

Capítulo 3:

Caracterización de la mineralización argentífera del depósito Mina Martha, Macizo del Deseado, Argentina.

3.1. Introducción

Los depósitos epitermales se asocian a ambientes magmático/hidrotermales someros dominados mayormente por vulcanismo y el desarrollo de fallas extensionales (Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005). Estos depósitos se originan por la precipitación de minerales a partir de soluciones acuosas con temperaturas generalmente inferiores a los 300°C, que circulan a profundidades no mayores a los 1,5 km por debajo de la superficie (Hedenquist *et al.* 2000).

Si bien este tipo de depósitos se caracterizan tanto por sus contenidos en metales preciosos y base, durante los últimos años han sido buscados y explotados mayoritariamente por sus contenidos en oro y plata, aportando aproximadamente el 6% de la producción mundial de Au y alrededor del 16% de la producción de Ag (Simmons *et al.*, 2005).

La provincia geológica del Macizo del Deseado se caracteriza por la presencia de numerosas manifestaciones epitermales, la cuales han sido motivo de numerosos estudios de tesis (e.g., Echavarría, 1997; Guido, 2002; Echeveste, 2005; Moreira, 2005; Lopez, 2006; Gutierrez, 2006; Mykietiuik, 2006; Wallier, 2009; Jovic, 2009).

En este capítulo se describe y caracteriza el sistema de vetas epitermales presente en el yacimiento Mina Martha, ubicado a unos 50 Km al NE de la localidad de Gobernador Gregores (Figura 3.1). Se analiza la distribución de los cuerpos mineralizados, su signatura geoquímica, texturas, mineralogía, alteraciones hidrotermales, microtermometría, valores isotópicos y geocronológicos, con el objetivo de realizar una caracterización de los fluidos que dieron origen a la mineralización argentífera presente en el área.

3.2. La Provincia Auroargentífera del Deseado

El Macizo del Deseado (Figura 3.1) está caracterizado por la presencia de abundantes mineralizaciones epitermales de baja sulfuración, lo que llevó a Schalamuk *et al.* (1999) a definir una entidad metalogénica, la Provincia Auroargentífera del Deseado.

A partir del descubrimiento de oro en el inicio de los 80' en las vetas de cuarzo del área del Cerro Vanguardia, se desarrolló una intensa actividad prospectiva que ha dado como resultado el descubrimiento de varios distritos vetiformes con presencia de metales preciosos (Schalamuk *et al.*, 2002). Actualmente, esta provincia, es una importante productora de Au-Ag con cuatro minas activas (Cerro Vanguardia, Martha, San José y Manantial Espejo) y es objeto de intensa exploración con más de 50 proyectos en distinto grado de desarrollo.

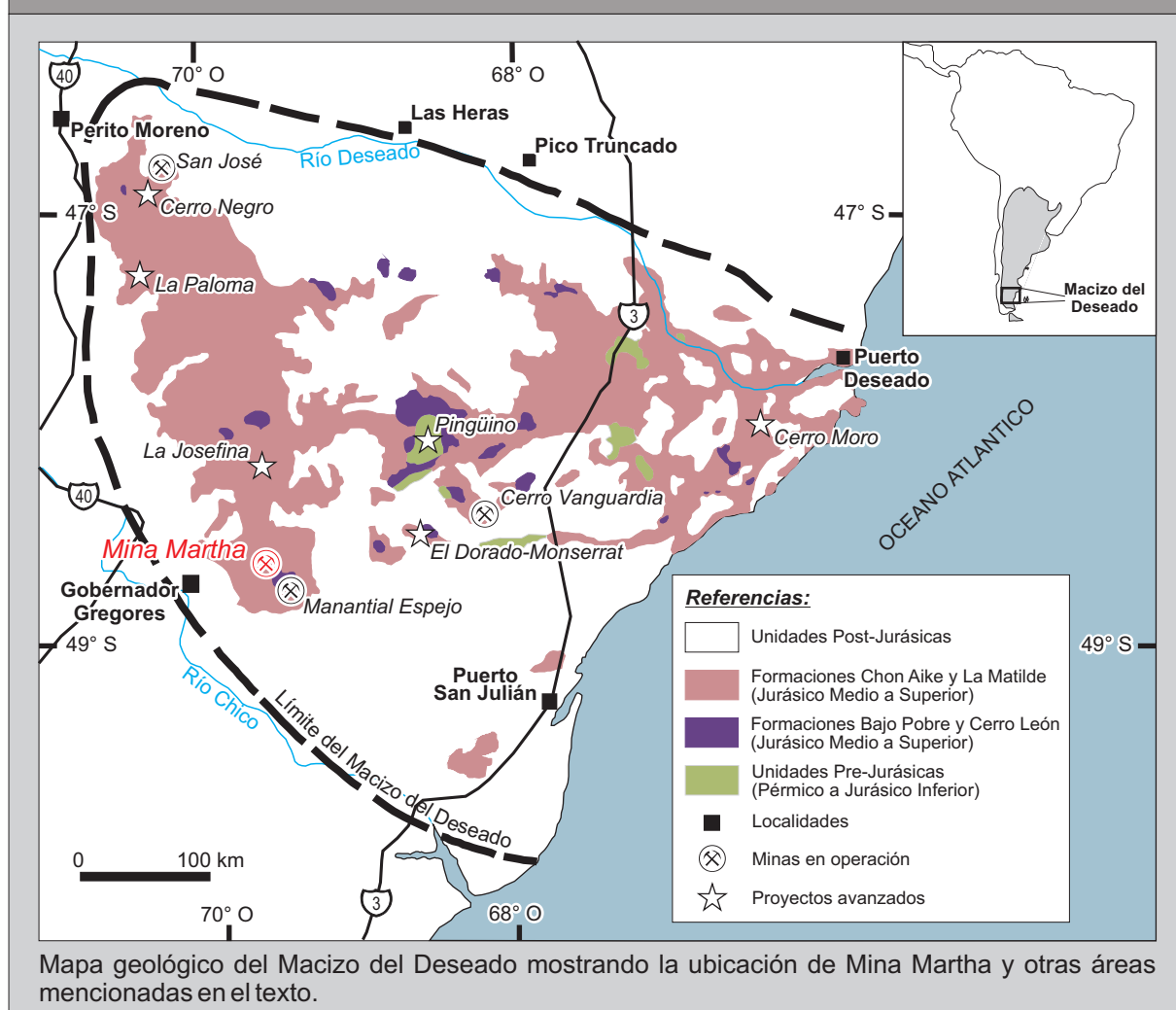
La mayoría de las ocurrencias de Au-Ag de la región se corresponden con depósitos de tipo epitermal de baja sulfuración (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría *et al.*, 2005; Fernández *et al.*, 2008), sin embargo, durante los últimos años también se han identificado depósitos epitermales de sulfuración intermedia y polimetálicos (e.g. Gonzalez Guillot *et al.*, 2004; Jovic, 2009). La mayoría de estas

manifestaciones están formadas por vetas, vetillas, stockworks y brechas de cuarzo y calcedonia con un importante control estructural de rumbo predominante NO y en menor medida NE y E-O. Composicionalmente presentan minerales de ganga como sílice (principalmente cuarzo, y en menor medida calcedonia) acompañado, en ocasiones, por calcita, adularia, baritina, fluorita y zeolitas. Las texturas de cuarzo son en general masivas, brechosas, bandeados crustiformes, coliformes, cocardas, texturas en peine y reemplazos. Los minerales metalíferos se encuentran en menos del 1% en volumen y están representados por pirita, Au nativo, electrum, argentita, Ag nativa, sulfosales de Ag, hematita, esfalerita, galena y calcopirita (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría *et al.* 2005; Fernández *et al.*, 2008).

La alteración hidrotermal está restringida en proximidades de las vetas y está representada por silicificación, argilización, sericitización y propilitización en menor medida. La signatura geoquímica de las vetas se caracteriza por presentar anomalías en metales preciosos (Au-Ag) y ocasionales contenidos anómalos de As, Sb, Hg, Mo, Pb, Zn, Mn y Cu, en tanto que la relación Ag:Au es en promedio de 9:1 (Schalamuk *et al.*, 2002; Ruiz y Guido, 2006).

De acuerdo a Guido y Schalamuk (2003), Schalamuk *et al.* (2005) y Jovic (2009) los fluidos hidrotermales están caracterizados por soluciones H₂O-NaCl neutrales a algo alcalinas con salinidades que varían entre 0,18 y 8 % NaCl eq. El rango de temperaturas de homogenización del cuarzo y la adularia va desde <100° a 320° C y los valores δ¹⁸O fluidos del cuarzo entre -6,4 y +5 ‰ lo que sugiere una importante participación de aguas meteóricas en las soluciones hidrotermales, mientras que los valores

Figura 3.1. Mapa de ubicación



de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ varían entre -6,4 y +5 ‰ indicando una fuente magmática para el azufre.

Por último, las mineralizaciones presentan una edad Jurásico Superior y están relacionadas a los últimos estadios del vulcanismo bimodal, en donde se encuentra generalmente hospedada, principalmente en ignimbritas, lavas riolíticas y andesitas (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría *et al.* 2005; Fernández *et al.*, 2008).

3.3. Metodología

3.3.1. Trabajos de campo y gabinete

Los trabajos de gabinete realizados previamente a las tareas de campo comprendieron esencialmente la compilación y análisis de la información (mapas e imágenes satelitales) proporcionada por Coeur Argentina (propietaria del yacimiento) y la preparación del material necesario para llevar adelante el mapeo (ver Capítulo 2.2).

Los trabajos de campo comprendieron el relevamiento del área mineralizada a escala 1:5.000. Los datos tomados (rumbo y buzamiento, geometría de los cuerpos, tipo de estructura, textura y estructura del relleno, etc.) fueron graficados en los planteos mediante el empleo de un GPS Garmin e-Trex y luego volcados a la base de datos GIS.

Durante los trabajos de campo se describieron y muestrearon un total de 24 perforaciones realizadas con diamantina en distintos sectores del yacimiento, tratando de observar las mayores variaciones en leyes, texturas y alteraciones presentes en el yacimiento. También se tuvo acceso a las labores de explotación subterráneas dentro del yacimiento, donde se realizaron mapeos (1:500), descripciones y muestreos de los tramos accesibles de los principales cuerpos mineralizados y sus rocas de caja.

Finalmente, durante el transcurso de los trabajos de campo también se llevaron a cabo muestreos específicos orientados a caracterizar en el laboratorio los diferentes estilos de la mineralización, ya sea estudios petrográficos, mineralógicos, de inclusiones fluidas, isótopos estables y geocronología.

3.3.2. Análisis de Laboratorio

Los estudios petro y calcográficos fueron realizados en el laboratorio de microscopía del Instituto de Recursos Minerales (INREMI), de la Universidad Nacional de La Plata. Para ello se utilizó un microscopio *Nikon Optipho-Pol* equipado con una cámara digital *Nikon Coolpix P5100*.

Los análisis de rayos-X (DRX) fueron realizados en un difractómetro *Philips X'Pert PRO* modelo 2009 con ánodo de Cu, perteneciente al Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad Nacional de La Plata. Para la estimación de las concentraciones minerales se utilizaron los poderes reflectantes de Schultz (1964) y Biscaye (1965). La difracción de rayos X tiene un límite de detección aproximado del 5% y no detecta las fases amorfas.

Como herramienta para la identificación mineralógica también se empleó un espectrómetro de reflectancia *ASD FieldSpec Pro™* (www.asdi.com) perteneciente a la compañía minera Mauricio Hochschild Argentina S.A. Este espectrómetro emplea la región del infrarrojo de onda corta (SWIR) del espectro electromagnético (entre los 350 nm y 2500 nm), para reconocer minerales de alteración y sus

variaciones en composición, cristalinidad, etc. (e.g., [Herrmann et al., 2001](#); [Rodríguez et al., 2010](#); [Kerr et al., 2011](#)).

La composición química de los minerales fue determinada mediante el uso de una microsonda electrónica *CAMECA SX-50* perteneciente al Servicio Científico Técnico de la Universidad de Barcelona. Para el análisis se utilizó un potencial de aceleración de 20 kV, y una corriente de 20 nA. Los resultados fueron procesados según los factores de corrección de [Pouchou y Pichoir \(1985\)](#). Estos análisis fueron realizados por Natxo Subias, Blanca Baluz e Isabel Fanlo (Grupo de Mineralogía de la Universidad de Zaragoza), y cedidos generosamente para la realización del presente trabajo de tesis.

Los estudios de inclusiones fluidas fueron realizados en Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Metalogénesis (LIFM) del Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN), ubicado en la ciudad de Belo Horizonte, Brasil. Para la caracterización microscópica y microtermometría de las inclusiones fluidas presentes tanto en minerales transparentes (cuarzo y adularia) como opacos (pirargirita), se utilizó una platina de calentamiento/enfriamiento *Linkam FTIR-600* montada sobre un microscopio *Leica DMR-XP* modificado por los investigadores del LIFM-CDTN ([Ríos et al., 2006](#)) para poder trabajar con el espectro visible, el espectro infrarrojo cercano (hasta 10 μm , NIR), y el espectro infrarrojo de onda corta (hasta 1,4 μm , SWIR). Todos los ensayos fueron registrados en videos y fotografiados utilizando un sistema de imágenes *QImaging* modelo *QICAM-IR* conectado a una PC con el software *Linkam Linksys 32*. Durante los ensayos microtermométricos, las temperaturas de congelamiento (T_f) fueron medidas en primer lugar, luego la temperatura del eutéctico (T_e), la temperatura final del derretimiento del hielo ($T_{m(\text{ice})}$) y finalmente la temperatura de homogenización (T_h). Por último, la salinidad fue calculada a partir de los valores de $T_{m(\text{ice})}$ según los valores propuestos por [Bodnar y Vityk \(1994\)](#).

Los análisis de isótopos estables de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y de azufre ($\delta^{34}\text{S}$) fueron realizados en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España. La extracción del oxígeno y carga de la muestra se efectuaron siguiendo los principios de [Clayton y Mayeda \(1963\)](#) y [Friedman y Gleason \(1973\)](#). Los resultados que se obtuvieron se dan en la notación delta, habitualmente referidos a SMOW. El valor obtenido para el estándar NBS-28 en el laboratorio citado es $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +9,6\text{‰}$. La técnica empleada para el azufre es similar a la descrita por [Robinson y Kusakabe \(1975\)](#). Los resultados obtenidos se dan referidos a CDT. El valor obtenido para el estándar NBS-123 en el laboratorio citado es $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = 17,0\text{‰}$.

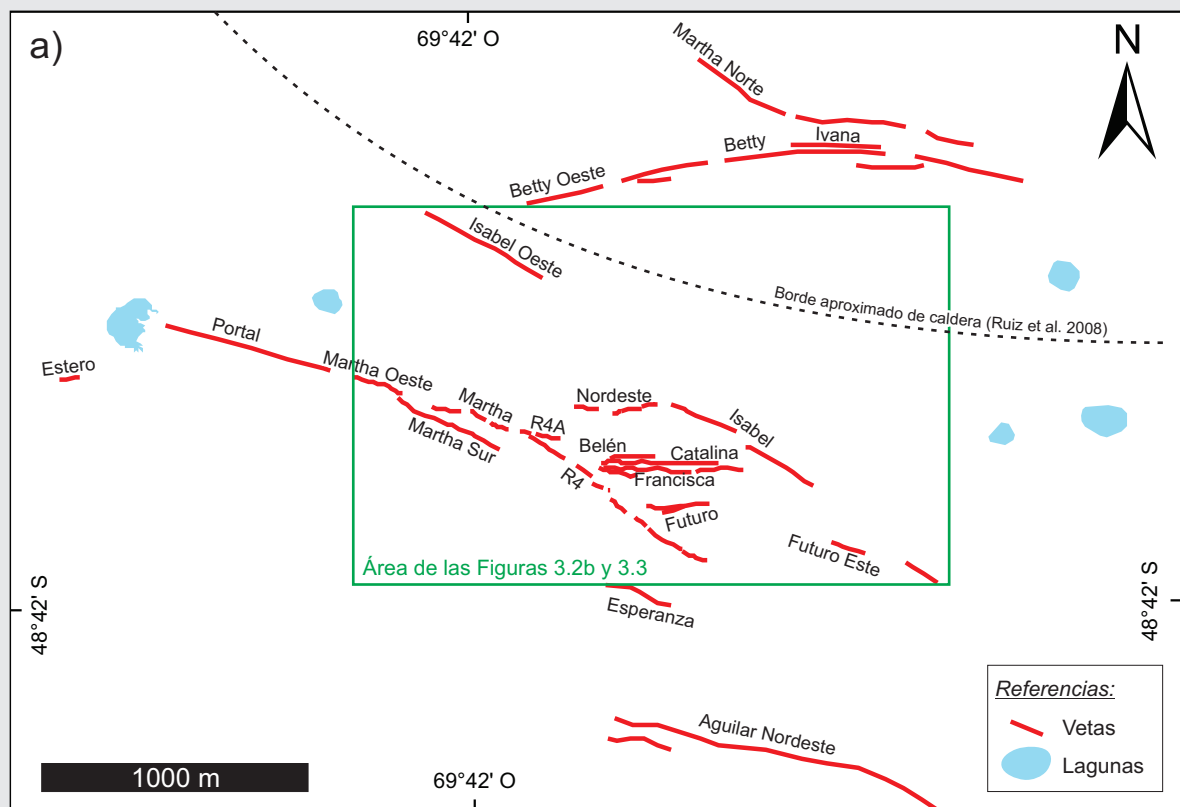
Por último, las determinaciones geocronológicas por el método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ fueron realizadas en el Laboratorio de Geocronología perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN), ubicado en la ciudad de Santiago de Chile. Los análisis fueron realizados utilizando un espectrómetro *MAP 215-50* modificado, equipado con un sistema láser de CO_2 mediante un análisis de fusión por etapas (*step-heating*) sobre cristales de adularia provenientes de la mineralización.

3.4. El sistema de vetas de Mina Martha

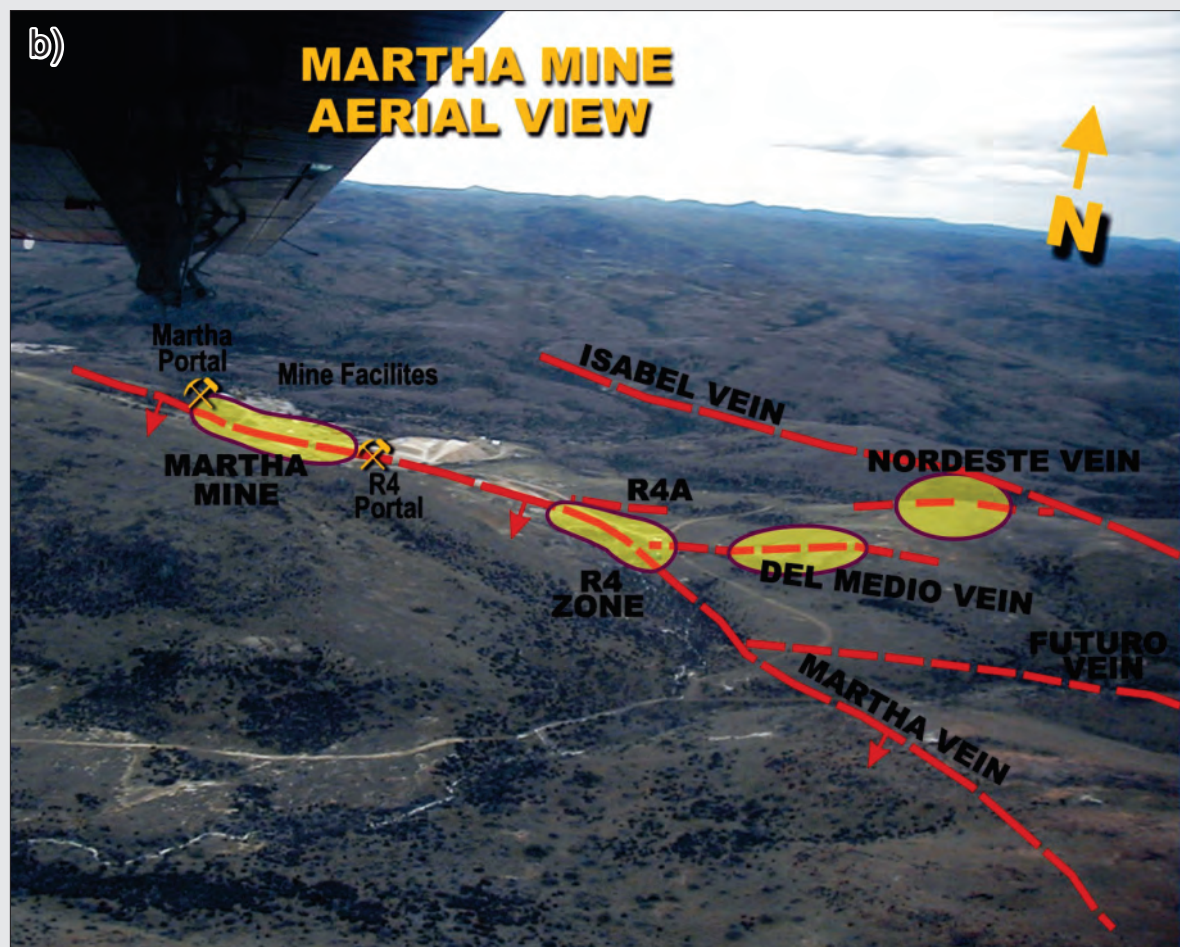
3.4.1. Distribución y caracterización de los cuerpos mineralizados

El área de estudio se caracteriza por la presencia de más de 20 cuerpos vetiformes, que totalizan unos

Figura 3.2. Distribución de las vetas

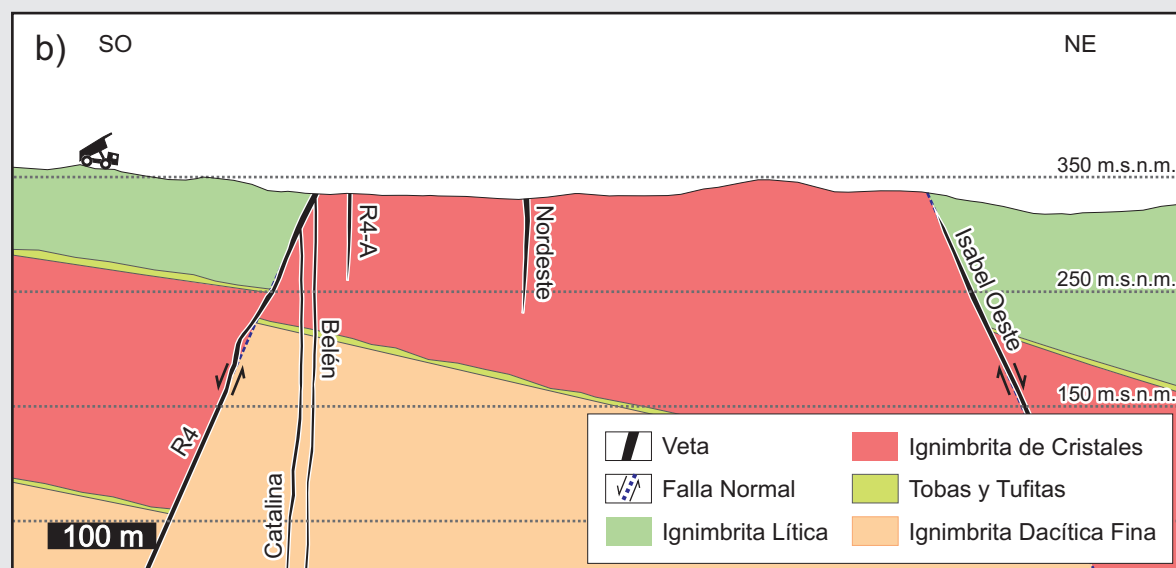
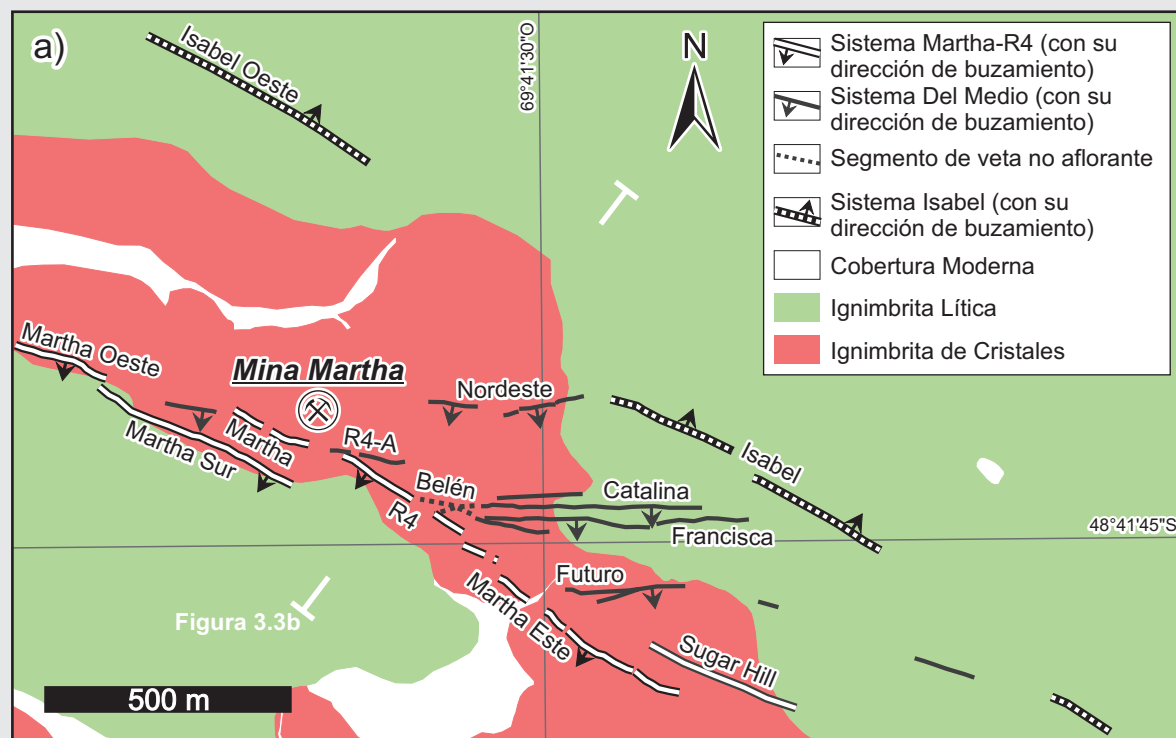


Mapa mostrando la distribución de las vetas en los alrededores de Mina Martha.



Vista aérea de Mina Martha hacia el NO, año 2005 (Foto cortesía de Coeur Argentina).

Figura 3.3. Geología del yacimiento

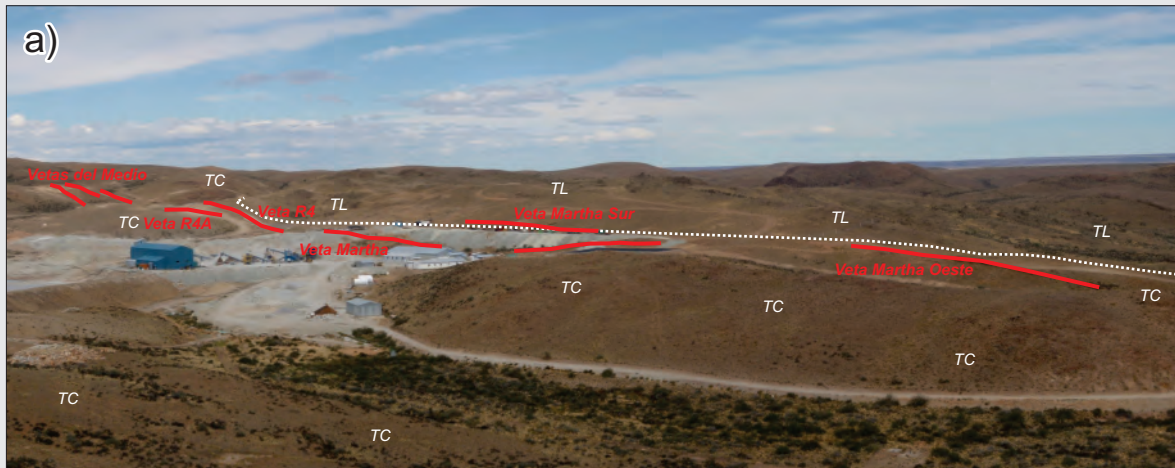


Mapa y perfil geológicos correspondientes a la parte central del yacimiento Mina Martha. Ver figuras 2.4 y 3.2 para la ubicación general en el depósito.

~10 km lineales de estructuras aflorantes ubicadas principalmente a lo largo de la parte centro-oeste de la zona de estudio (Figuras 2.4 y 3.2a). Los mismos se alojan en ignimbritas y sedimentos piroclásticos retrabajados (tufitas) pertenecientes al Complejo Volcánico Bahía Laura (Figura 3.3 y Capítulo 2).

Las vetas presentes en las inmediaciones de la mina pueden ser divididas en tres sistemas de acuerdo a su orientación general (Figura 3.2b y 3.3 y Capítulo 4): un sistema de orientación NO-SE compuesto por las vetas Martha, R4, Martha Oeste, Martha Este y Martha Sur que ha sido denominado como Sistema Martha-R4; un sistema de orientación general E-O conformado por las vetas Belén, Francisca, Catalina, Nordeste, R4A y Futuro, que fueron agrupadas bajo la denominación de Sistema del Medio; y un tercer sistema de orientación general NO-SE conformado por las vetas Isabel e Isabel Oeste y que ha sido denominado Sistema Isabel.

Figura 3.4. Aspecto general de las mineralizaciones



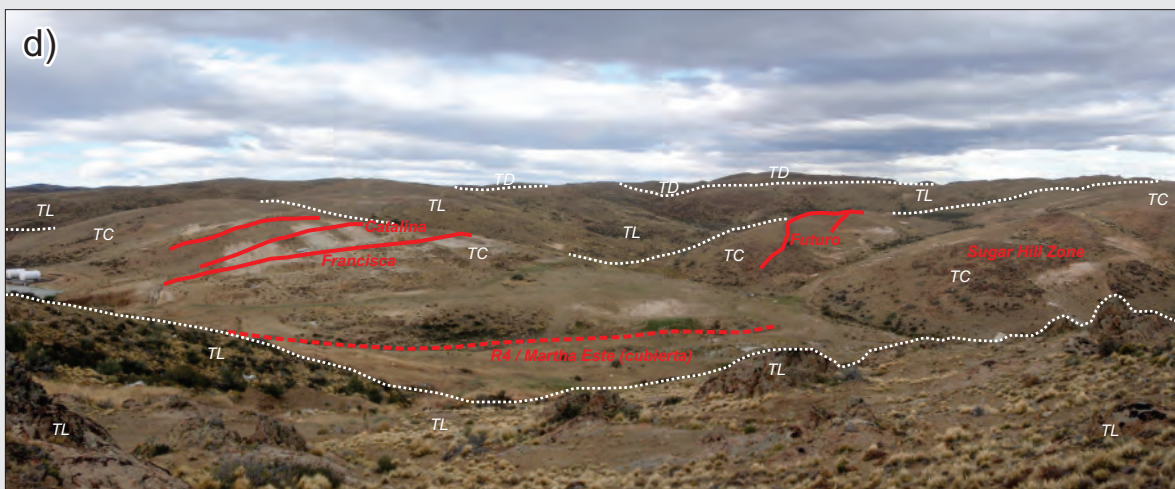
Vista general del yacimiento en el año 2009. La fotografía esta tomada hacia el SE desde las proximidades del acceso a la Mina, y muestra las relaciones entre las vetas que componen el Sistema Martha-R4 (TC: Ignimbrita de Cristales; TL: Ignimbrita Lítica).



Vista de los afloramientos de la Veta Martha en el año 2001 (antes del inicio de las actividades extractivas). Vista mirando hacia el SE (Foto cortesía de Coeur Argentina).



Vista de los afloramientos de la Veta R4 en superficie en el año 2001 (antes del inicio de las actividades extractivas). Vista mirando hacia el SE (Foto cortesía de Coeur Argentina).



Vista general del Sistema del Medio en superficie en el año 2009. Se puede apreciar la distribución general de las vetas y sus rocas de caja (TC: Ignimbrita de Cristales; TL: Ignimbrita Lítica; TD: Ignimbrita Dacítica).

El Sistema Martha-R4 (Figura 3.3a y 3.4a) se caracteriza por una orientación general NO-SE e inclinación hacia el SO (Figura 3.3b), está compuesto por una única estructura dividida informalmente en varios segmentos donde los más importantes corresponden a las Vetas Martha y R4 (Figura 3.4b y 3.4c). Las estructuras de este sistema están compuestas por una red anastomosada de vetas y vetillas que se bifurcan y unen conformando una estructura continua con un espesor medio de 1,5 m y un máximo de hasta 5 metros.

El Sistema del Medio está compuesto por varias estructuras subparalelas de rumbo general E-O e inclinación con alto ángulo hacia el S (Figura 3.3 y 3.4d), que desarrollan espesores medios de entre 0,5 y 1 m, y que pueden alcanzar máximos de hasta 2,5 m. Las estructuras principales están caracterizadas por vetas continuas con geometrías tabulares, que por sectores desarrollan ramificaciones oblicuas de menor espesor que las interconectan.

Por último, el Sistema Isabel está conformado por dos segmentos que forman una única estructura de orientación general NO-SE e inclinación hacia el NE (Figura 3.3). Los afloramientos de esta estructura son bastante pobres, estando en su mayor parte cubierta por sedimentos aluviales modernos.

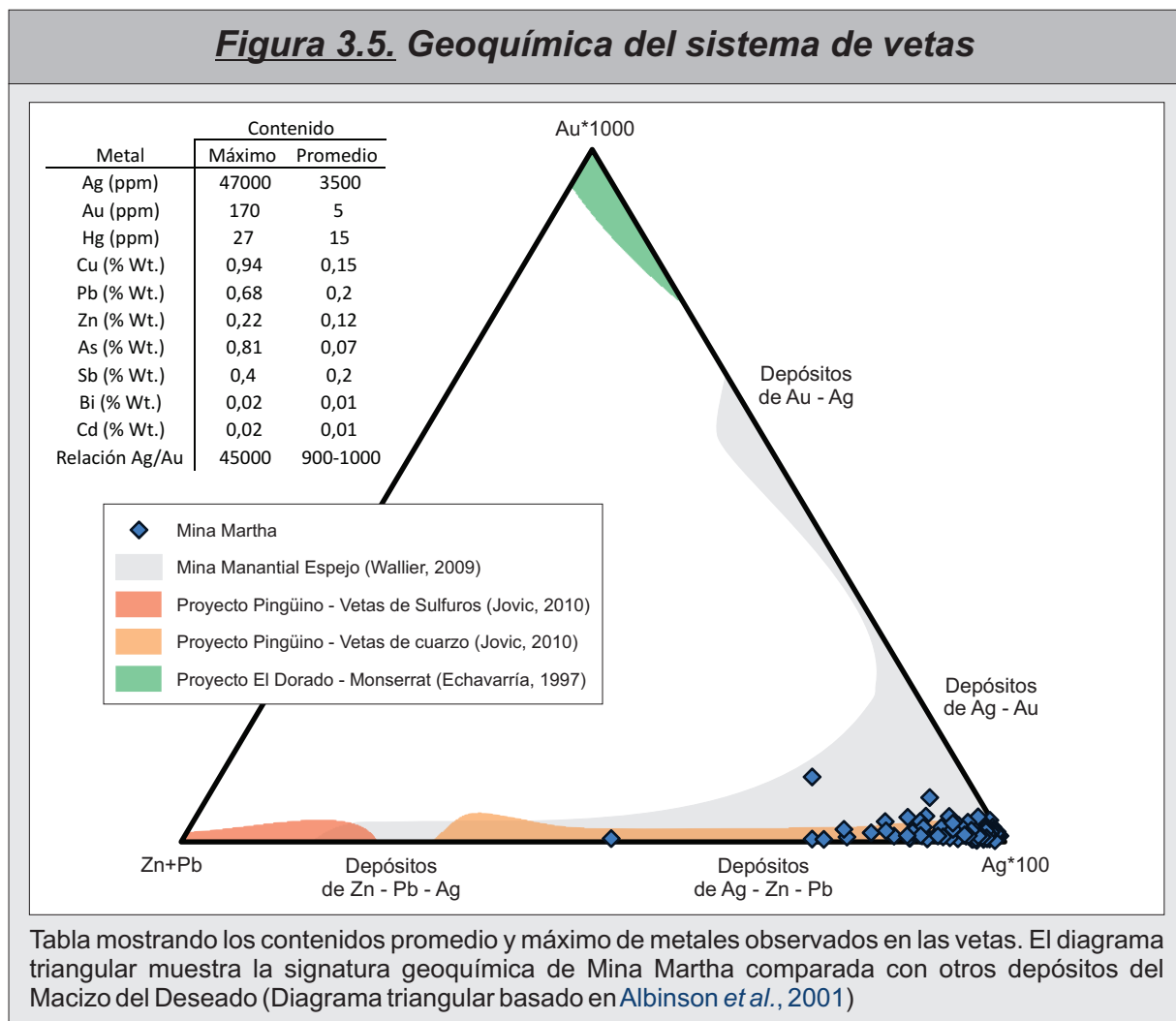
Las estructuras mineralizadas de los tres sistemas presentan marcadas similitudes en cuanto a su mineralogía y texturas, estando representadas en todos los casos por cuerpos vetiformes tabulares a los que se asocia una red de vetillas con arreglo anastomosado que parten del cuerpo principal de la veta y que se caracterizan por un desarrollo variable, en general elevado en el Sistema Martha-R4, a casi ausente en el Sistema del Medio.

El relleno hidrotermal se caracteriza por múltiples episodios de apertura y relleno, donde dominan las texturas brechosas y en menor medida los bandeados crustiformes. La ganga se caracteriza por una elevada proporción de adularia asociada al cuarzo, la adularia puede formar hasta el 95% del volumen de las vetas. Los minerales de mena corresponden a sulfuros y sulfosales de plata y metales base, que comúnmente superan el 15 % del volumen de las estructuras. Por último, en superficie las vetas forman crestones de roca silicificada y oxidada (Figura 3.4b y c) en donde se pueden reconocer vetas y vetillas de adularia y cuarzo con cantidades menores de limonitas, minerales secundarios de cobre y platas córneas.

3.4.2. Geoquímica de las vetas

La mineralización del sistema de vetas en Mina Martha se caracteriza por una signatura geoquímica dominada por valores muy elevados de Ag, que promedian los 3500 ppm, pero que localmente pueden superar los 45.000 ppm (Figura 3.5). Asociados a los valores de Ag, se observan tenores elevados de Au, con promedios de 5 ppm y máximos de hasta 170 ppm. Los metales preciosos son acompañados por valores también altos de metales base junto con As y Sb (Figura 3.5). Por último también se registran algunas anomalías menores en Hg, Bi y Cd.

Dentro de los cuerpos mineralizados, los contenidos de metales preciosos definen relaciones Ag/Au que promedian los 900-1.000, pero que pueden elevarse hasta superar los 40.000 (Figura 3.5). La relación entre metales preciosos y metales base permite clasificar al depósito de Mina Martha como un depósito netamente argentífero con una tendencia hacia los depósitos de tipo Ag-Zn-Pb (Figura 3.5; [Albinson et al., 2001](#)).

Figura 3.5. Geoquímica del sistema de vetas

Finalmente, del análisis de la distribución y correlación entre los contenidos de Ag, Au, Cu, Pb, Zn, As y Sb de un total de 1.553 muestras provenientes de testigos corona (Figura 3.6), se puede concluir que existe una marcada correlación entre Ag-Au, Ag-Sb, Au-Sb, y correlaciones moderadas entre Ag-Pb, Ag-Cu y Au-Pb (Figura 3.6).

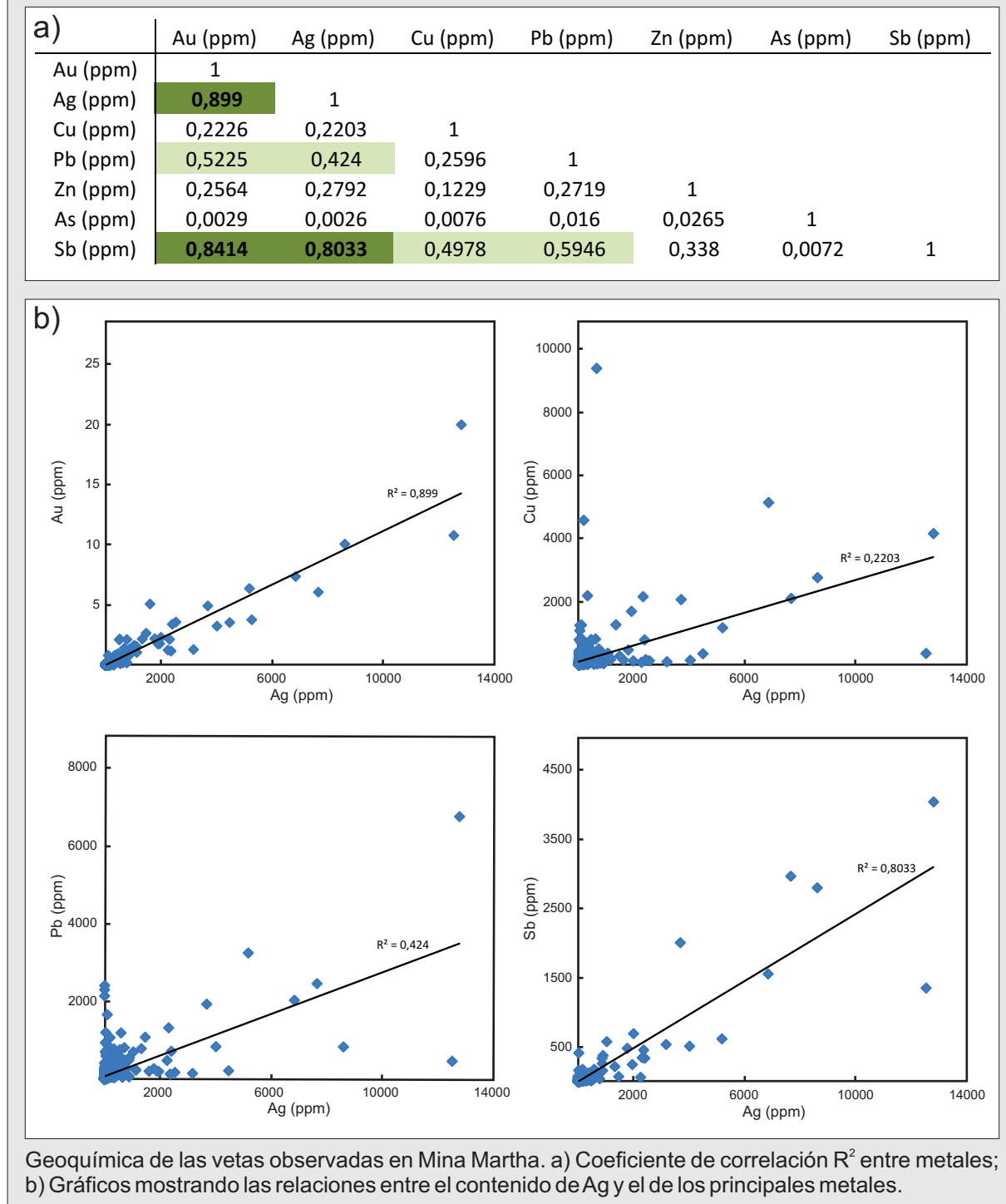
3.5. Esquema de pulsos mineralizantes

Como resultado del estudio de los testigos corona, afloramientos e interior mina, sumado al análisis de 17 secciones delgadas y 29 probetas pulidas de la mineralización, se elaboró un esquema paragenético compuesto de nueve pulsos mineralizantes para el sistema de vetas presentes en Mina Martha (Figuras 3.7, 3.8 y 3.9). Para la descripción de las texturas de los sulfuros y las sulfosales se siguieron las recomendaciones de [Ramdhor \(1980\)](#), [Ineson \(1989\)](#) y [Bortnikov et al. \(1991\)](#). Finalmente, para las texturas del cuarzo y la adularia se siguieron las propuestas de [Dong y Morrison \(1995\)](#) y [Dong et al. \(1995\)](#).

3.5.1. Mineralogía primaria

Para simplificar la descripción de los 9 pulsos identificados en la paragénesis hipogénica del yacimiento, se realizó una agrupación de los mismos en 4 episodios mineralizantes definidos en función

Figura 3.6. Geoquímica del sistema de vetas

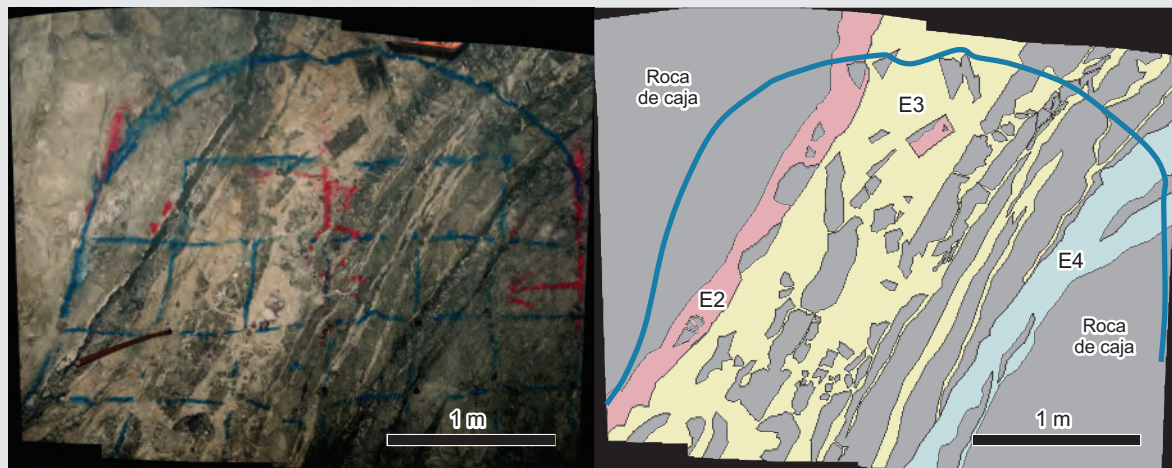


de la presencia o ausencia de minerales de mena.

El primero de ellos (E1) se compone por una red de finas vetillas estériles de cuarzo con salbandas de adularia, es de naturaleza pre-mineral y se encuentra poco representado en el yacimiento (Figuras 3.8 y 3.9).

El segundo episodio (E2) es el responsable de las altas leyes presentes en los sistemas de vetas Martha-R4 y Del Medio. Está compuesto por 4 pulsos que muestran un contenido progresivamente menor de sulfuros y sulfosales, que es acompañado por contenido progresivamente mayor de adularia y cuarzo con cantidades subordinadas de sericita (Figuras 3.7, 3.8 y 3.9). Las texturas típicas de este episodio corresponden a brechas, aunque también pueden observarse algunos sectores con bandeados

Figura 3.7. Pulsos y episodios mineralizantes



Fotografía y esquema mostrando la distribución y espesores típicos de los episodios mineralizantes E2 a E4. Vista al NO en un frente de avance para la explotación de la veta R4 (nivel 165).

crustiformes. En general este episodio presenta una distribución variable, representando entre el 0 y el 40% del volumen de las vetas, y espesores promedios entre 10 y 30 cm (Figura 3.7).

El tercer episodio (E3) consiste en 2 pulsos estériles caracterizados por abundante adularia masiva y cuarzo en menores proporciones (Figuras 3.7, 3.8 y 3.9). Estos pulsos poseen texturas típicamente masivas y en menor medida brechosas, y son de amplia distribución en todas las estructuras mineralizadas del yacimiento, llegando en algunos casos a constituir el 95% de las vetas, con espesores que van desde 30 cm a casi 5 m (Figura 3.7).

Por último, el cuarto episodio (E4) está caracterizado por dos pulsos tardíos dentro del esquema paragenético (Figuras 3.7, 3.8 y 3.9). Se trata de brechas tectónicas a las que se asocian finas vetillas de sulfosales de plata que localmente pueden constituir una red densa. Este episodio tiene una amplia distribución en el Sistema Martha-R4, y en menor medida en el Sistema Isabel, sin embargo se encuentra ausente en el Sistema del Medio. Si bien se trata de un evento tardío, puede ser localmente muy importante ya que contribuye a incrementar significativamente la ley de la mineralización. En general este episodio puede representar hasta el 50% del volumen de las vetas, mostrando espesores promedios entre 40 cm y 1,5 m (Figura 3.7).

A continuación se presenta una descripción detallada de la mineralogía y texturas reconocidas en cada uno de los pulsos mineralizantes identificados en las estructuras analizadas.

Episodio 1:

- ***Pulso 1:*** Se trata de un conjunto de finas vetillas de cuarzo sacaroide con salbandas de adularia del tipo subrómico (hasta 2 mm), que no superan los 0,5 cm de ancho (Figura 3.9a) y en general no presentan ningún sulfuro asociado (Figura 3.8). Este pulso presenta una escasa representación dentro del yacimiento.

Episodio 2:

- ***Pulso 2:*** Este pulso está compuesto completamente por sulfuros (Figura 3.8), que se presentan con aspecto masivo, brechoso o bien formando parte de un bandeado crustiforme junto con los pulsos 3 y

Figura 3.8. Pulsos y episodios mineralizantes

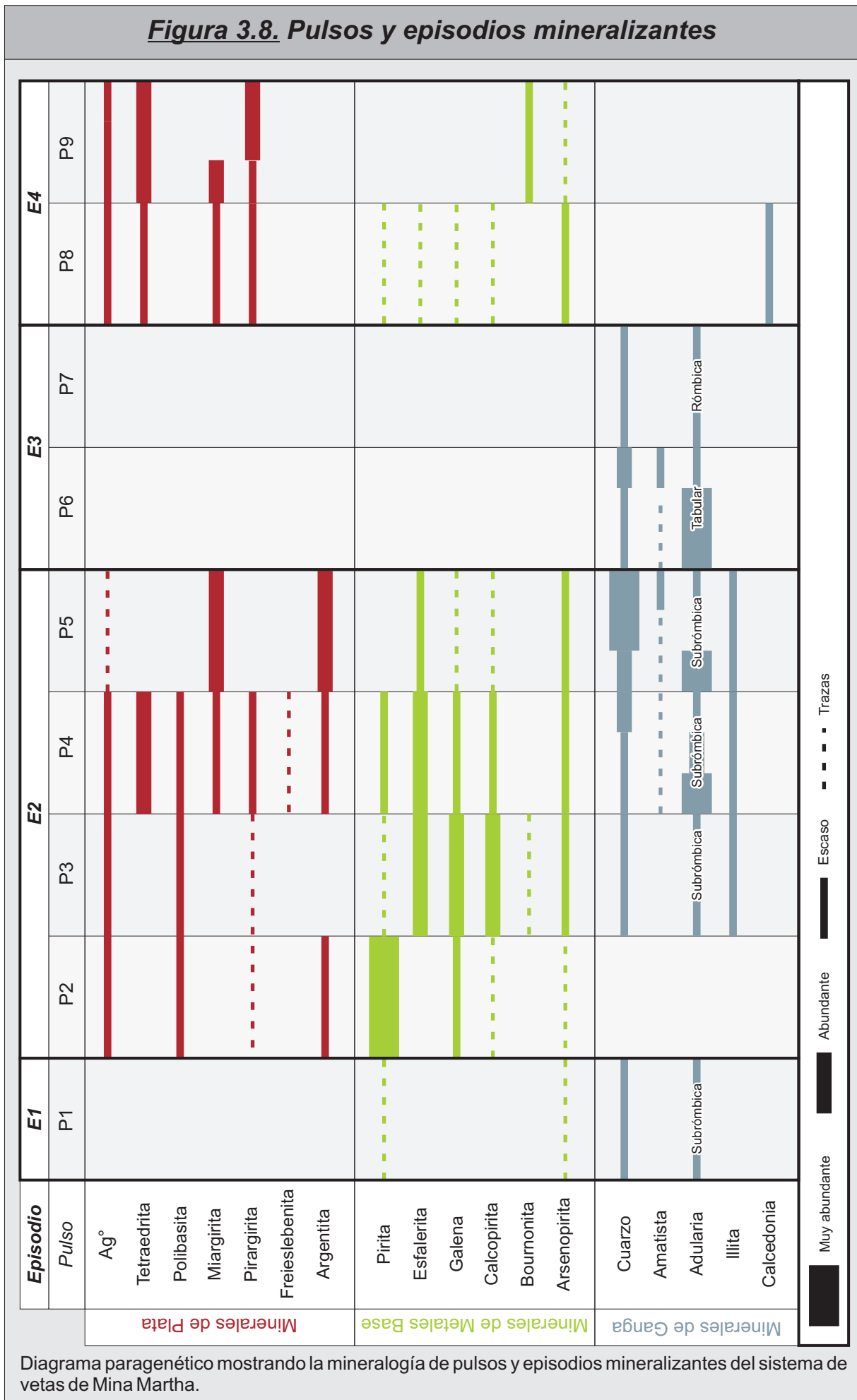
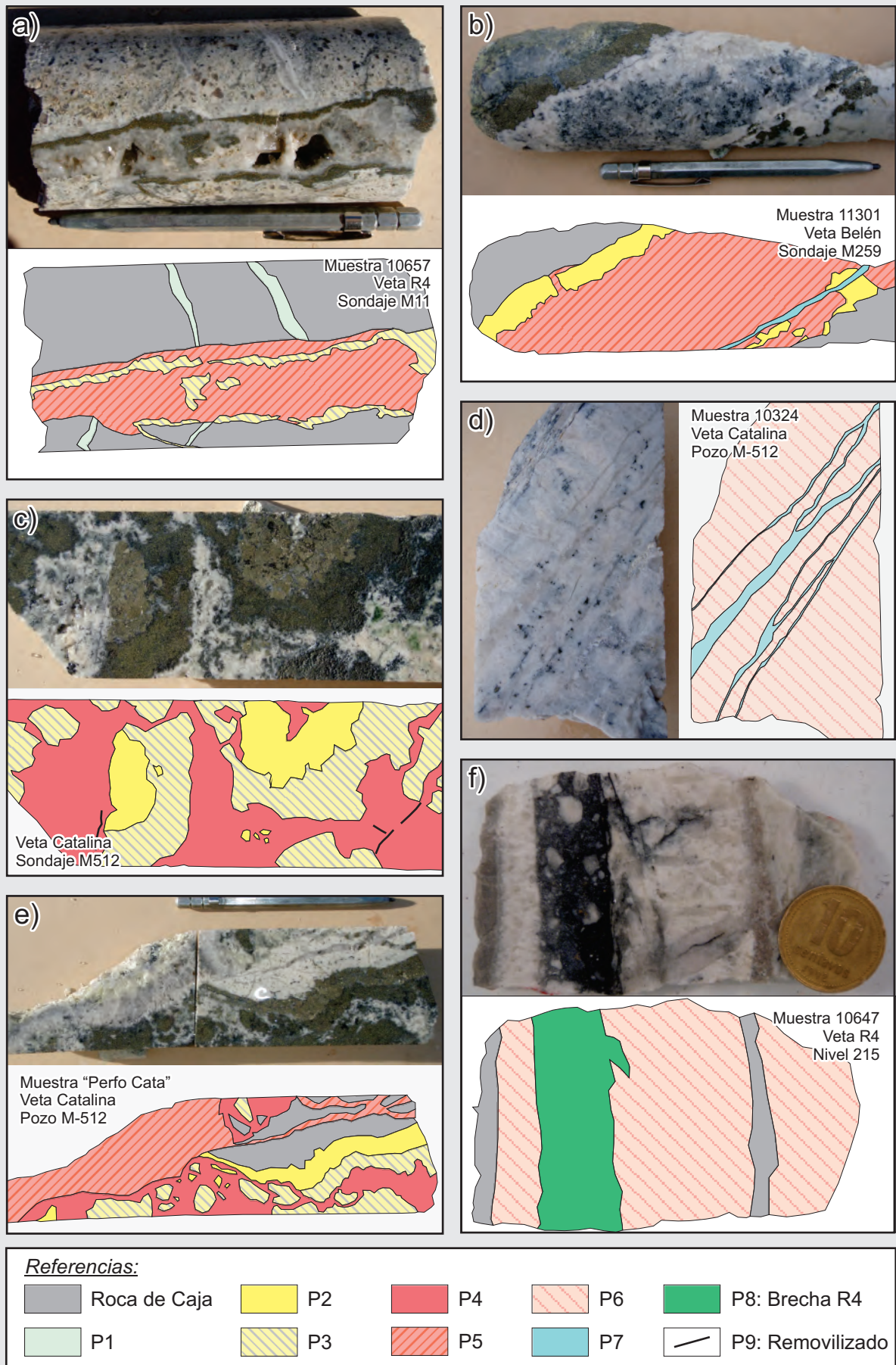


Diagrama paragenético mostrando la mineralogía de pulsos y episodios mineralizantes del sistema de vetas de Mina Martha.

Figura 3.9. Pulsos y episodios mineralizantes



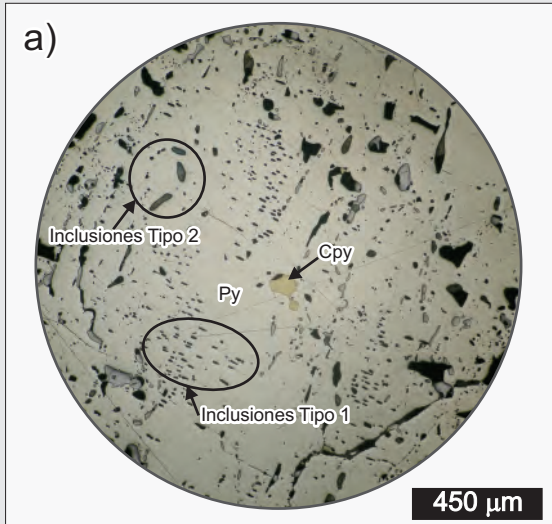
Esquema de pulsos mineralizantes observados en el sistema de vetas de Mina Martha.

4 (Figura 3.9b, c y e).

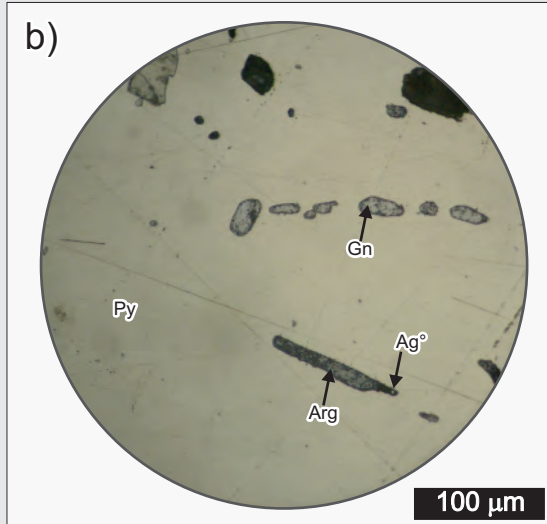
Este pulso está conformado por pirita (FeS_2) masiva de grano grueso (hasta 1 cm), que muestra abundantes inclusiones que pueden presentarse con dos arreglos diferentes (Figura 3.10a). Las inclusiones de Tipo 1 (Figura 3.10b) están caracterizadas por trenes paralelos de inclusiones elipsoidales de muy reducidas dimensiones (hasta 0,05 mm), y en general su relleno se pierde durante el proceso de pulido de la muestra. A diferencia de las anteriores, las inclusiones Tipo 2 (Figura 3.10c y d) presentan formas subredondeadas irregulares y tamaños más grandes (hasta 0,15 mm).

En ambos casos las inclusiones son mayormente de galena (PbS) y polibasita ($(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$), que se presentan con límites mutuos rectos, y en forma muy ocasional también puede observarse calcopirita ($CuFeS$), y pirargirita (Ag_3SbS_3). Dentro de las inclusiones Tipo 2 se pudieron reconocer escasos clastos angulosos y fracturados de arsenopirita ($FeAsS$) de pequeñas dimensiones.

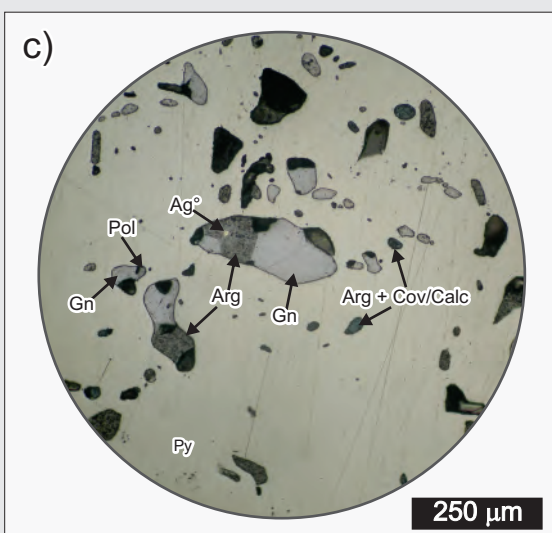
Figura 3.10. Pulso 2



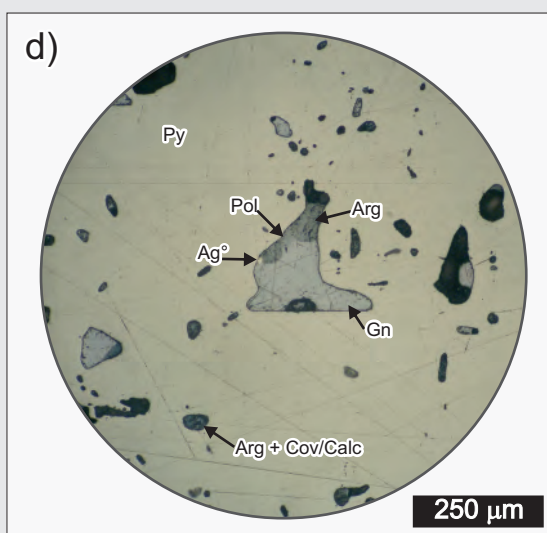
Pirita de grano grueso mostrando los diferentes tipos de inclusiones observadas. Microfotografía con luz reflejada. Referencias: Py = pirita; Cpy = calcopirita.



Detalle de las inclusiones de Tipo 1. Microfotografía con luz reflejada. Referencias: Gn = galena; Arg = argenta; Ag° = plata nativa.



Detalle de las inclusiones de Tipo 2. Microfotografía con luz reflejada. Referencias: Pol = polibasita; Cov = covelina; Calc = calcosina.

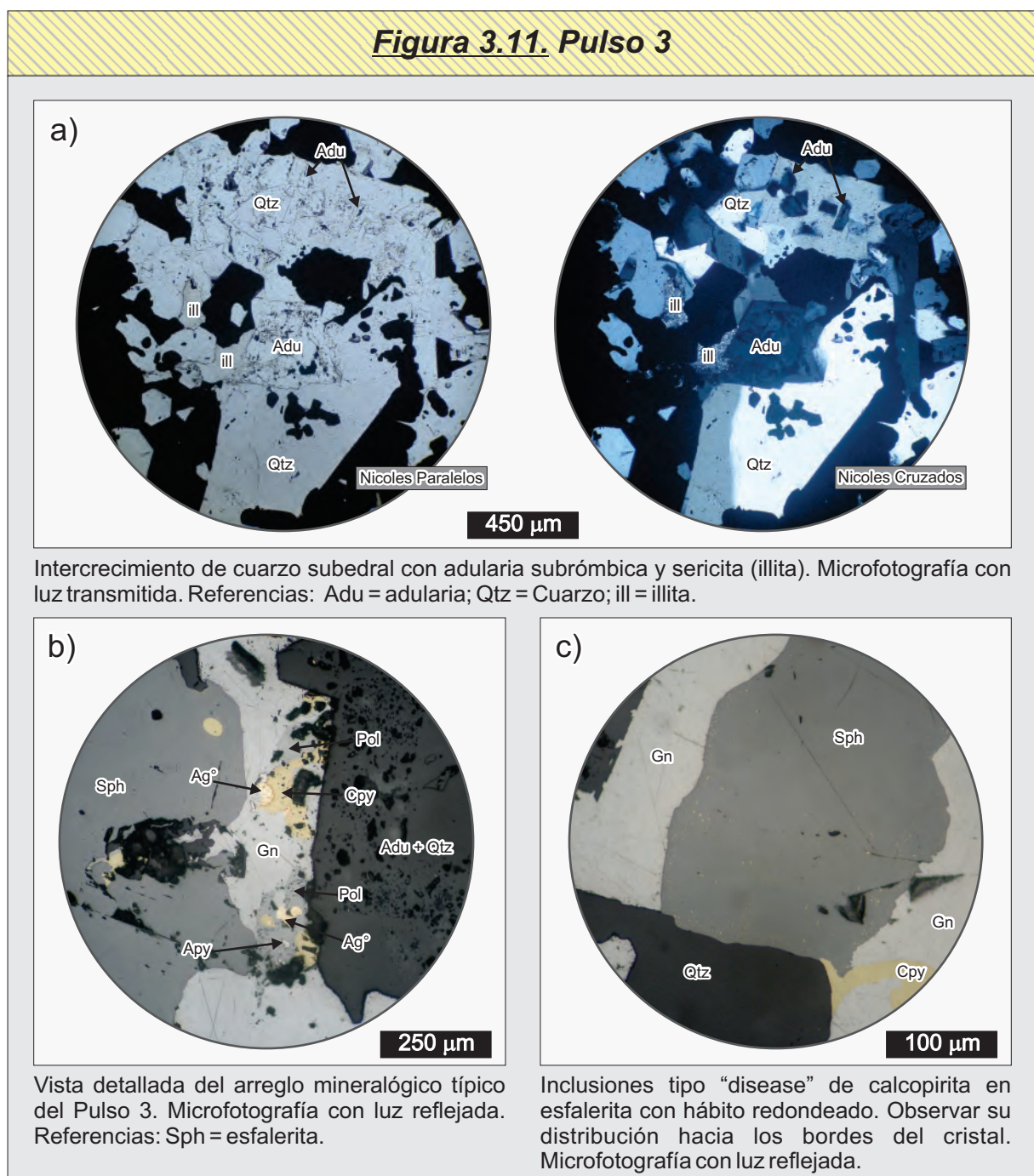


Argentita y plata nativa junto a polibasita en el interior de una inclusión de Tipo 2. Microfotografía con luz reflejada.

En ambos tipos de inclusiones es muy común la presencia de abundante argentita (Ag_2S) (Figura 3.10b, c y d) que puede o no estar acompañada por plata nativa (Ag^0) de grano muy fino (hasta $10\ \mu m$); junto con la argentita es común observar cantidades menores de calcosina (Cu_2S) y covelina (CuS) de posible origen secundario (Figura 3.10c y d). En todos los casos estos minerales secundarios se encuentran reemplazando a la polibasita, en las inclusiones Tipo 2 el grado de reemplazo es de muy leve a total, en tanto que en las Tipo 1 siempre es total.

- **Pulso 3:** Se caracteriza por una elevada proporción de sulfuros (hasta 50%) que se disponen en forma intersticial entre un intercrecimiento de adularia y cuarzo (Figura 3.8 y figuras 3.9a, c y e). Todo el arreglo presenta un tamaño de grano medio a fino y generalmente se desarrolla brechando a los pulsos anteriores, o bien como un bandeo crustiforme junto con los pulsos 2 y 4 (Figura 3.9c y e).

Los minerales de ganga (Figura 3.11a) están representados por un intercrecimiento en proporciones similares entre cuarzo (SiO_2) euedral a subedral y adularia ($KAlSi_3O_8$) de tipo subrómica, al que se asocia



cantidades subordinadas de sericita (illita, $(K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,(H_2O)]$).

La depositación de los sulfuros se inicia con un intercrecimiento de abundante galena y esfalerita ($(Zn,Fe)S$) que es acompañada por escasa calcopirita, arsenopirita, polibasita, y plata nativa (Figura 3.11b). La polibasita siempre se encuentra asociada a la galena. En forma tardía se produce un aumento en la proporción de calcopirita, que se presenta cortando y reemplazando a las fases anteriores, especialmente a la galena y esfalerita.

La esfalerita de este pulso se caracteriza por presentar inclusiones subredondeadas de calcopirita (tipo "disease"). Las mismas solo se encuentran presentes hacia los bordes de los cristales de esfalerita y no presentan una orientación definida (Figura 3.11c).

Finalmente, es común que este pulso incluya cantidades variables de clastos de pirita provenientes del Pulso 2.

- Pulso 4: Este pulso se caracteriza por una cantidad muy variable de sulfuros, que en general ronda el 30%, aunque en algunos casos puede alcanzar hasta el 50%; y que se disponen en forma intersticial entre un intercrecimiento de adularia y cuarzo (Figura 3.8 y 3.12a). Todo el arreglo presenta un tamaño de grano medio a fino y generalmente se desarrolla brechando a los pulsos anteriores, o bien en la parte central de un bandeado crustiforme junto con el Pulso 2 y 3 (Figura 3.9c y e). En algunos casos, especialmente en las etapas tempranas de este pulso, se ha observado un fino bandeo rítmico de escala sub-milimétrica donde alternan capas de adularia con capas de adularia con sulfuros, pero cuando está presente en general no supera los 5 mm de espesor.

Los minerales de ganga (Figura 3.12a) están representados por un intercrecimiento entre abundante adularia de tipo subrómica y en menor medida rómica, cuarzo generalmente subedral, y cantidades subordinadas de illita y/o clorita ($(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg,Fe)_3(OH)_6$) que rellena cavidades. La cantidad de adularia es mayor en las etapas tempranas de este pulso, y su proporción respecto al cuarzo va decreciendo gradualmente hacia las etapas tardías, a las que también se asocian pequeñas cavidades drusiformes de cuarzo euedral.

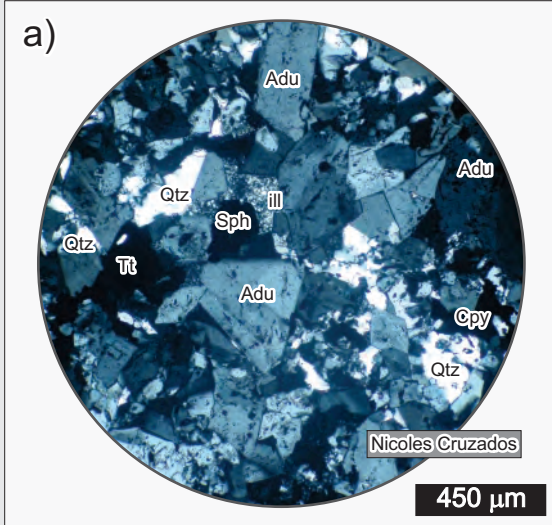
Dentro de los minerales de mena el sulfuro más abundante es la esfalerita, seguida en abundancia por pirita, galena y tetraedrita ($(Ag,Cu,Fe,Zn)_{12}(Sb,As)_4S_{13}$), y cantidades subordinadas de polibasita, miargirita ($AgSbS_2$), pirargirita, freieslebenita ($AgPbSbS_3$), plata nativa y arsenopirita (Figura 3.8).

La tetraedrita se presenta con aspecto netamente anedral y con contactos irregulares con otros sulfuros. Presenta un tamaño de grano mediano, y puede alcanzar hasta 300 μm . Los cristales se observan con reemplazos variables de calcopirita \pm argentita hacia los bordes y en forma de parches irregulares (Figura 3.12b).

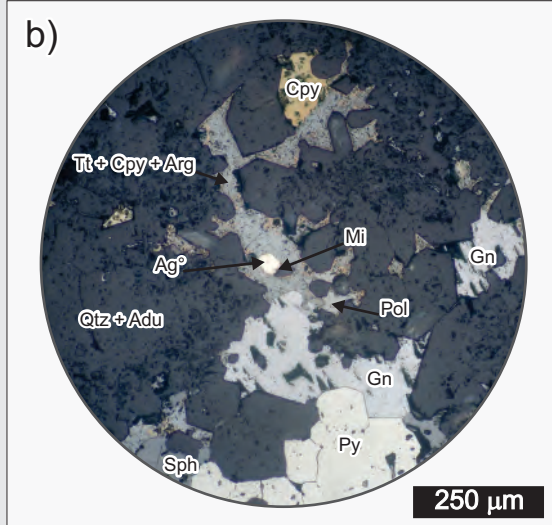
La pirita se presenta como agregados de cristales subedrales a anedrales (Figura 3.12b), que en líneas generales no presentan inclusiones, lo que permite diferenciarlas de los cristales de pirita del pulso 2. En general estos agregados alcanzan los 500 μm . Se han reconocido algunos cristales de pirita con una muy elevada proporción de inclusiones (más del 30% en volumen) de geometría vermicular y de reducidas dimensiones (inferiores a 3 μm), que están rellenas de tetraedrita, argentita y/o plata nativa (Figura 3.12c). Las piritas ricas en inclusiones representan posiblemente reemplazos creciendo sobre la tetraedrita y en forma minoritaria sobre la esfalerita y galena; estos reemplazos se originan a partir de las piritas de este pulso o bien a partir de los clastos de pirita del pulso 2.

La esfalerita de este pulso se caracteriza por geometrías anedrales, separadas de otros sulfuros por

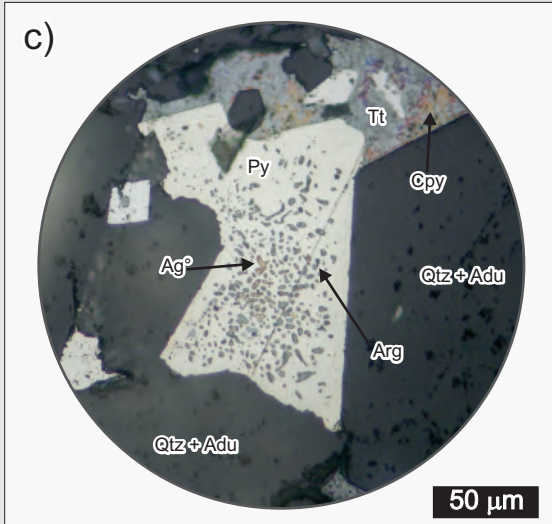
Figura 3.12. Pulso 4



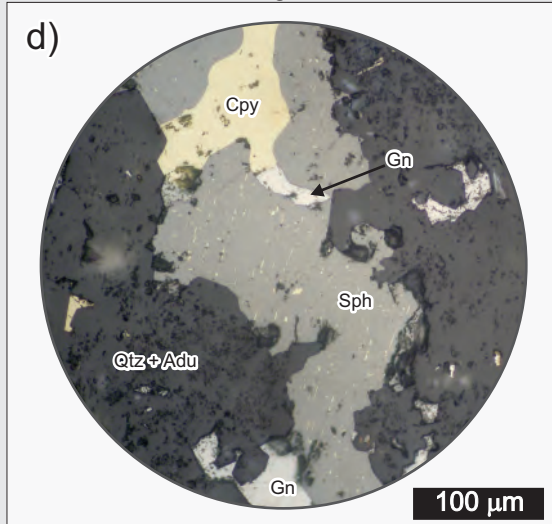
Intercrecimiento de adularia subrómica, cuarzo anhedral e illita. Microfotografía con luz transmitida. Referencias: Tt = tetraedrita.



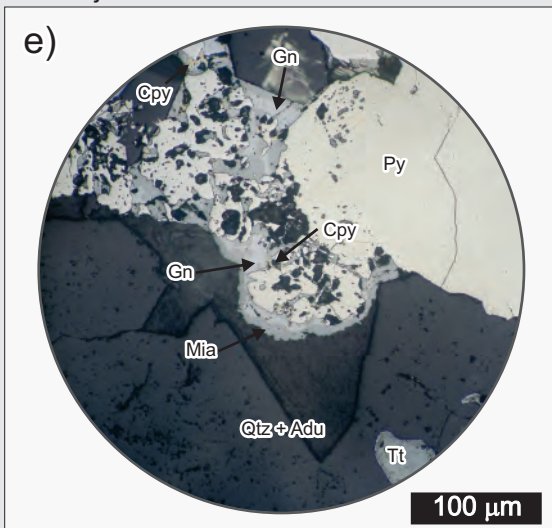
Vista detallada del arreglo mineralógico típico del Pulso 4. Microfotografía con luz reflejada. Referencias: Mi = miargirita.



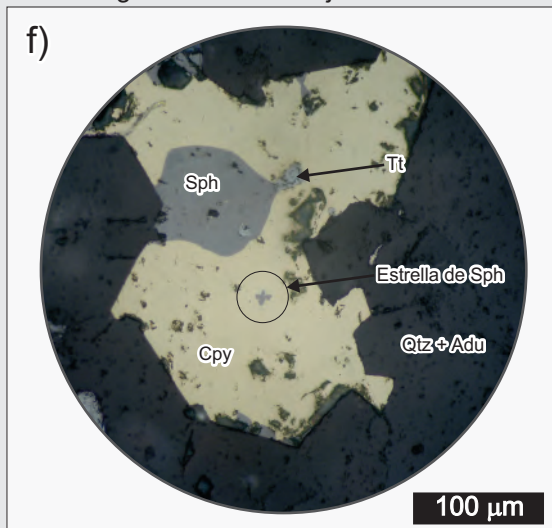
Inclusiones con geometría vermicular de plata nativa y argentita en pirita. Microfotografía con luz reflejada.



Inclusiones tipo "disease" de calcopirita en esfalerita con hábitos lamelares y redondeados. Microfotografía con luz reflejada.



Sobrecrecimiento de miargirita y calcopirita sobre galena. Microfotografía con luz reflejada.



Inclusiones de esfalerita con geometría en "estrella" dentro de calcopirita. Microfotografía con luz reflejada.

bordes lobulados. Presenta un tamaño de grano mediano, que puede alcanzar los 500 μm . Una característica distintiva es la presencia de abundantes inclusiones de calcopirita, pero a diferencia del pulso anterior, las mismas se presentan con geometrías lamelares formando trenes orientados en direcciones cristalográficas, aunque al mismo tiempo se observan otras con geometrías subredondeadas (tipo "disease") y distribución aleatoria (Figura 3.12d). En ambos casos las inclusiones se encuentran homogéneamente distribuidas dentro de los cristales de esfalerita.

Los cristales de galena no presentan desarrollo de caras cristalinas, y en general muestran límites irregulares que los separan de los demás sulfuros. Los cristales alcanzan dimensiones que pueden llegar hasta los 500 μm , y que por sectores presentan un variable grado de reemplazo por miargirita y calcopirita, que en general se disponen como coronas de miargirita que rodean a un núcleo de galena, y entre ambos se dispone una fina capa de calcopirita (inferior a 2 μm) (Figura 3.12e).

La calcopirita se presenta como cristales anedrales medianos con tamaños de hasta 400 μm . La misma se presenta con límites irregulares con otros sulfuros, y en algunos casos parece estar reemplazando parcialmente a la esfalerita. Una característica distintiva de la calcopirita de este pulso es la presencia de inclusiones con forma de estrella de tres o cuatro puntas (posiblemente producto de desmezcla, Figura 3.12f). A su vez, las estrellas de esfalerita presentan inclusiones globulares (tipo "Disease") sub-microscópicas de calcopirita.

La arsenopirita posee un tamaño de grano fino (hasta 60 μm) y en general se presenta con aspecto eudral a subedral, ya sea incluido en otros sulfuros o bien libre entre los cristales de cuarzo y adularia.

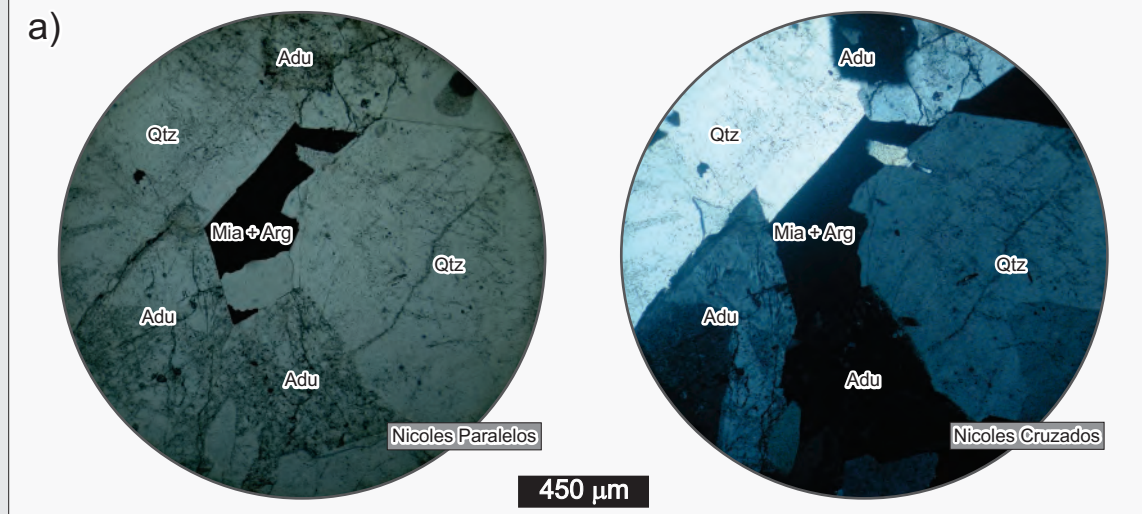
Entre los minerales de plata, la polibasita (Figura 3.12b) se encuentra como granos anedrales a subedrales de hasta 150 μm , que se presentan intercrecidos mayormente con la tetraedrita y en menor medida junto a la galena. En forma eventual también pueden reconocerse pequeñas inclusiones de plata nativa dentro de la polibasita.

La miargirita, y en menor medida la pirargirita, se presentan con tamaños pequeños, aunque pueden alcanzar dimensiones de hasta 50 μm . En general se presentan como inclusiones dentro de los cristales de tetraedrita (Figura 3.12b), o bien como reemplazo en los bordes de los cristales de galena (Figura 3.12e). Acompañando a los cristales de miargirita y pirargirita, se pudo reconocer cantidades muy subordinadas de freieslebenita como inclusiones diminutas dentro de la tetraedrita.

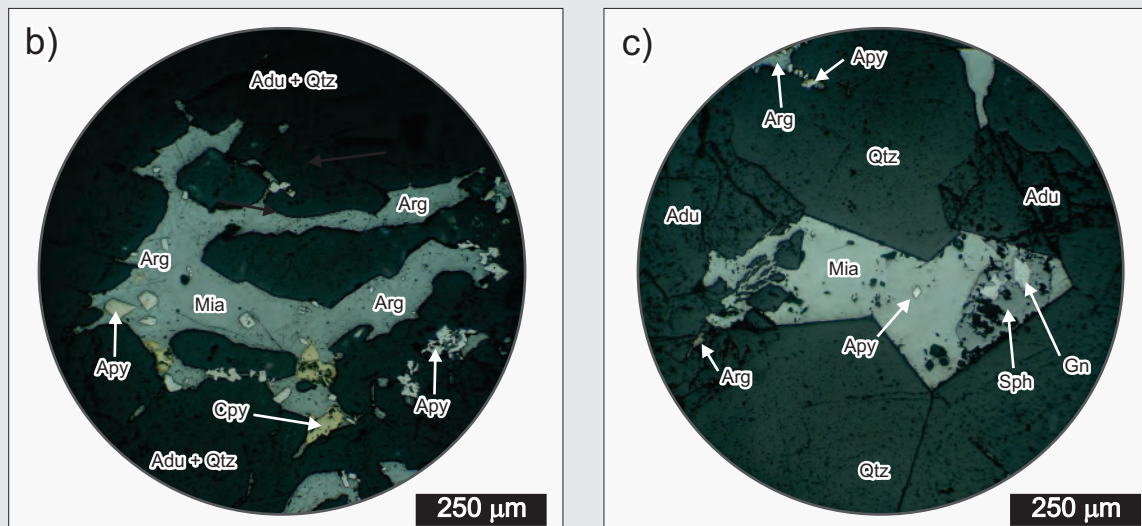
Por último, la plata nativa se presenta como granos redondeados de dimensiones variables (Figura 3.12b y c), que pueden alcanzar tamaños de hasta 40 μm . Se encuentra siempre asociada a otros sulfuros, pudiendo aparecer como inclusiones dentro de tetraedrita, galena, miargirita y en menor medida dentro de polibasita, o bien como vermes dentro de pirita (Figura 3.12c). Hacia las partes finales de este pulso, la plata nativa puede observarse formando "nidos" de cristales de hábito ganchudo a filiforme que crecen en los espacios abiertos de cavidades drusiformes de la ganga.

- Pulso 5: Se trata de un pulso dominado por una elevada proporción de minerales de ganga, principalmente cuarzo y adularia (Figura 3.8 y Figuras 3.9a, b y e), en donde los sulfuros y sulfosales se presentan en cantidades inferiores al 5-10 %. Todo el arreglo presenta un tamaño de grano medio dominado por texturas masivas, y en menor medida brechando a los pulsos anteriores. En algunos sectores este pulso se inicia con una banda de adularia masiva con cantidades subordinadas de cuarzo y escasos minerales de mena, que pasa rápidamente a un sector cuarzoso con cantidades menores de adularia y mayor contenido de sulfosales (Figura 3.9b).

Figura 3.13. Pulso 5



Intercrecimiento de cuarzo subedral a euedral con adularia subróbica. Microfotografía con luz transmitida.



Vista detallada del arreglo mineralógico típico del Pulso 5. Microfotografía con luz reflejada.

Vista detallada del arreglo mineralógico típico del Pulso 5. Microfotografía con luz reflejada.

Los minerales de ganga están representados por abundante cuarzo subedral a euedral de grano grueso (Figura 3.13a), que en algunas ocasiones puede presentarse zonado o bien con una textura en peine. Intercrecida en forma intersticial, se encuentran cristales subedrales de adularia del tipo subróbica y escasa sericita (illita). En forma tardía puede observarse también la presencia de cuarzo tipo amatista formando cavidades pequeñas de tipo drúsico.

Los minerales de mena se desarrollan en forma intersticial y en cercana asociación a los cristales de adularia (Figura 3.13a), y en general se hacen un poco más abundantes hacia las partes centrales del pulso, especialmente en las cavidades drusiformes observadas. La paragénesis de este pulso se caracteriza por un amplio desarrollo de miargirita y argentita, a las que se asocia arsenopirita, calcopirita y cantidades menores de esfalerita y galena (Figuras 3.8 y 3.13b y c).

Los sulfuros de metales base se presentan en cantidades muy subordinadas. La calcopirita, galena y esfalerita se presentan como granos anedrales en forma de inclusiones dentro de la miargirita (Figura 3.13c) y en menor medida dentro de la argentita (Figura 3.13b). En general se presentan libres de inclusiones, con un tamaño de grano fino (hasta 150 μm), y con contactos lobulados y/o irregulares hacia

los demás minerales. Por último, la arsenopirita se presenta como cristales euedrales (Figura 3.13b y c) de grano muy fino (en general menos de 50 μm).

Los minerales de plata, tanto la miargirita como la argentita, están caracterizados por un hábito intersticial, cuya forma queda determinada por los cristales que los rodean (Figura 3.13b y c). En el caso que aparezcan juntas, la miargirita se presenta en general en la parte central y es rodeada por la argentita mediando un contacto lobulado entre ambas (Figura 3.13b). Ambas especies se presentan con un tamaño de grano variable, aunque pueden alcanzar hasta 1,5 mm. Es común que incluyan abundantes cristales euedrales de arsenopirita de grano muy fino (Figura 3.13b y c), y en menor medida cristales de esfalerita y galena. Dentro de las cavidades drusiformes, la miargirita se presenta con un excelente desarrollo cristalino, formando cristales euedrales de hasta 0,7 cm.

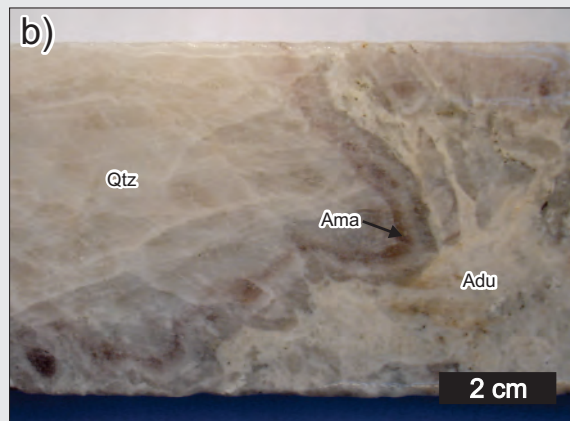
Episodio 3:

- Pulso 6: Este pulso se encuentra por completo libre de sulfuros, y está dominado por una alta proporción de adularia de grano grueso, que puede superar el 80% en volumen (Figuras 3.9d y f y Figura

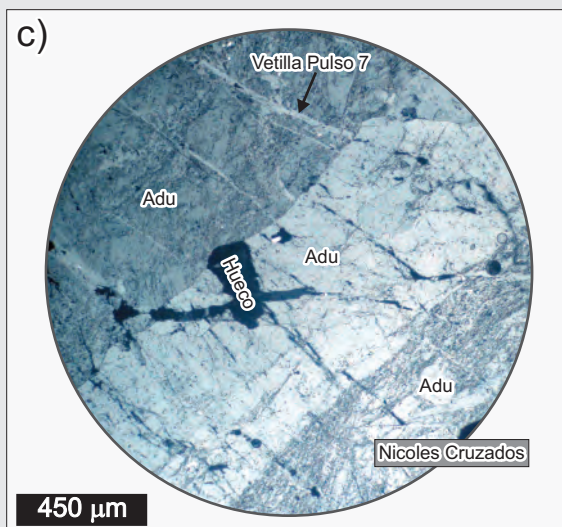
Figura 3.14. Pulso 6



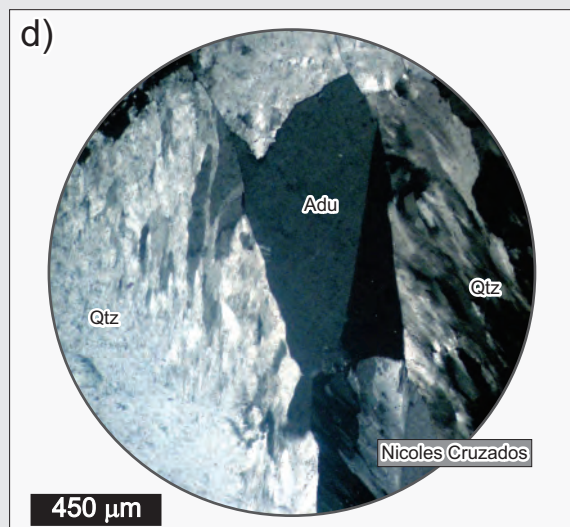
Intercrecimiento de adularia gruesa de hábito tabular a subrómico con cuarzo subedral a anedral.



Cristales zonados de cuarzo y amatista intercrecidos con adularia en la parte central del Pulso 6. Referencias: Ama = amatista.



Intercrecimiento de cristales de adularia tabular con distinta proporción de inclusiones y una leve alteración a caolinita. Microfotografía con luz transmitida.



Intercrecimiento de cristales de cuarzo con textura plumosa entre los que se dispone un cristal maclado de adularia subedral. Microfotografía con luz transmitida.

3.14), y que es acompañada por un 20% en volumen de cuarzo (Figura 3.14a). Hacia la parte central de este pulso, se produce un incremento en la proporción de cuarzo y amatista (Figura 3.14b) que presentan un arreglo general con textura en peine, con cristales euedrales a subedrales de varios centímetros, que forman cavidades drusiformes que llegan hasta los 2 m de diámetro (ver Capítulo 4).

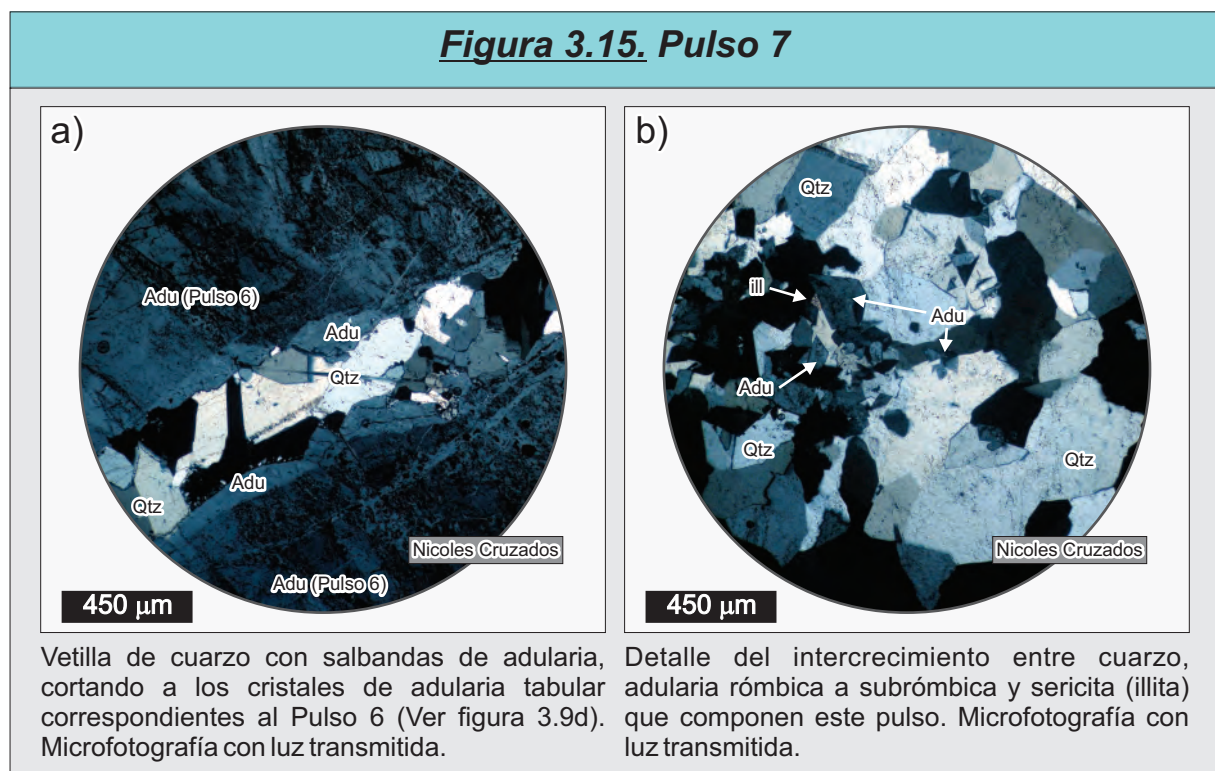
En general la adularia presenta un hábito tabular con geometrías euedrales a subedrales (Figura 3.14c) y un tamaño de grano grueso a muy grueso (desde 50 μm hasta 5-8 mm), en algunos casos se puede observar una leve alteración a caolinita afectando a los cristales. El cuarzo y la amatista forman un agregado de cristales subedrales a euedrales de gran tamaño (hasta 2 cm) caracterizados por texturas plumosas y zonadas (Figuras 3.14b y d). Las texturas plumosas reconocidas son interpretadas de acuerdo a [Dong et al. \(1995\)](#), como el resultado de la recristalización de agregados de cuarzo con crecimiento epitaxial tipo “árbol de navidad” (Figura 4.10d), formados en cavidades drusiformes pertenecientes a este pulso.

- **Pulso 7:** Corresponde a un conjunto de vetillas de aspecto anastomosado (Figuras 3.9d y 3.15), conformadas por cuarzo sacaroide, cantidades subordinadas de adularia y escasa sericita (illita). El cuarzo se caracteriza por granos anedrales a subedrales (hasta 500 μm), que en algunos casos pueden presentar textura plumosa, pero que en general se presentan límpidos (Figuras 3.15a y b). La adularia es de grano mediano a fino (en general no supera los 200 μm) y se presenta con geometría euedral, hábito rómbico y en menor medida subrómbico (Figuras 3.15b). Por último, la sericita (illita) es escasa y se presenta rellenando intersticios dejados entre las demás fases minerales (Figuras 3.15b). Este pulso no presenta ningún sulfuro asociado y se encuentra poco representado en los sectores mineralizados.

Episodio 4:

- **Pulso 8:** Este pulso se encuentra únicamente desarrollado en las vetas Martha y R4, estando por completo ausente en el Sistema Del Medio. Está representado por una brecha cohesiva de falla (“*cohesive fault breccia*”, [Passchier y Trouw, 2005](#)) de aspecto masivo, en la que participan abundantes

Figura 3.15. Pulso 7



clastos angulosos a subangulosos que están rodeados por una matriz de grano fino (Figura 3.9f, 3.16a, b y c). Los clastos presentan una gran variabilidad granulométrica, desde decimétricos hasta milimétricos, definiendo una distribución de tipo “seriada” que dificulta una clara distinción entre los clastos y el material de la matriz (Figura 3.16a, b y c). En algunos sectores las brechas alternan con bandas centimétricas de cataclasitas cohesivas foliadas (“*foliated cohesive cataclasite*”, Passchier y Trouw, 2005) caracterizadas por un menor tamaño de los clastos y una mayor proporción de matriz (Figura 3.16d). El aspecto foliado de estas cataclasitas está dado por la alternancia de bandas con distinta proporción de minerales opacos (sulfuros y sulfosales). En ambos casos el contenido de matriz es muy bajo y está compuesta por calcedonia de grano muy fino.

Este pulso se presenta formando cuerpos irregulares que cortan tanto a la mineralización previa, como también a la secuencia ignimbrítica. De esta manera, cuando las brechas cortan sectores mineralizados se caracterizan por la presencia de abundantes clastos de sulfuros y/o adularia pertenecientes a los pulsos anteriores (Figura 3.16a), que son acompañados por cantidades subordinadas de clastos de la roca de caja. La matriz muestra una coloración oscura con tonalidades rojizas dada por la presencia de abundantes sulfosales de plata (Figura 3.16a), principalmente pirargirita, que se presentan rellenando cavidades dentro de la brecha. En estos casos, los cuerpos de brechas presentan valores muy elevados de plata. A diferencia del caso anterior, cuando la brecha atraviesa únicamente la roca de caja, se caracteriza por la presencia de clastos que están compuestos casi exclusivamente por ignimbritas (Figura 3.16b) rodeadas por una matriz de colores claros y tonalidades grisáceas que no están acompañadas por cantidades significativas de sulfuros y/o sulfosales (Figura 3.16b). Estos sectores presentan contenidos muy bajos de plata y son considerados estériles, y en general sus leyes aumentan progresivamente a medida que las brechas se aproximan a las zonas mineralizadas.

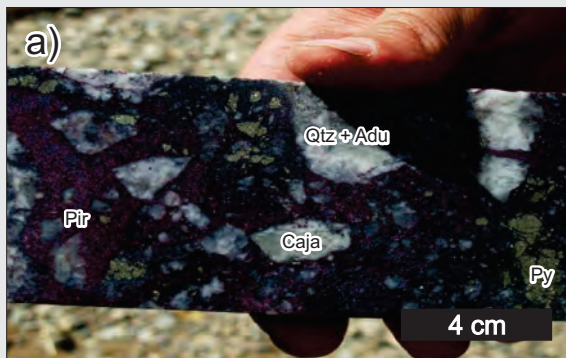
Dentro de este esquema, los sulfuros y sulfosales pertenecientes a los pulsos anteriores se presentan mayormente como clastos fracturados, y en muchos casos con evidencias de cataclasis (Figura 3.16d y e). Muchas veces, estos clastos presentan sobrecrecimientos de una segunda generación de la misma especie mineral que tienden a rellenar y “sanar” las fracturas producto del brechamiento (Figura 3.16f). De esta manera, los sulfuros propios de este pulso se presentan en forma muy subordinada (Figura 3.8), siendo el más abundante la arsenopirita, que es seguido en abundancia por pirita, esfalerita, calcopirita y galena.

Las zonas de alta ley dentro de este pulso, se caracterizan por la presencia de abundantes sulfosales de plata y cobre (Figuras 3.8 y 3.16a), siendo las variedades más abundantes la pirargirita y la miargirita, seguidas por la tetraedrita. Estos minerales se presentan rellenando pequeñas cavidades dentro de la brecha (Figura 3.16g y h), que en general no superan los 150 μm , y se caracterizan por formas muy irregulares. En todos los casos se presentan formando agregados de varios minerales con intercrecimientos de bordes lobulados y/o irregulares entre las distintas sulfosales (Figura 3.16h).

- Pulso 9: El último pulso reconocido en Mina Martha está compuesto principalmente por sulfosales de plata y cobre que se presentan formando una red discontinua de vetillas anastomosadas, de no más de 1 a 2 milímetros de ancho (Figura 3.9f), que se asocian a los sectores mineralizados de la brecha del pulso P8.

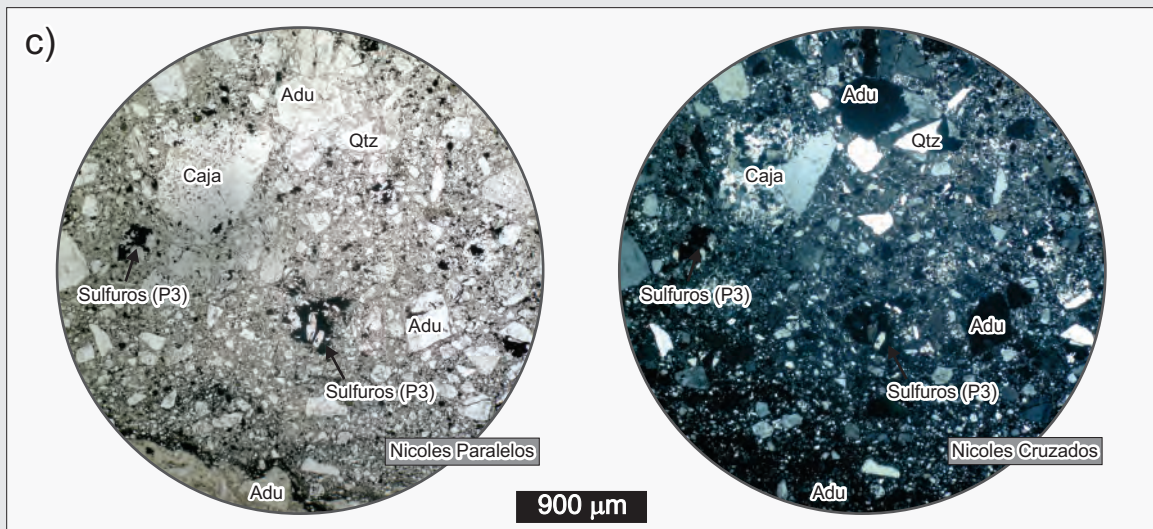
Los minerales de mena son en su mayoría sulfosales de plata y cobre (Figura 3.8), siendo las

Figura 3.16. Pulso 8

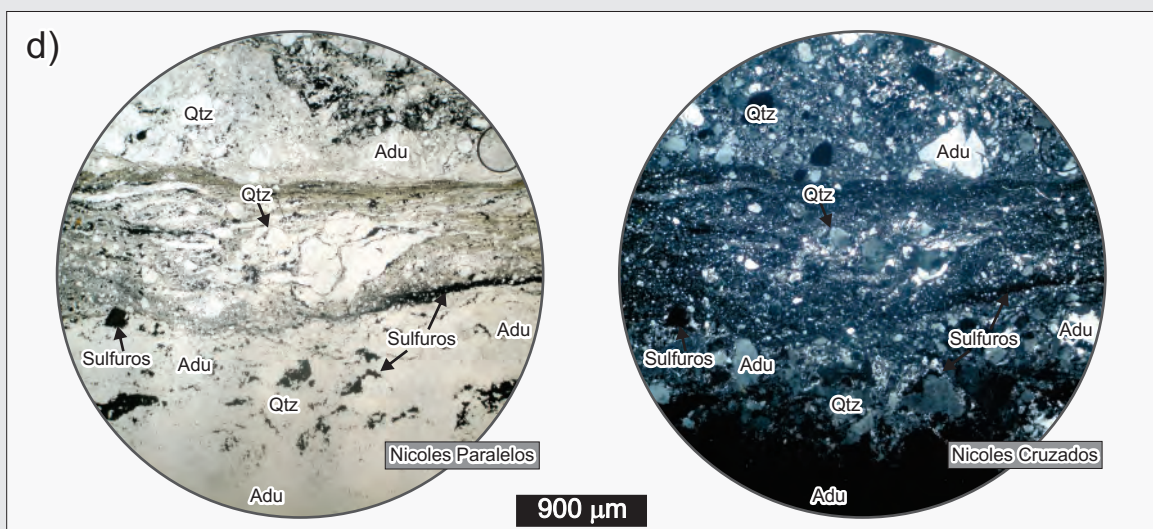


Brecha de alta ley con clastos de roca de caja, pirita (P2) y veta de adularia y cuarzo (P6) rodeados por una matriz fina con abundante pirargirita (Pir) diseminada (Pozo MH-524: 0,47 m con 41,6 ppm Au y 47.463 ppm Ag).

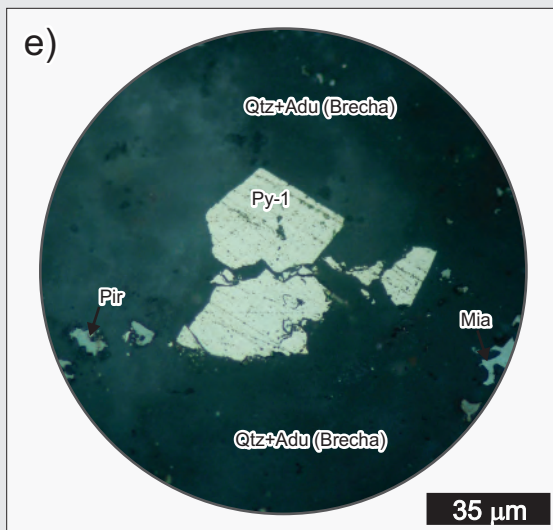
Brecha de baja ley con clastos de roca de caja rodeados por una matriz de grano fino libre de sulfuros y sulfosales (Pozo M-366: 0,5 m con 0,05 ppm Au y 11 ppm Ag).



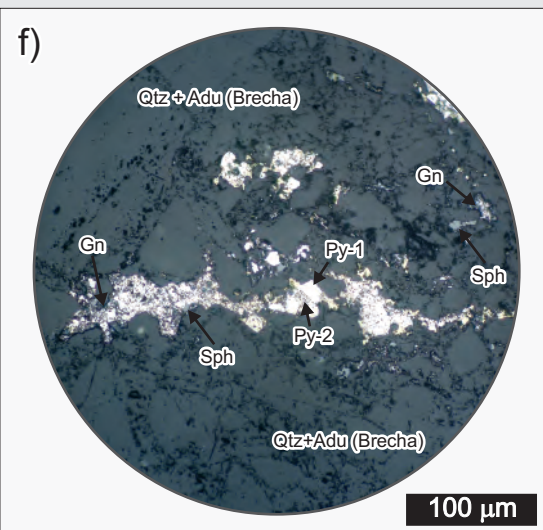
Vista general de la brecha cohesiva de falla donde pueden reconocerse clastos de roca de caja, veta con sulfuros, y de veta de adularia y cuarzo. Microfotografía con luz transmitida.



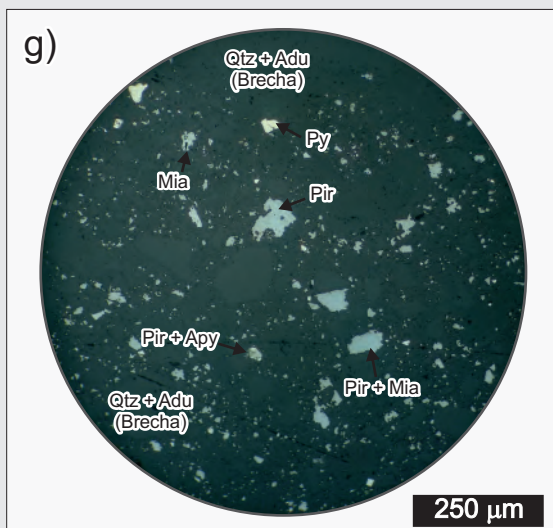
Vista de la brecha mostrando un sector con mayor grado de deformación cataclástica, caracterizada por el desarrollo de una foliación y un tamaño de grano mucho mas fino que los sectores lindantes. Microfotografía con luz transmitida.

Figura 3.16 (continuación). Pulso 8

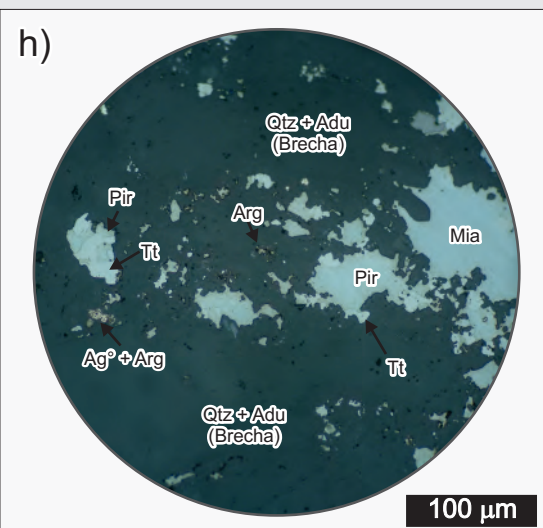
Clasto de pirita fracturado y parcialmente desmembrado. La miargirita y pirargirita se encuentran relleno de pequeñas cavidades en la matriz de la brecha. Microfotografía con luz reflejada.



Clastos de pirita fracturados y desmembrados (Py-1) con un sobrecrecimiento de pirita de segunda generación (Py-2) rica en inclusiones finas pertenecientes a la matriz. Microfotografía con luz reflejada.



Vista general de la mineralización del Pulso 8 mostrando las distintas sulfosalas que se presentan intercrecidas dentro de la matriz de la brecha. Microfotografía con luz reflejada.



Vista detallada del arreglo mineralógico típico de la matriz de la brecha mineralizada del Pulso 8. Microfotografía con luz reflejada.

variedades más abundantes la pirargirita y la miargirita, seguidas por tetraedrita, plata nativa, arsenopirita y cantidades menores de bournonita ($PbCuSbS_3$).

La pirargirita en general está ubicada hacia las paredes de las vetillas (Figura 3.17a) en forma de cristales anedrales de entre 15 a 75 μm , aunque puede alcanzar tamaños de hasta 200 μm y conformar el ancho total de la vetilla (Figura 3.17b). Esta fase mineral se presenta intercrecida con granos anedrales de miargirita, tetraedrita y/o bournonita (Figura 3.17a y b), o bien formando intercrecimientos mirmequíticos junto con la miargirita (Figura 3.17c). Hacia los bordes de las vetillas, los cristales de pirargirita presentan un leve reemplazo por argentita de posible origen supergénico (Figura 3.17b).

La miargirita se presenta en general en las partes centrales de las vetillas (Figura 3.17a) formando cristales de entre 50 y 200 μm , o bien formando intercrecimientos mirmequíticos dentro de los cristales de

pirargirita (Figura 3.17c). Es muy común que la miargirita presente inclusiones de plata nativa de grano muy fino que, hacia los bordes de los cristales, aumentan en densidad y tamaño (Figura 3.17d).

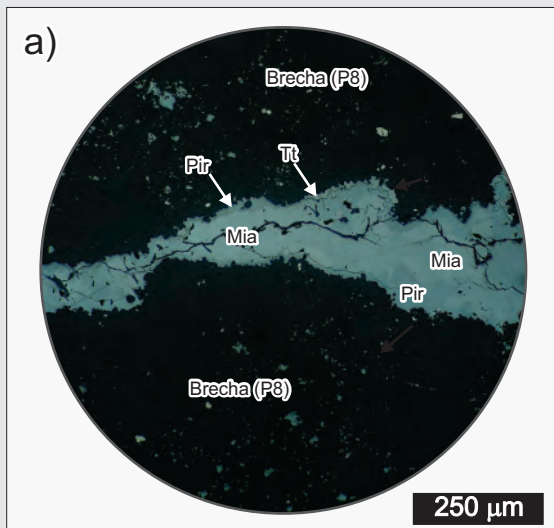
La tetraedrita se presenta mayormente intercrecida con la pirargirita y la bournonita (Figura 3.17a y b), muestra un aspecto netamente anedral con contactos irregulares con las demás sulfosales, y un tamaño de grano mediano que puede alcanzar dimensiones de hasta 300 μm .

La plata nativa en general se presenta como pequeñas inclusiones (1-5 μm) dentro de los cristales de miargirita (Figura 3.17d), que hacia los bordes de los cristales tienden a aumentar en densidad y tamaño.

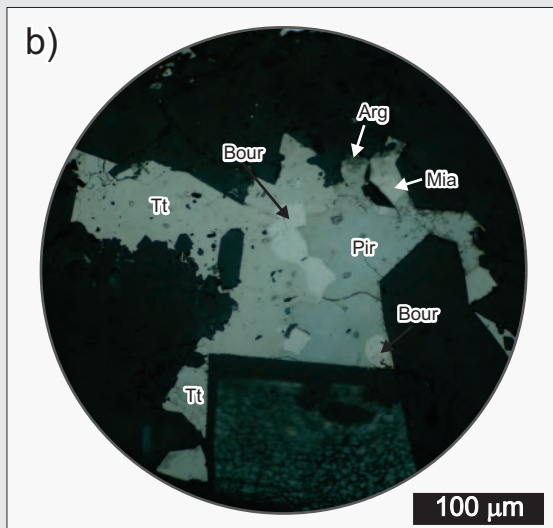
Los cristales de bournonita se presentan como granos equidimensionales anedrales que se ubican intercrecidos entre las demás sulfosales, especialmente asociados a pirargirita y tetraedrita (Figura 3.17b), y en general muestran tamaños que no superan los 50 μm .

Por último, la arsenopirita es una fase mineral escasa en este pulso, y se presenta mayormente en forma de cristales euedrales de tamaño fino a muy fino, que normalmente no superan los 15 μm , y que se

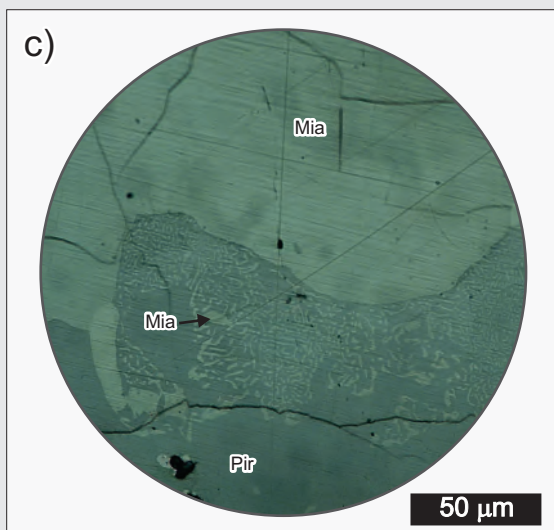
Figura 3.17. Pulso 9



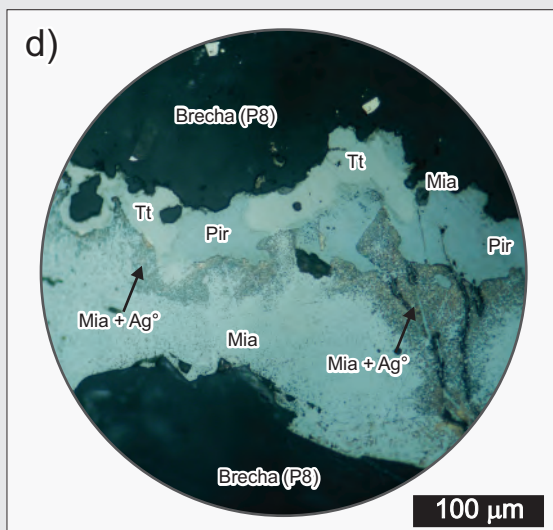
Vista general mostrando la mineralogía de una de las vetillas del Pulso 9. Microfotografía con luz reflejada.



Vista detallada mostrando la mineralogía que compone el Pulso 9. Microfotografía con luz reflejada. Referencias: Bour = bournonita.



Detalle de las texturas mirmequíticas desarrolladas entre la pirargirita y la miargirita del Pulso 9. Microfotografía con luz reflejada.



Detalle de las finas inclusiones de plata nativa en miargirita del Pulso 9. Microfotografía con luz reflejada.

observa como inclusiones en la pirargirita o miargirita.

3.5.2. Química mineral

Con el fin de caracterizar la mineralogía de los pulsos anteriormente descritos, se realizaron un total de 207 análisis de microsonda electrónica sobre las principales fases minerales observadas en el yacimiento (Figura 3.18). Dentro de las sulfosales se efectuaron un total de 65 análisis sobre tetraedrita, 27 sobre pirargirita, 21 sobre polibasita, 15 sobre miargirita, 4 sobre freieslebenita y 2 sobre bournonita. En el caso de los sulfuros, se realizaron 23 análisis sobre esfalerita, 14 sobre galena, 13 sobre calcopirita, 10 sobre pirita y 10 sobre arsenopirita (Anexo IV). Por último, se analizó la composición de 3 granos de plata nativa. En términos generales, se obtuvieron fórmulas estequiométricas muy próximas a la ideal para los sulfuros y sulfosales, aunque se observaron grandes variaciones en la composición de la tetraedrita (Figura 3.18).

La plata nativa se presenta como una fase mineral muy pura, mostrando contenidos de Ag que en general superan el 97% (Figuras 3.18 y 3.19). Como impurezas se pudieron reconocer cantidades muy subordinadas de As, Se, Te y Bi, en contenidos que en general no superan el 0,2%.

La composición de la tetraedrita (episodios E2 y E4) varía en torno a la solución sólida entre la tetraedrita argentífera y la freibergita (Figura 3.18 y Figura 3.19; [Gonzalez Guillot et al., 2008](#)), presentando en general un contenido elevado de plata y una relación Ag/(Ag+Cu) que muestra un rango variable de sustitución entre Ag y Cu. En general, los contenidos de Ag varían entre 13,7% y 33,7%, con un promedio alrededor del 25,2%, mientras que los contenidos de arsénico son muy bajos y raramente superan el 2%. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para esta sulfosal corresponde a $(\text{Cu}_{4,08-7,81} \text{Ag}_{2,22-6,25}) (\text{Zn}_{0,35-1,50} \text{Fe}_{0,50-1,77}) (\text{Sb}_{2,52-4,31} \text{As}_{0-1,51} \text{Se}_{0-0,51}) \text{S}_{12,11-13,02}$. Por último, las tetraedritas pertenecientes al episodio E4 son ligeramente más argentíferas que las pertenecientes al episodio E2.

La polibasita del episodio E2 presenta ligeras variaciones en sus contenidos de Cu, Ag y Sb, aunque en líneas generales las fórmulas son bastante homogéneas (Figura 3.18 y Figura 3.19). Una característica distintiva es la presencia de contenidos elevados de selenio en el pulso P3 (polibasita selenífera; [Márquez-Zavalía et al., 2008](#)), mientras que en el pulso P4 no se registraron contenidos significativos de este elemento. Como otras impurezas se reconoció la presencia de Fe, Zn, As y Te. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para la polibasita selenífera (P3) corresponde a $(\text{Ag}_{17,23} \text{Cu}_{2,04}) (\text{Sb}_{1,02} \text{As}_{0,39}) (\text{S}_{11} \text{Se}_{0,84})$, en tanto que la obtenida para las polibasitas normales corresponde a $(\text{Ag}_{15,96} \text{Cu}_{2,25}) \text{Sb}_{1,72} \text{S}_{11}$.

La pirargirita del episodio E4 se caracteriza por relaciones Sb/(Sb+As) que son siempre mayores a 0,98, lo que indica que los cristales corresponden al extremo rico en Sb de la solución sólida pirargirita-proustita. De esta manera los contenidos de arsénico rara vez superan el 0,4% y como impurezas se pueden reconocer trazas de Au, Bi, Se, Cu y Zn, lo que hace que esta fase mineral sea muy homogénea en composición (Figura 3.18 y Figura 3.19). La fórmula estequiométrica promedio determinada para esta sulfosal corresponde a $(\text{Ag}_{3,17} \text{Cu}_{0,04}) \text{Sb}_{1,04} \text{S}_3$.

La miargirita (episodio E4), al igual que la pirargirita, presenta composiciones muy homogéneas (Figura 3.18 y Figura 3.19), que están dominadas por relaciones Sb/(Sb+As) cercanas a la unidad, en donde los contenidos de arsénico se ubican siempre por debajo de 0,4%. Adicionalmente, se observó la

presencia de trazas de Cu, Pb y Bi como impurezas. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para este mineral corresponde a $Ag_{1,06}Sb_{1,02}S_2$.

La freieslebenita (episodio E2) está caracterizada por una composición bastante cercana a la composición teórica de este mineral (Figura 3.18 y Figura 3.19), presentando únicamente cantidades

Figura 3.18. Química mineral

Elemento	Plata Nativa (n=3)			Tetraedrita (n=65)			Pirargirita (n=27)			Miargirita (n=15)		
	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max
S W%	0,2	0,0	0,60	21,5	19,4	23,90	16,8	16,3	17,42	20,9	20,4	21,33
Fe W%	0,0	0,0	0,07	3,2	1,6	5,44	0,1	0,0	0,93	0,0	0,0	0,08
Cu W%	0,1	0,1	0,08	19,6	13,7	28,36	0,5	0,1	3,98	0,3	0,1	1,32
Zn W%	0,0	0,0	0,05	3,4	1,2	9,33	0,2	0,0	0,78	0,1	0,0	0,17
As W%	0,1	0,0	0,30	0,4	0,0	2,49	0,2	0,0	0,41	0,2	0,0	0,38
Se W%	0,2	0,2	0,22	0,1	0,0	2,21	0,1	0,0	0,23	0,1	0,0	0,32
Ag W%	99,1	97,5	99,93	25,2	13,7	33,75	59,7	53,5	62,17	37,2	34,9	41,29
Sb W%	0,0	0,0	0,01	26,4	23,2	28,92	22,0	19,9	24,15	40,6	39,6	41,72
Te W%	0,2	0,2	0,16	0,1	0,0	0,17	0,1	0,0	0,19	0,1	0,0	0,20
Au W%	0,0	0,0	0,00	0,1	0,0	0,33	0,1	0,0	0,37	0,1	0,0	0,28
Hg W%	0,1	0,1	0,05	0,1	0,0	2,05	0,0	0,0	0,16	0,0	0,0	0,00
Pb W%	0,0	0,0	0,11	0,1	0,0	0,24	0,1	0,0	0,19	0,1	0,0	0,23
Bi W%	0,1	0,1	0,09	0,1	0,0	0,22	0,1	0,0	0,21	0,0	0,0	0,11
Sum W%	99,8	99,3	100,16	100,1	97,6	102,36	99,7	97,4	102,05	99,6	98,2	102,40

Elemento	Polibasita (n=21)			Freieslebenita (n=4)			Bournonita (n=2)			Pirita (n=10)		
	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max
S W%	13,1	11,6	14,78	18,2	18,1	18,35	19,6	19,4	19,83	53,3	52,0	54,20
Fe W%	0,3	0,0	1,20	0,0	0,0	0,13	0,0	0,0	0,00	45,6	44,6	46,55
Cu W%	4,8	3,2	6,62	1,1	0,6	1,69	12,9	12,6	13,07	0,5	0,1	1,27
Zn W%	0,1	0,0	0,66	0,3	0,2	0,39	0,7	0,1	1,27	0,1	0,0	0,24
As W%	1,1	0,2	2,67	0,1	0,1	0,21	0,1	0,0	0,14	0,1	0,0	0,40
Se W%	2,4	0,0	4,86	0,1	0,0	0,10	0,3	0,0	0,52	0,1	0,0	0,41
Ag W%	68,7	55,3	74,32	27,1	26,7	27,63	0,1	0,1	0,20	0,1	0,0	0,18
Sb W%	8,7	6,2	11,15	27,3	26,5	27,75	25,6	25,1	26,05	0,1	0,0	0,28
Te W%	0,1	0,1	0,19	0,1	0,1	0,09	0,3	0,2	0,45	0,0	0,0	0,09
Au W%	0,0	0,0	0,19	0,2	0,0	0,47	0,2	0,0	0,36	0,0	0,0	0,30
Hg W%	0,0	0,0	0,12	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0	0,00	0,1	0,0	0,18
Pb W%	0,0	0,0	0,13	25,0	23,5	26,31	42,0	41,9	42,05	0,3	0,2	0,83
Bi W%	0,0	0,0	0,13	0,1	0,0	0,11	0,1	0,1	0,12	0,1	0,0	0,25
Sum W%	99,5	81,8	103,61	99,5	98,8	99,87	101,8	101,0	102,56	100,5	99,2	101,27

Elemento	Arsenopirita (n=10)			Calcopirita (n=13)			Galena (n=14)			Esfalerita (n=23)		
	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max	Promedio	Mín	Max
S W%	21,1	20,4	21,79	34,8	33,8	35,56	13,5	12,9	15,48	33,2	32,3	34,06
Fe W%	33,9	33,0	34,61	29,2	25,9	30,06	0,0	0,0	0,30	2,7	0,3	5,13
Cu W%	0,1	0,0	0,67	34,0	30,6	35,16	0,4	0,0	1,12	0,2	0,0	0,64
Zn W%	0,1	0,0	0,27	0,1	0,0	0,19	0,2	0,0	0,47	63,2	60,0	65,43
As W%	41,1	39,1	42,81	0,0	0,0	0,06	0,0	0,0	0,10	0,0	0,0	0,18
Se W%	0,1	0,0	0,30	0,0	0,0	0,15	0,1	0,0	0,27	0,0	0,0	0,20
Ag W%	0,1	0,0	0,99	0,1	0,0	0,56	0,3	0,1	0,62	0,1	0,0	0,52
Sb W%	1,4	0,3	2,70	0,0	0,0	0,22	0,4	0,0	1,59	0,1	0,0	0,37
Te W%	0,0	0,0	0,11	0,0	0,0	0,12	0,1	0,0	0,19	0,0	0,0	0,08
Au W%	0,1	0,0	0,34	0,0	0,0	0,07	0,0	0,0	0,19	0,0	0,0	0,00
Hg W%	0,1	0,0	0,13	0,1	0,0	0,18	0,0	0,0	0,00	0,2	0,0	1,07
Pb W%	0,1	0,0	0,26	0,1	0,0	0,25	84,9	79,6	87,26	0,1	0,0	0,25
Bi W%	0,1	0,0	0,17	0,1	0,0	0,15	0,1	0,0	0,16	0,1	0,0	0,19
Sum W%	98,2	95,9	100,00	99,6	98,8	100,21	100,4	98,4	102,90	99,9	97,6	101,61

Composición promedio, máxima y mínima de las fases minerales argentíferas analizadas por microsonda electrónica (Anexo IV). Todos los datos están expresados en porcentaje en peso.

menores de Cu que pueden alcanzar valores de hasta 1,7%. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para esta sulfosal corresponde a $(Ag_{1,3}, Cu_{0,09})Pb_{0,6}Sb_{1,19}S_3$.

La bournonita del episodio E4 presenta una composición muy aproximada a la composición teórica para esta fase mineral (Figura 3.18), que es acompañada por cantidades menores de Zn, Ag y Te. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para este mineral corresponde a $Cu_{0,99}Pb_{0,99}Sb_{1,03}S_3$.

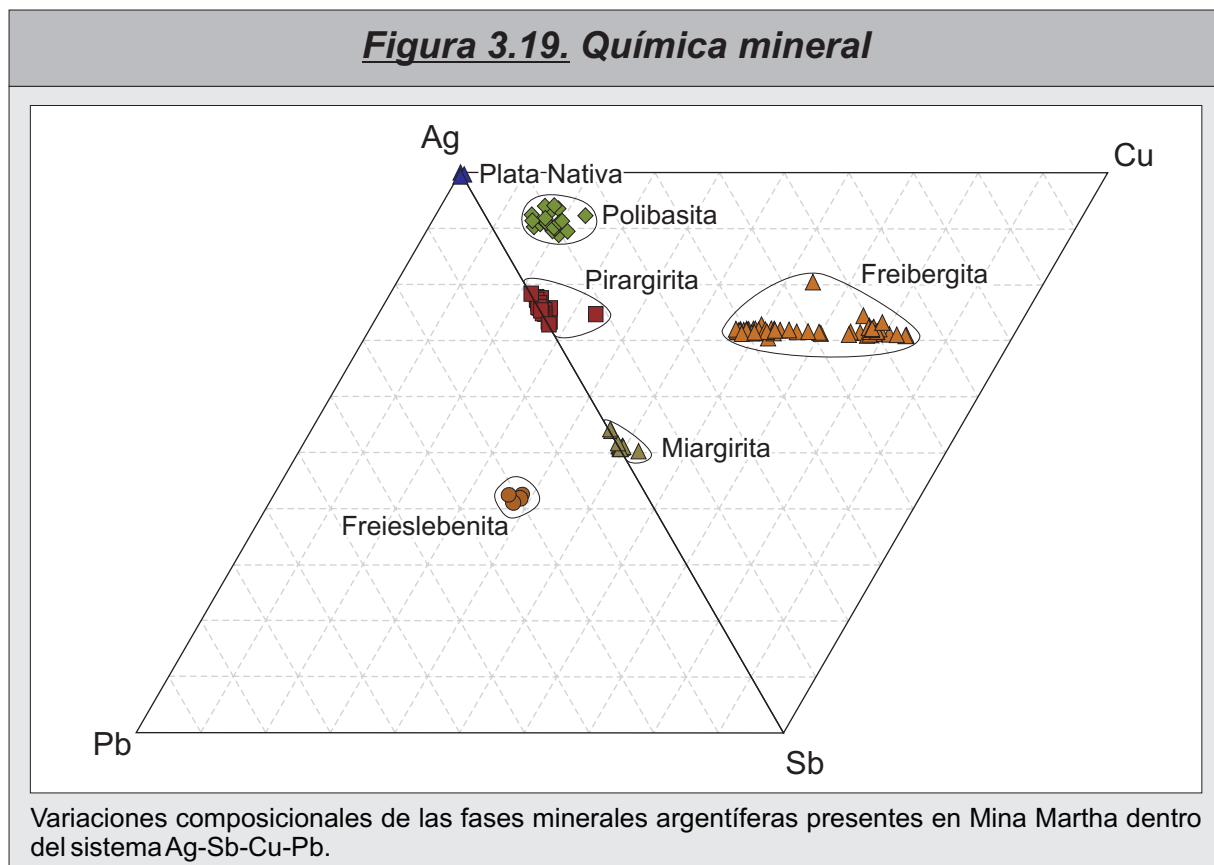
Pasando a la composición de los sulfuros, la química de las esfaleritas es muy similar a lo largo de todo el episodio E2 (Figura 3.18), presentando escasas variaciones entre el centro y los bordes de los cristales. Los análisis arrojaron contenidos de Fe que varían entre 0,3 y 5,1%, pero que muestran una moda alrededor de 2,5% Fe. También se registraron anomalías en los contenidos de Hg, Ag, Sb, Cu, Pb y Bi. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para este sulfuro corresponde a $(Zn_{0,93}, Fe_{0,05})S$.

La galena presenta poca variación composicional entre los pulsos analizados (P2, P3 y P4, Figura 3.18), sin embargo las correspondientes al pulso P3 presentan anomalías en selenio de entre 0,23 y 0,27%, lo que permite distinguirlas de las pertenecientes de los otros pulsos mineralizantes. Fuera de esta diferencia, las tres generaciones de galena se caracterizan por contenidos relativamente bajos en plata que varían entre 0,3% y 0,6%, que son acompañados por anomalías en Sb, Te, Bi y Sn en todos los pulsos. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para este sulfuro corresponde a $Pb_{0,98}S$.

La calcopirita presenta composiciones muy homogéneas en todos los pulsos considerados (P2, P3 y P4), y en todos los casos muestra anomalías en Hg y Bi que en general no superan el 0,3%. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para este mineral corresponde a $Fe_{0,96}Cu_{0,98}S_2$.

La pirita presenta variaciones composicionales en función del pulso mineralizante en la que se encuentre (Figura 3.18), la primer generación de piritas (pulso P2) no presentan anomalías significativas en ninguno de los elementos considerados. Sin embargo, la segunda generación (pulso P4) está caracterizada por contenidos de Cu que pueden alcanzar valores de hasta 1,27% y que son

Figura 3.19. Química mineral



acompañadas por anomalías en Au de hasta 0,3%. En ambos casos se observaron trazas de Pb y Bi, con valores que oscilan entre 0,15 y 0,83% para el plomo y que llegan hasta 0,25% para el bismuto. La fórmula estequiométrica promedio corresponde a $Fe_{0,98}S_2$.

Por último, la arsenopirita perteneciente al pulso P4 presenta anomalías en antimonio y oro (Figura

Figura 3.20. Mineralogía Secundaria

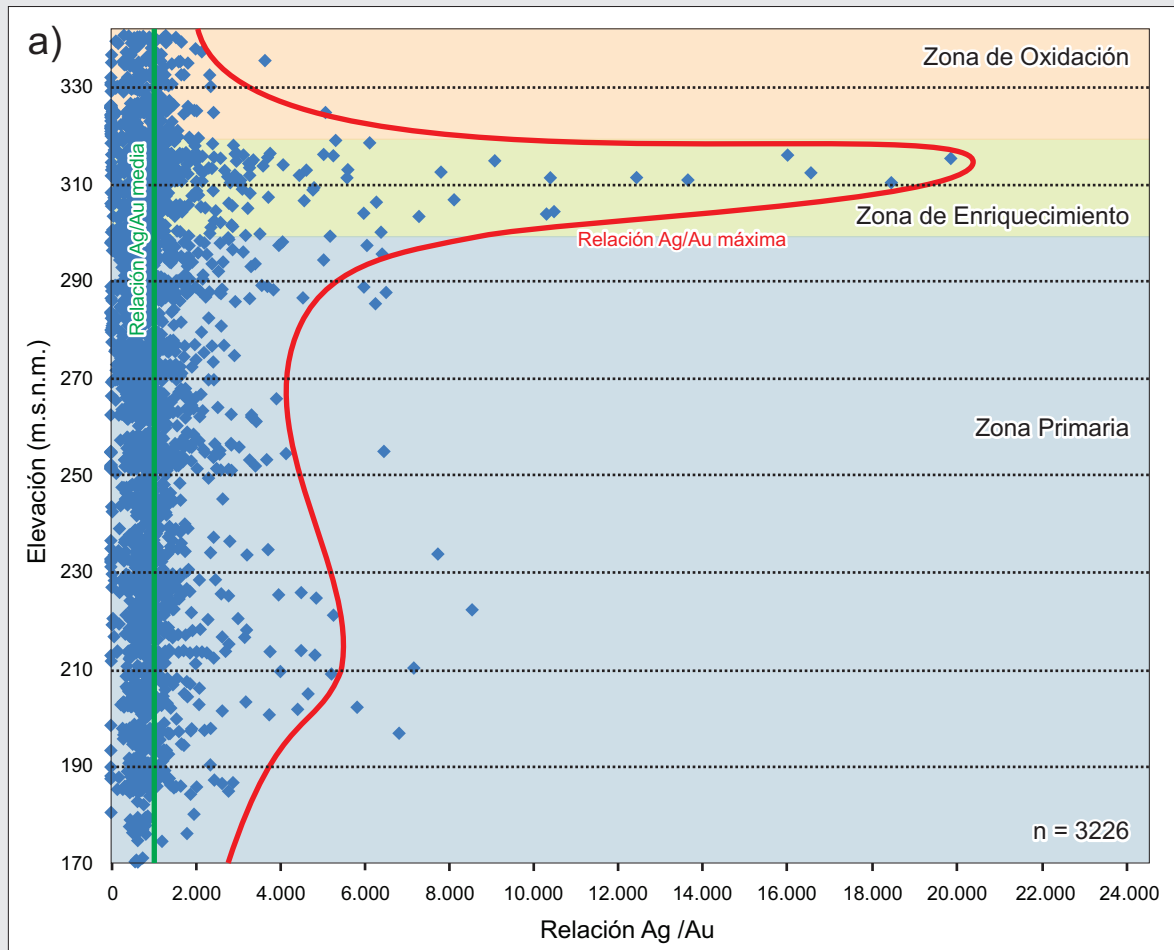
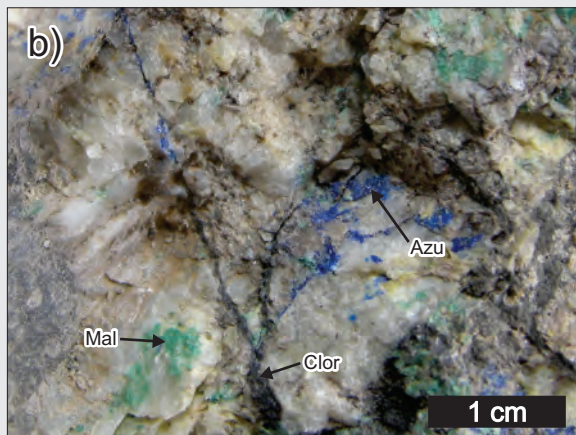
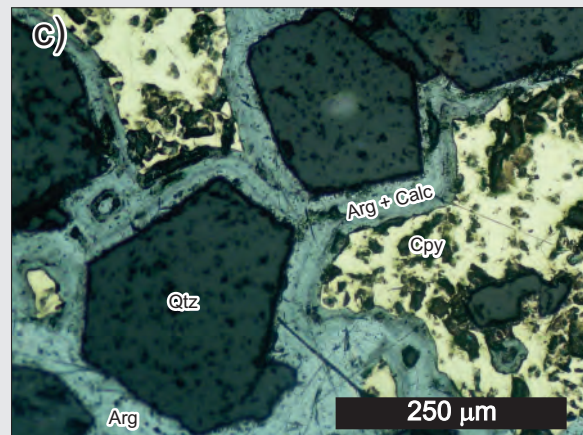


Gráfico mostrando la variación de la relación Ag/Au en función de la profundidad. La curva roja representa los valores máximos registrados, mientras que la curva verde muestra la relación promedio del yacimiento.



Detalle de la mineralogía presente en la zona de oxidación. Vetillas de clorargirita (Clor), malaquita (Mal) y azurita (Azu), cortando a una veta de cuarzo posiblemente perteneciente al pulso P7.



Texturas de reemplazo en la zona de enriquecimiento, calcopirita parcialmente reemplazada por un arreglo finamente laminado de argentita y calcosina. Microfotografía con luz reflejada

3.18), con valores de Sb que oscilan entre 0,3 y 2,7%, y contenidos de Au que alcanzan valores de hasta 0,3%. La fórmula estequiométrica promedio obtenida para este sulfuro corresponde a $Fe_{0,9}As_{0,8}S$.

3.5.3. Mineralogía secundaria

Los niveles más superficiales de la mineralización se caracterizan por una asociación mineral secundaria que enmascara y oscurece las texturas primarias de la mineralización, haciendo prácticamente imposible la identificación de los pulsos mineralizantes descritos anteriormente.

Al analizar los contenidos de Ag y Au en función de la profundidad, se puede observar la presencia de un nivel de oxidación de alrededor de 20 m de profundidad (340 a 320 m.s.n.m.), que es seguido por una pequeña zona de enriquecimiento supergénico que se desarrolla entre los 320 y 300 metros sobre el nivel del mar (Figura 3.20a). Esta zona está caracterizada por un marcado aumento en los valores máximos de la relación Ag/Au, que dentro de este sector puede alcanzar valores superiores a 20.000:1 (Figura 3.20a).

Gonzalez Guillot *et al.* (2004) y Sims (2010) realizaron una caracterización de las zonas de oxidación y enriquecimiento, mencionando para la primera de ellas una asociación mineral dominada por la presencia de limonitas ($FeO(OH) \cdot nH_2O$), jarosita ($KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$), clorargirita/embolita ($Ag(Br,Cl)$), plata nativa (Ag^0), malaquita ($Cu_2(CO_3)(OH)_2$), azurita ($Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$), cerusita ($PbCO_3$), boleita ($KPb_{26}Ag_9Cu_{24}Cl_{62}(OH)_{48}$) y plumbojarosita ($PbFe_6(SO_4)_4(OH)_{12}$) que se presenta principalmente tapizando fracturas y cavidades (Figura 3.20b). A diferencia de la anterior, la zona de enriquecimiento se compone principalmente por argentita/acantita (Ag_2S), pirargirita (Ag_3SbS_3), plata nativa (Ag^0), calcosina (Cu_2S), digenita (Cu_9S_5), covelina (CuS) y cantidades menores de bornita (Cu_5FeS_4) y spionkopita ($Cu_{1,4}S$), que se encuentran reemplazando parcialmente a las fases primarias (Figura 3.20c), rellenando cavidades o bien formando vetillas finas.

3.6. Caracterización de las alteraciones

Mina Martha se caracteriza por un halo de alteración restringido, cuyos efectos pueden ser identificados a una distancia que en general no supera los 5 a 15 m desde la pared de las vetas (Figura 3.19a, b y c); sin embargo, en algunos casos las partes distales del halo de alteración pueden superar los 50 m desde el contacto con las vetas.

Las variaciones en la intensidad y en el tipo de alteración observadas en las rocas de caja de la mineralización fueron estudiadas tanto en superficie como en profundidad. Para esto, se realizaron cortes delgados, análisis de DRX y espectroscopía SWIR, en 6 intersecciones a distintas profundidades, sobre perforaciones que cortan las vetas R4, Belén y Catalina (Figura 3.3a). Para completar el esquema de alteraciones, la información obtenida fue integrada con datos aportados por Baluz *et al.* (2010) y Cedillo Frey (2009), sobre dos perfiles de superficie realizados sobre las vetas Futuro y Martha Oeste (Figura 3.3a).

La mayoría de las rocas volcánicas que alojan la mineralización (ver Capítulo 2) están intensamente alteradas, con la mayoría de los minerales ígneos (a excepción del cuarzo) reemplazados por fases secundarias. Sin embargo, la textura original de las rocas es reconocible en la mayoría de los casos, salvo en los sectores más próximos a las vetas donde el grado de reemplazo es total. A continuación se

presenta una sucinta descripción de la ocurrencia y distribución de las fases minerales reconocidas durante el estudio de los difractogramas, espectros infrarrojos y secciones delgadas de las rocas alteradas.

Cuarzo: El cuarzo representa, por lejos, el mineral de alteración más común dentro del halo de alteración presente en Mina Martha. El contenido de cuarzo aumenta progresivamente con la proximidad a los cuerpos mineralizados (Figura 3.21a), pudiendo superar ampliamente el 50 % en volumen de las rocas alteradas. El cuarzo se presenta mayormente reemplazando la matriz de las rocas de caja (Figura 3.21d), ocurriendo como granos microscópicos intercrecidos con adularia, albita, illita, esmectita y pirita. También se lo puede observar relleno de cavidades, o bien reemplazando a cristaloclastos de plagioclasas y feldespatos, junto con adularia (Figura 3.21e).

Adularia y albita: Desde la pared de la veta y hasta los 5-10 cm del contacto (Figura 3.21b), se puede observar una zona de alteración intensa dominada por abundante adularia (KA/Si_3O_8) y cantidades variables de albita ($NaAl/Si_3O_8$), a las que se asocian cuarzo, sericita (illita con una elevada cristalinidad) y pirita (Figura 3.21d). Es común que este tipo de alteración oblitere las texturas originales de la roca y produzca el reemplazo total de las fases minerales originales (Figura 3.21d). Este tipo de alteración se observa únicamente asociada a los pulsos ricos en sulfuros (Episodio E2, Figura 3.21b).

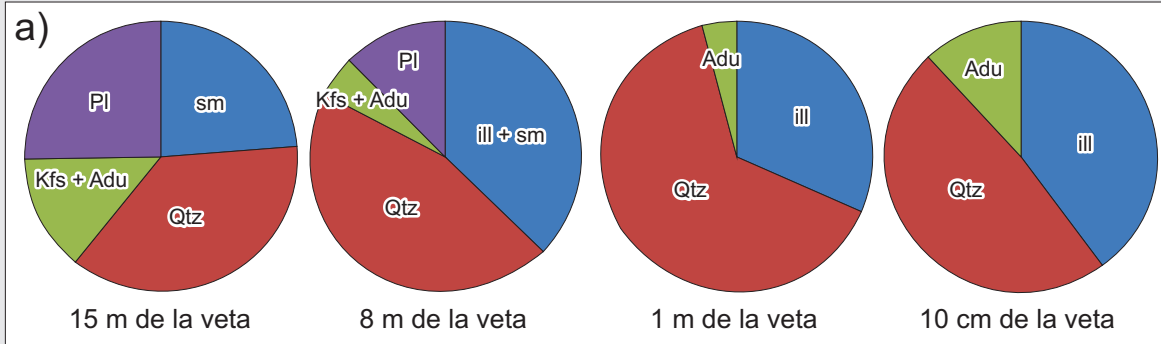
Una segunda forma en la que puede presentarse la adularia corresponde a cuando este mineral se asocia en forma subordinada a la illita (Figura 3.21e) en el contacto con estructuras pobres en sulfuros (Figura 3.21c), o bien a continuación de la zona descrita en el párrafo anterior (Figura 3.21b). De esta manera, el contenido suele ser mucho menor y aumenta progresivamente hacia la estructura, pero sin llegar a obliterar completamente las texturas originales de las rocas de caja (Figuras 3.21a, c y e). En estos casos, la adularia se presenta como agregados microscópicos en la matriz de las ignimbritas, o bien como reemplazo de los cristaloclastos de biotita, plagioclasas y feldespatos alcalinos (Figuras 3.21e).

Illita y esmectita: La illita $((K,H_3O)(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}[(OH)_2,(H_2O)])$ y la esmectita $((Na,Ca)_{0,3}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2n(H_2O))$, junto con el cuarzo, corresponden a las fases minerales mejor representadas en el halo de alteración del yacimiento. Ambos filosilicatos se presentan como fases discretas, sin el desarrollo de interestratificados entre ambas especies, que se originaron como producto del reemplazo de vitroclastos (pómez y trizas) y cristaloclastos (plagioclasas, feldespatos alcalinos, biotitas y anfíboles) presentes en las rocas de caja (Figura 3.21e y f). El contenido general de arcillas aumenta progresivamente con la proximidad a los cuerpos mineralizados (Figura 3.21a), pudiendo representar hasta el 45 % en volumen de las rocas alteradas.

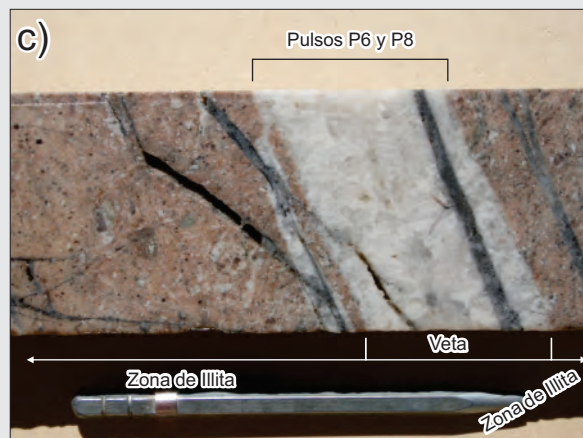
La illita se presenta formando la parte interna del halo de alteración del yacimiento (Figura 3.21a, e y f), formando una zona que se extiende desde el contacto con las vetas hasta una distancia que puede variar entre 5 y los 8 m. Dentro de esta zona, la cristalinidad de esta arcilla aumenta progresivamente hacia la veta indicando un aumento en el tamaño de grano de los individuos y una consecuente mejora en la morfología de los cristales, hasta formar sericita en las partes más cercanas a las vetas (Figura 3.21d, e y f).

La esmectita se presenta en las partes más externas del halo de alteración (Figura 3.21a), formando una zona que se extiende a partir de los 8 a 10 m desde el contacto con la veta. Determinaciones mediante microscopía electrónica y microsonda realizadas por Baluz *et al.* (2010) indican que se trata de una esmectita rica en aluminio (montmorillonita), con una geometría en escamas subedrales y un

Figura 3.21. Paragénesis de Alteración

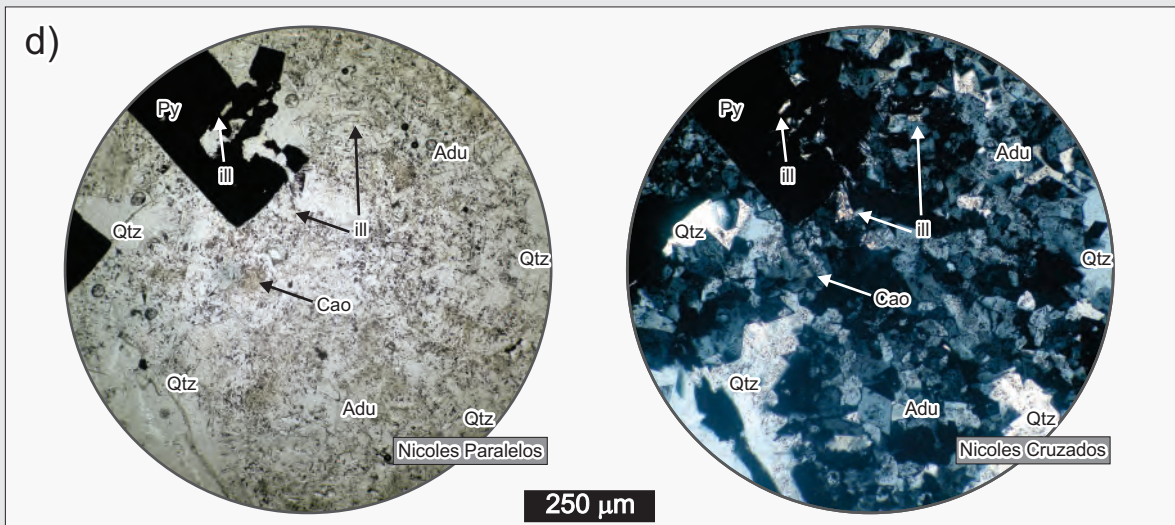


Abundancia relativa de las principales fases minerales observadas en el halo de alteración de una estructura de baja ley (veta Futuro), en función de la distancia a la veta. Referencias: sm = esmectita (hidrotermal), ill = illita (hidrotermal), kfs = feldespato alcalino (ígneo), Adu = adularia (hidrotermal), Pl = plagioclasas (ígneo), Qtz = cuarzo (ígneo + hidrotermal).

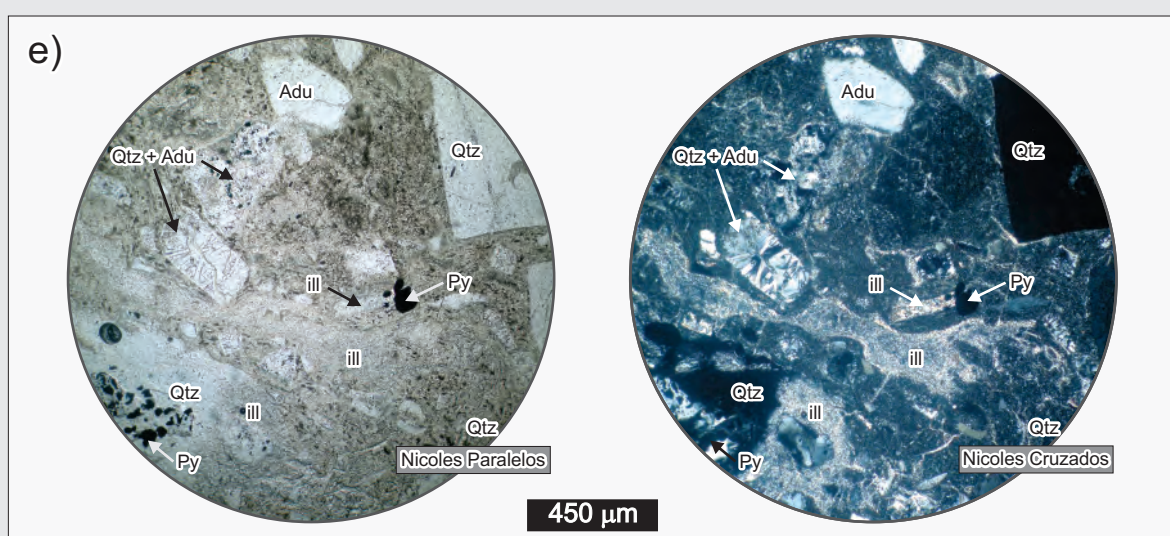


La alteración hidrotermal en las proximidades de las estructuras de alta ley se caracteriza por el desarrollo de una zona rica en adularia, cuarzo, sericita (illita), pirita y cantidades variables de albita (ver figura 3.21d). Esta zona grad lateralmente a una alteración rica en illita con cantidades variables de cuarzo y adularia (ver figura 3.21e).

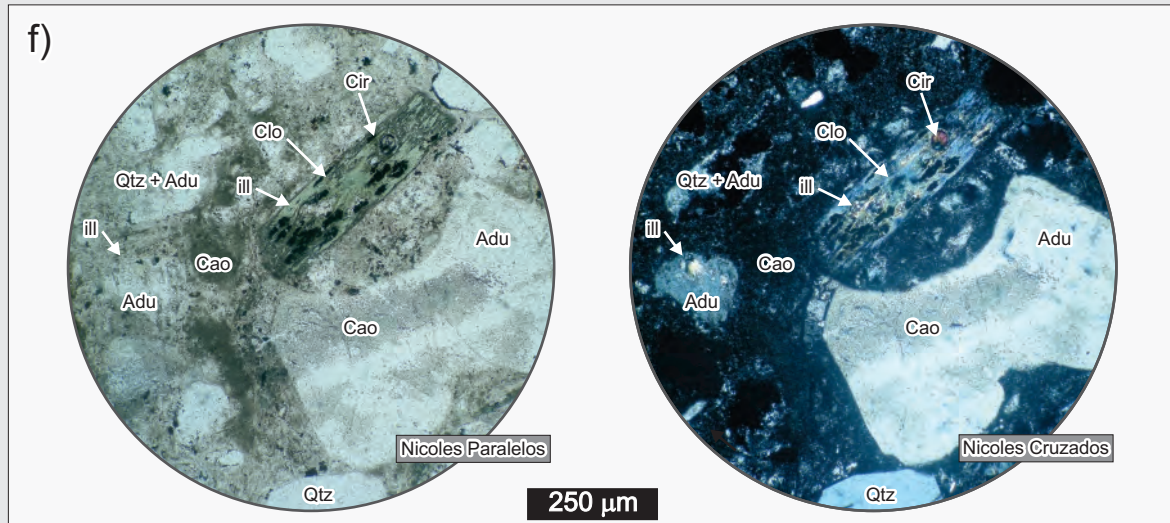
En el caso de las estructuras de baja ley, la alteración hidrotermal se caracteriza por la ausencia de la zona rica en adularia. En estos casos, la alteración que predomina es una asociación de illita con cantidades variables de cuarzo y adularia (ver figura 3.21e).



Alteración hidrotermal sobre la matriz de la Ignimbrita de Cristales (ver Capítulo 2) en una muestra tomada a 5 cm del contacto con una estructura de alta ley (veta Catalina, pozo M-512). La textura piroclástica original ha sido totalmente obliterada y reemplazada por un agregado de adularia, cuarzo, sericita/illita y pirita, que por sectores son acompañados por cantidades menores de albita. Por sectores la adularia presenta una leve alteración a caolinita (Cao). Microfotografía con luz transmitida.

Figura 3.21 (continuación). Paragénesis de Alteración

Alteración hidrotermal sobre la matriz y los cristaloclastos de la Ignimbrita de Cristales (ver Capítulo 2) en una muestra tomada a 1,5 m del contacto (veta R4, pozo M-511). A esta distancia las texturas piroclásticas todavía se preservan, aunque con un importante grado de reemplazo. En el caso de la matriz y los fiammes se observa un importante reemplazo por sericita (illita), adularia, cuarzo y pirita, mientras que los cristaloclastos de feldespato y plagioclasa presentan un reemplazo total por adularia, cuarzo y cantidades variables de sericita (illita). Microfotografía con luz transmitida.



Alteración hidrotermal sobre la matriz y los fenocristales de la Ignimbrita de Cristales (ver Capítulo 2) en una muestra tomada a 1 m del contacto (veta R4, pozo M-517). A esta distancia las texturas piroclásticas todavía se preservan, aunque con un importante grado de reemplazo. Los cristaloclastos de feldespatos están reemplazados por adularia, cuarzo e sericita (illita), mientras que las biotitas están reemplazadas por biotita, sericita (illita), opacos y adularia. Se observa una alteración tardía a caolinita sobrepuesta sobre la adularia y la matriz. Microfotografía con luz transmitida. Referencias: Bio = biotita; Cir = circón.

contenido de $Ca > Na > K$ en la intercapa.

Finalmente, se puede reconocer una zona intermedia, desarrollada entre los 5 y 10 m desde la veta, donde cantidades menores de esmectita coexisten con la illita (Figura 3.21a y b), sin formar interestratificados entre ambas especies. En esta zona, Baluz *et al.*, (2010) indican que la illita se presenta generalmente como láminas anedrales, mientras que las esmectitas presentan un hábito similar al observado en la zona más externa, pero con un contenido de $Na \sim K > Ca$ en la intercapa.

La zonación existente en la paragénesis de alteración sería el resultado de una progresiva disolución de los vitroclastos y cristaloclastos, seguida de la formación de arcillas dioctaédricas pertenecientes a la

serie illita-esmectita. La presencia de illita y esmectita como fases discretas, sin la presencia de interestratificados I/S, estaría indicando que las arcillas se formaron mediante procesos de disolución y cristalización directa a partir de los fluidos (Altaner *et al.*, 1997; Baluz *et al.*, 2010). El tipo de filosilicato presente en cada zona de alteración estaría controlado principalmente por la temperatura de los fluidos, de manera similar a lo reportado en otros sistemas hidrotermales (Altaner *et al.*, 1997; Tillick *et al.*, 2001; Simmons y Browne, 2000; Yang *et al.*, 2001).

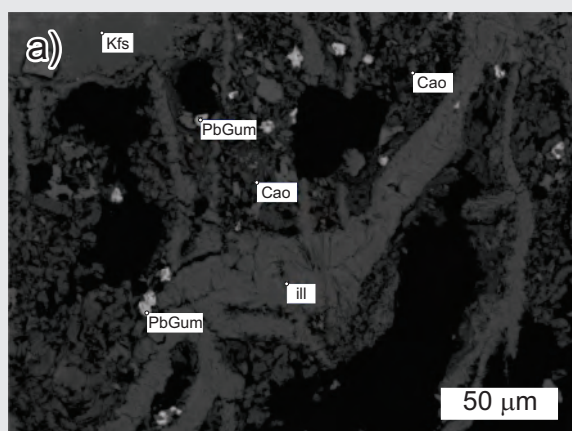
Clorita: La clorita $((Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot (Mg,Fe)_3(OH)_6)$ se presenta en forma muy discontinua, y en cantidades variables, asociada a los sectores de la alteración que presentan desarrollo de illita y esmectita. En general se presenta reemplazando a cristaloclastos de biotita junto con illita, adularia y opacos (Figura 3.21f), o bien en cantidades menores diseminada en la matriz de las ignimbritas.

Sulfuros: Los sulfuros, especialmente la pirita, conforman una parte importante del halo de alteración observado en Mina Martha. En general se presentan diseminados en la matriz de las ignimbritas (Figura 3.21d y e), o bien como reemplazo de cristaloclastos de feldespatos, plagioclasas y/o minerales máficos. El contenido general de pirita aumenta con la proximidad al contacto de las vetas, donde en algunos casos puede estar acompañada por cantidades menores de esfalerita y pirargirita.

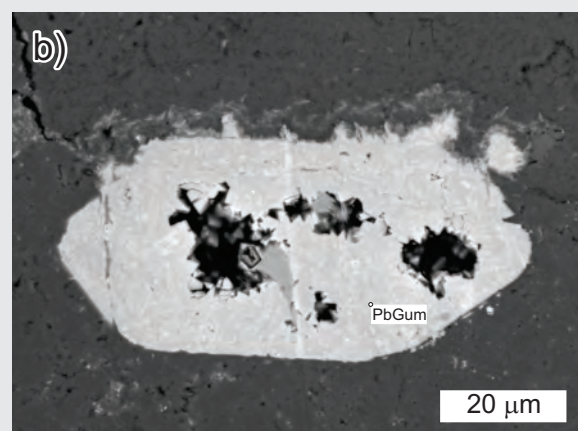
Caolinita: La caolinita $(Al_2Si_2O_5(OH)_4)$ se encuentra como una alteración tardía dentro de la paragénesis de alteración del yacimiento, y en todos los casos se trata de caolinitas de baja a muy baja cristalinidad. Esta arcilla se presenta como una leve alteración de la adularia hidrotermal (Figura 3.21d y f), como parches irregulares dentro de la matriz de las ignimbritas (Figura 3.21f), o bien como reemplazos leves dentro de cristaloclastos de feldespato alcalino volcánicos (Figura 3.22a). De acuerdo a los estudios de microsonda realizados por Cedillo Frey (2009) y Cedillo Frey *et al.* (2009), estas caolinitas se caracterizan por un bajo contenido en aluminio, un exceso de silicio y la presencia de hierro, magnesio y calcio como trazas.

Plumbogummita: La plumbogummita $(PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5H_2O)$ es un mineral poco común perteneciente al grupo de la alunita, que se presenta en las zonas de oxidación de algunos yacimientos polimetálicos ricos en plomo (Scott, 1996; Scott, 2003; Tzvetanova, 2003). En el caso de Mina Martha, este mineral se

Figura 3.22. Paragénesis de Alteración



Asociación mineral secundaria compuesta por caolinita y plumbogummita (PbGum) reemplazando parcialmente a un fenocristal de feldespato alcalino (Kfs) con fracturas rellenas por sericita (illita). Microscopio electrónico, imagen con electrones retrodispersados.



Detalle de un cristal de plumbogummita (PbGum) de aspecto euedral desarrollado dentro de la matriz de la Ignimbrita de Cristales. Microscopio electrónico, imagen con electrones retrodispersados.

presenta formando agregados anedrales de grano muy fino dentro de fracturas, reemplazando junto con caolinita a la sericita (illita) en los bordes de los cristaloclastos de feldespatos (Figura 3.22a), o en menor medida como pequeños cristales suedrales a euedrales en la matriz de las ignimbritas (Figura 3.22b). Este fosfato fue observado por Cedillo Frey (2009) y Cedillo Frey *et al.* (2009) únicamente en las partes oxidadas del yacimiento, sobre un perfil realizado sobre la veta Martha Oeste.

3.7. Estudios de inclusiones fluidas e isótopos

3.7.1. Inclusiones fluidas

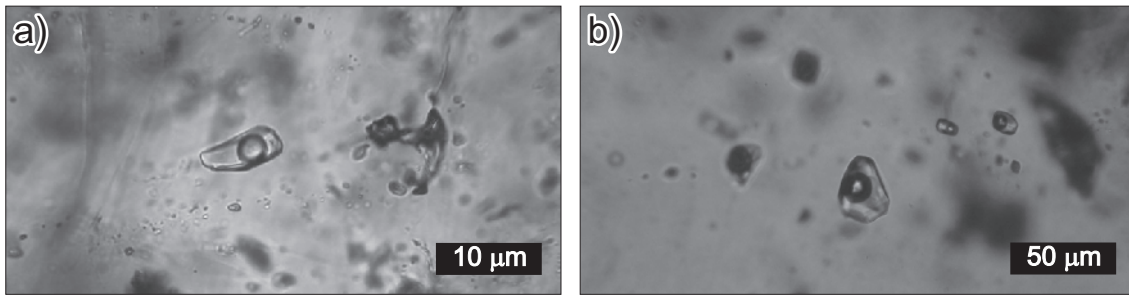
Las inclusiones fluidas alojadas en los minerales que componen un depósito mineral conforman la única muestra directa que existe del fluido hidrotermal que le dió origen (Bodnar *et al.*, 1985; Wilkinson, 2001). De esta manera, las inclusiones fluidas nos brindan la oportunidad de estudiar las características fisicoquímicas del fluido al momento de la depositación de los minerales hidrotermales. Con este fin, el estudio microtermométrico se enfocó sobre las inclusiones fluidas primarias (Shepherd *et al.*, 1985; Wilkinson, 2001) alojadas en cristales de cuarzo y adularia (Figura 3.23a y b) pertenecientes a los principales pulsos mineralizantes (P3, P4, P5 y P6). En este marco las tareas consistieron en la obtención de temperaturas de homogenización (T_h), temperaturas de fusión final de hielo (T_m), y en la determinación de las temperaturas del eutéctico del fluido (T_e). Todas las inclusiones analizadas (18 en adularia y 21 en cuarzo, Figura 3.23c) fueron seleccionadas cuidadosamente en base a su morfología y ocurrencia dentro de los cristales hospedantes con el fin de ensayar únicamente inclusiones primarias y así obtener una mayor representatividad de los resultados.

Las muestras examinadas se caracterizan por la presencia de inclusiones primarias bifásicas (líquido + gas, Figura 3.23a y b) con geometrías regulares a ovoidales y dimensiones de pequeñas a medianas (entre 4 μm y 30 μm), que están dominadas por una elevada proporción de líquido (valores de F de entre el 75 y 90 %, Figura 3.23c). Durante los ensayos microtermométricos no se observaron evidencias que indiquen una presencia significativa de CO_2 dentro de las inclusiones analizadas, lo que sugiere un contenido de CO_2 inferior al 3,7 % en peso dentro de las inclusiones (Hedenquist y Henley, 1985).

Del análisis global de los resultados se pueden acotar las condiciones generales de temperatura y salinidad de los fluidos atrapados en las inclusiones fluidas observadas en Mina Martha (Figura 3.23c, d y e). De esta manera, los fluidos se caracterizan por T_h de entre 215,5 y 316,5 °C, con una moda alrededor de 280-290 °C (Figura 3.23d), y por salinidades de entre 0,53 y 3,55 % NaCl eq., con moda rondando 1,8-2,1 % NaCl eq. (Figura 3.23e). Por último, los valores de T_e obtenidos muestran una baja variabilidad, con temperaturas que se varían entre -23,8 y -24,7 °C (Figura 3.23c), lo que sugiere que los fluidos atrapados en las inclusiones se encuentran en equilibrio con el sistema ternario $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ cuya T_e teórica corresponde a -23,5 °C (Shepherd *et al.*, 1985).

Sin embargo, cuando se analizan las variaciones de T_h y salinidad entre los distintos pulsos mineralizantes (Figuras 3.24a), se puede apreciar una progresiva disminución en la temperatura desde el Pulso 3 hasta el Pulso 6 (Figura 3.24b), mientras que la salinidad muestra un incremento del Pulso 3 al 4, para luego volver a descender en el Pulso 5 y 6 (Figura 3.24c). Estas variaciones sugieren que los fluidos variaron ligeramente sus condiciones a lo largo de la evolución del sistema hidrotermal, siguiendo un

Figura 3.23. Inclusiones Fluidas

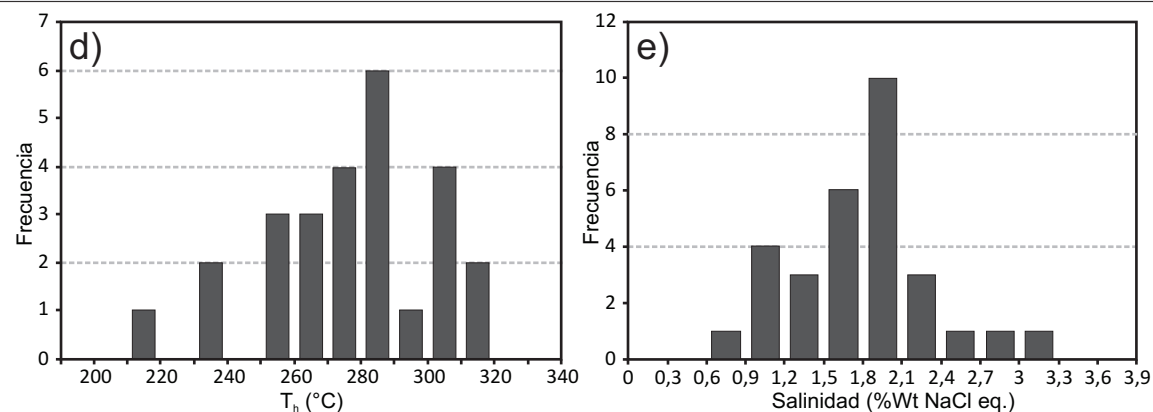


Ejemplos de las inclusiones fluidas estudiadas. a) Inclusiones en adularia del Pulso 4 (Muestra 11321); b) Inclusiones en cuarzo del Pulso 5 (Muestra 11335).

c)

Pulso	Inclusión	Veta	N° Muestra	Mineral	Tamaño (μm)	Morfología	F	T _e (°C)	T _m (°C)	Salinidad (% NaCl eq.)	T _h (°C)
P3	P3 - 01	Catalina	Perfo Cata	Adularia	4	Regular	0,85	--	-1	1,74	--
P3	P3 - 02	Catalina	Perfo Cata	Adularia	24	Regular	0,8	--	-0,6	1,05	--
P3	P3 - 03	Catalina	Perfo Cata	Adularia	8	Regular	0,7	--	-0,5	0,88	--
P3	P3 - 04	Catalina	Perfo Cata	Adularia	8	Regular	0,9	--	--	--	281,1
P3	P3 - 05	Catalina	Perfo Cata	Cuarzo	6	Ovoidal	0,85	--	-0,3	0,53	270,3
P3	P3 - 06	Catalina	Perfo Cata	Cuarzo	10	Ovoidal/Regular	0,8	--	-0,4	0,7	307,5
P3	P3 - 07	Catalina	Perfo Cata	Cuarzo	12	Irregular/Regular	0,75	--	-0,4	0,7	302,6
P3	P3 - 08	Catalina	Perfo Cata	Cuarzo	10	Ovoidal	0,75	-24,7	-0,4	0,7	283,9
P4	P4 - 01	Belén	11321	Adularia	24	Tubular/Regular	0,9	--	-1,3	2,24	277,6
P4	P4 - 02	Catalina	Perfo Cata	Adularia	20	Regular	0,9	--	-1	1,74	280,1
P4	P4 - 03	Catalina	Perfo Cata	Adularia	8	Regular	0,8	--	-0,7	1,22	255,5
P4	P4 - 04	Catalina	Perfo Cata	Adularia	8	Regular	0,75	--	-0,9	1,57	267,1
P4	P4 - 05	R4	10688	Adularia	16	Irregular	0,8	--	-2	3,36	302,6
P4	P4 - 06	R4	10688	Adularia	12	Tubular/Regular	0,8	--	-2,1	3,55	280,8
P4	P4 - 07	Belén	11321	Cuarzo	6	Ovoidal	0,8	--	-1,4	2,41	266,8
P4	P4 - 08	Catalina	Perfo Cata	Cuarzo	12	Irregular	0,9	--	-1,6	2,74	--
P4	P4 - 09	R4	11335	Cuarzo	12	Irregular	0,9	--	-0,8	1,4	--
P4	P4 - 10	R4	10687	Cuarzo	6	Ovoidal	0,9	--	--	--	284,4
P4	P4 - 11	R4	10688	Cuarzo	6	Ovoidal	0,9	--	--	--	302,5
P5	P5 - 01	Belén	11301	Adularia	6	Irregular/Regular	0,85	--	-0,9	1,57	Crepita a 210
P5	P5 - 02	Belén	11301	Adularia	26	Regular	0,9	-24,2	-0,9	1,57	--
P5	P5 - 03	Belén	11301 B	Adularia	3	Irregular/Regular	0,7	-23,8	-1,1	1,91	Crepita a 220
P5	P5 - 04	R4	10689	Cuarzo	16	Regular/Irregular	0,9	-23,8	-0,6	1,05	314,5
P5	P5 - 05	R4	10689	Cuarzo	28	Irregular	0,9	--	-1	1,74	259,2
P5	P5 - 06	R4	10689	Cuarzo	8	Ovoidal	0,9	--	-1,1	1,91	--
P5	P5 - 07	Belén	11301	Cuarzo	12	Ovoidal/Regular	0,85	--	-1,1	1,91	239,5
P5	P5 - 08	Belén	11301	Cuarzo	18	Regular/Ovoidal	0,8	--	-0,8	1,4	316,5
P5	P5 - 09	Belén	11301 B	Cuarzo	4	Regular	0,8	--	-0,8	1,4	276,5
P5	P5 - 10	Belén	11301 B	Cuarzo	4	Regular/Ovoidal	0,8	--	-0,9	1,57	268,6
P5	P5 - 11	Belén	11301 B	Cuarzo	16	Ovoidal/Regular	0,8	--	--	--	231,8
P5	P5 - 12	Belén	11301 B	Cuarzo	8	Ovoidal	0,8	--	--	--	274,1
P5	P5 - 13	Belén	11301 B	Cuarzo	14	Ovoidal	0,8	--	--	--	284,4
P5	P5 - 14	R4	11335	Cuarzo	24	Regular/Ovoidal	0,8	-24,3	-0,7	1,22	--
P5	P5 - 15	R4	11335	Cuarzo	6	Regular	0,7	--	-0,9	1,57	--
P6	P6 - 01	Catalina	11324	Adularia	20	Regular	0,85	--	-0,7	1,22	258
P6	P6 - 02	Catalina	11324	Adularia	16	Regular	0,9	--	-0,6	1,05	291,3
P6	P6 - 03	Catalina	11324	Adularia	4	Ovoidal	0,9	--	--	--	215,5
P6	P6 - 04	Catalina	11324	Adularia	6	Ovoidal	0,9	--	-0,9	1,57	Crepita a 178
P6	P6 - 05	Catalina	11324	Adularia	6	Ovoidal	0,9	--	-0,9	1,57	--

Resultados analíticos de los estudios microtermométricos realizados sobre la mineralización presente en Mina Martha. Las salinidades fueron calculadas de acuerdo a Bodnar y Vityk (1994).



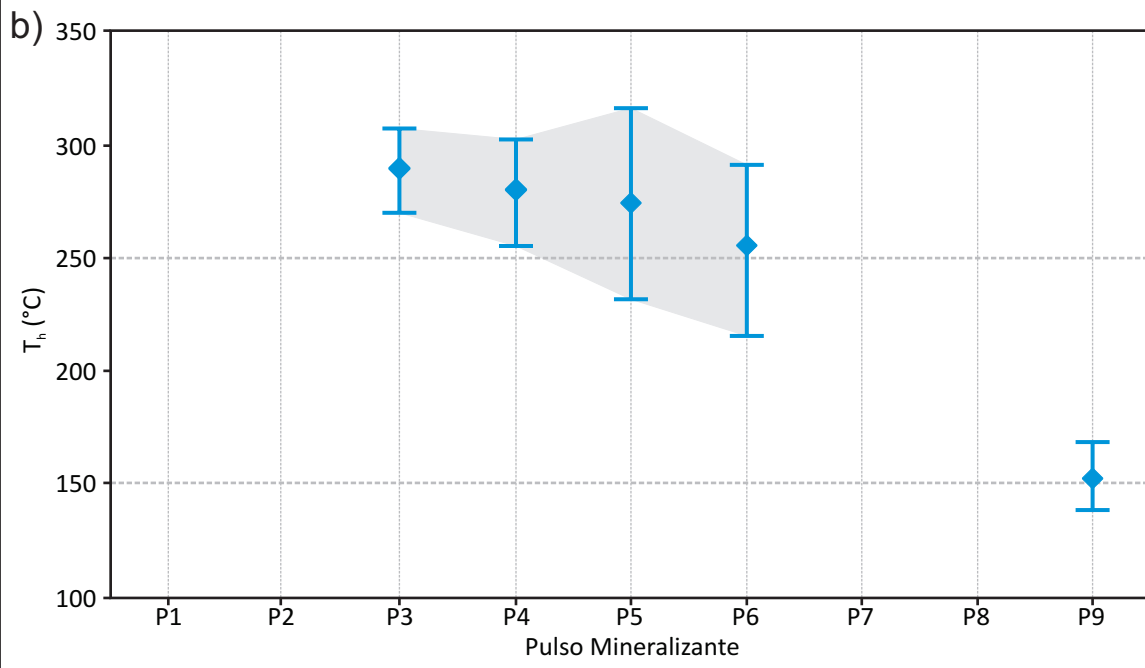
Gráficos de barras mostrando los resultados de los estudios microtermométricos. Los valores de salinidad fueron calculados de acuerdo a Bodnar y Vityk (1994).

Figura 3.24. Inclusiones Fluidas

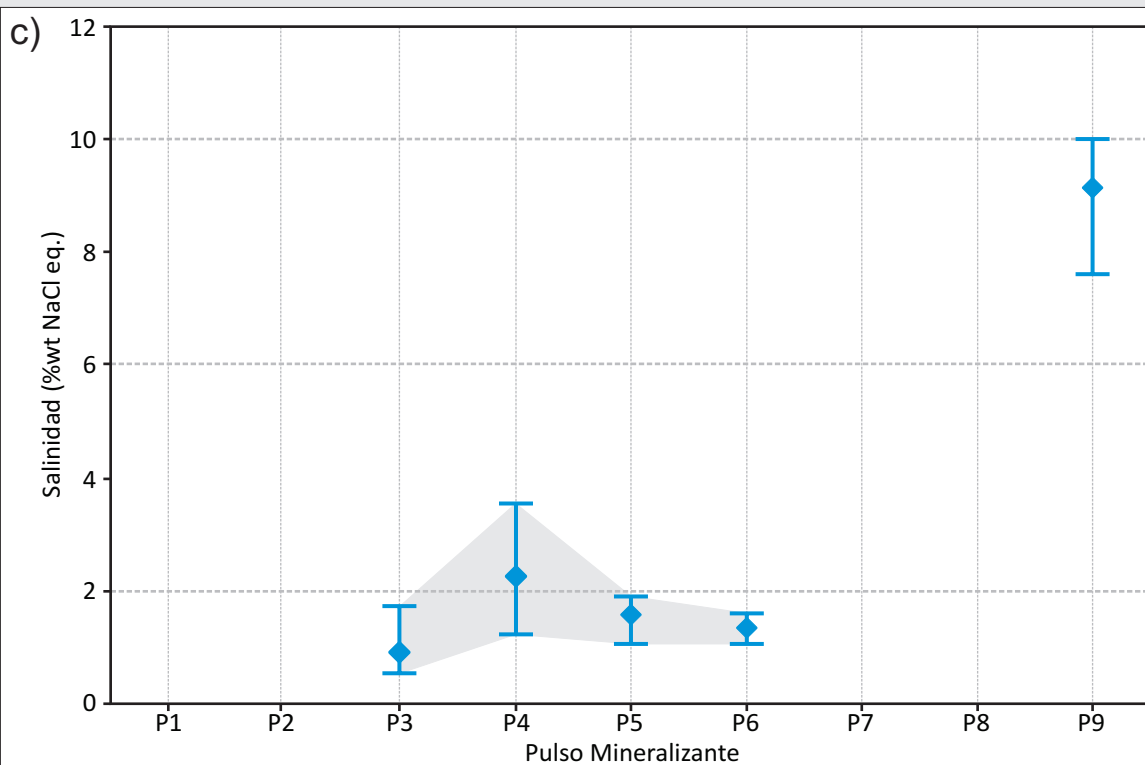
a)

	Salinidad			T_h		
	n	Min - Max	Media	n	Min - Max	Media
Pulso 3	7	0,53 - 1,74	0,90	5	270,3 - 307,5	289,08
Pulso 4	9	1,22 - 3,55	2,25	9	255,5 - 302,6	279,71
Pulso 5	12	1,05 - 1,91	1,57	9	231,8 - 316,5	273,90
Pulso 6	4	1,05 - 1,57	1,35	3	215,5 - 291,3	254,93

Resumen de los resultados de los estudios microtermométricos realizados sobre los distintos pulsos de la mineralización. Las salinidades fueron calculadas de acuerdo a [Bodnar y Vityk \(1994\)](#).



Gráficos mostrando los valores máximos, promedio y mínimos de T_h para cada pulso mineralizante.



Gráficos mostrando los valores máximos, promedio y mínimos de salinidad para cada pulso mineralizante.

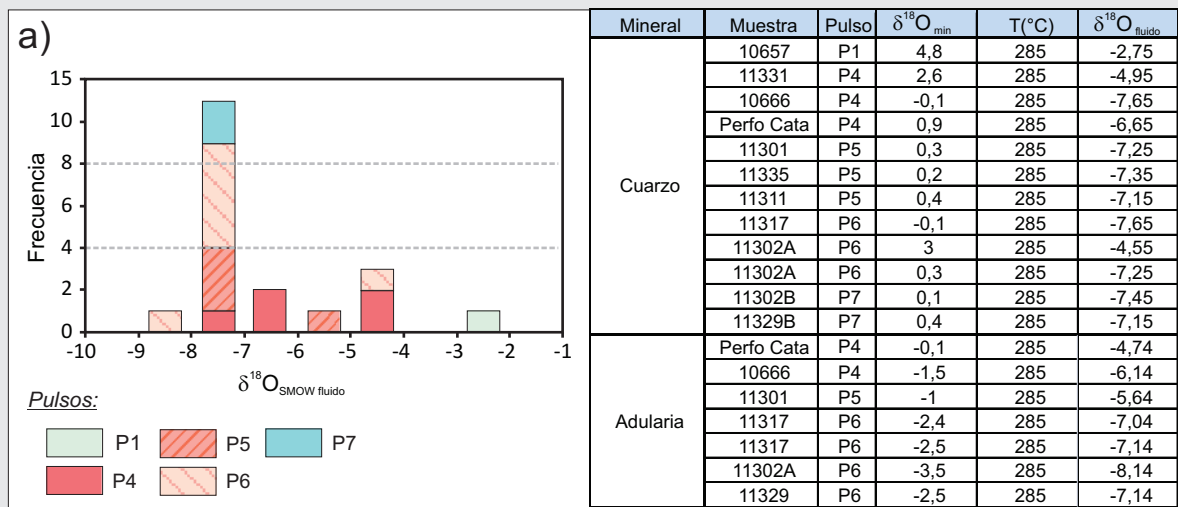
patrón general de enfriamiento progresivo con pequeños incrementos en las salinidades que se pueden correlacionar con el pulso más rico en plata.

Por último, el Pulso 9 fue caracterizado utilizando los datos obtenidos sobre inclusiones en pirargiritas por Ríos *et al.* (2006). A diferencia de los pulsos anteriores, estas muestras fueron analizadas bajo luz infrarroja (NIR-SWIR) y se caracterizan por la presencia de inclusiones bifásicas (L + G) grandes (hasta 100 µm) con formas regulares a ovoidales. Los datos aportados por Ríos *et al.* (2006) muestran valores de T_h entre 139 y 168°C (Figura 3.24b), y salinidades que oscilan entre 7,73 y 9,98 % NaCl eq. (Figura 3.24c). Estos valores son menores en temperatura y marcadamente mayores en salinidad en comparación con los registrados en los pulsos anteriores, lo que hace difícil una correlación entre ellos.

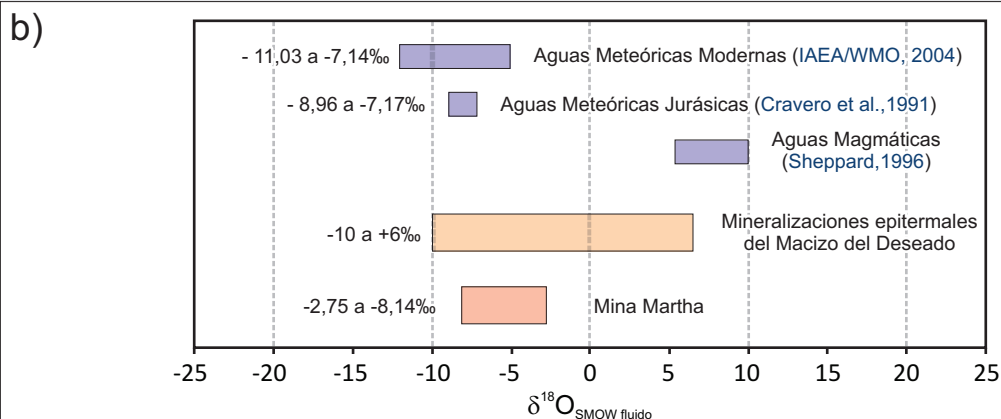
3.7.2. Isótopos estables de oxígeno

Los datos isotópicos de $\delta^{18}O_{SMOW}$ obtenidos sobre cristales de cuarzo y adularia provenientes de Mina Martha (Figura 3.25a) arrojaron valores que se encuentran entre -3,5 y 4,8 ‰ (pulsos P1, P4, P5, P6 y P7). Se utilizaron estos resultados, junto con las temperaturas obtenidas mediante el estudio de inclusiones fluidas, y las fórmulas de Zheng (1993), para calcular los valores isotópicos de los fluidos

Figura 3.25. Isótopos estables de Oxígeno



Valores isotópicos de $\delta^{18}O$ para el cuarzo y la adularia de los principales pulsos minerales presentes en Mina Martha. Los valores de $\delta^{18}O$ para los fluidos fueron calculados de acuerdo a Zheng (1993).



Valores isotópicos de $\delta^{18}O$ para los fluidos que dieron origen a la mineralización de Mina Martha comparados con fluidos de origen magmático y meteórico.

hidrotermales en equilibrio con las fases minerales analizadas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluido}}$). Los resultados obtenidos se caracterizan por una escasa variabilidad, con valores que oscilan entre -2,75 y -8,14 ‰, y una fuerte moda alrededor de -7,5 ‰ (Figura 3.25a).

Con el fin de determinar el posible origen de los fluidos hidrotermales que dieron origen a la mineralización, se compararon los resultados obtenidos con los valores isotópicos correspondientes a aguas magmáticas (Sheppard, 1996), aguas pluviales modernas de Patagonia (Pto. Madryn y Ushuaia, IAEA/WMO, 2008), los valores isotópicos correspondientes a los depósitos epitermales del Macizo del Deseado (Jovic, 2009), y los valores isotópicos determinados para las aguas meteóricas jurásicas obtenidas por Cravero *et al.* (1991) sobre caolinitas supergénicas provenientes del Macizo del Deseado (Figura 3.25b). De esta comparación puede observarse una similitud entre los rangos isotópicos correspondientes a las aguas meteóricas, especialmente las jurásicas, y los valores más frecuentes obtenidos en Mina Martha (Figura 3.25b), de esta manera se propone una importante componente meteórica en la composición de los fluidos que dieron origen a la mineralización. Sin embargo, los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluido}}$ más elevados se separan levemente de los correspondientes a las aguas meteóricas, sugiriendo al menos un pequeño aporte de aguas magmáticas a los fluidos hidrotermales.

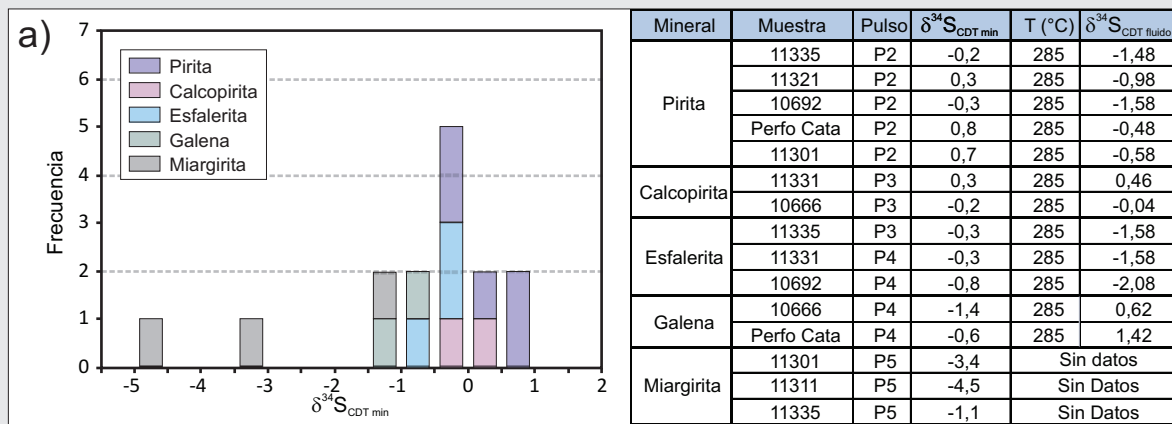
En función de estas observaciones, y al considerar las variaciones de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluido}}$ a lo largo de los sucesivos pulsos mineralizantes (Figura 3.25a), puede observarse una tendencia hacia una progresiva disminución de los valores isotópicos del fluido a medida que evoluciona la secuencia paragenética. Estos cambios sugieren un paulatino descenso en la participación de las aguas magmáticas respecto a las meteóricas en las soluciones hidrotermales que dieron origen al yacimiento.

3.7.3. Isótopos estables de azufre

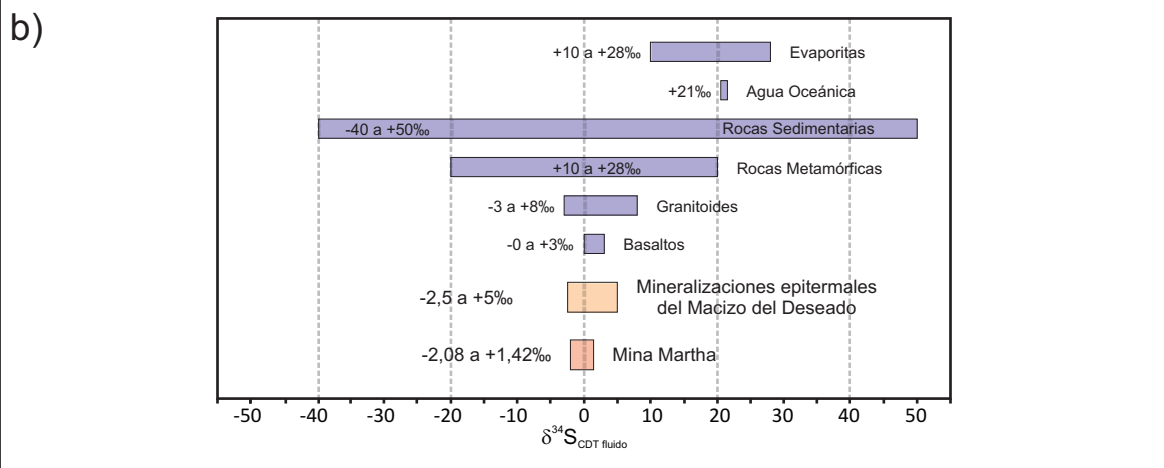
Los datos de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ obtenidos sobre los sulfuros y sulfosales de Mina Martha (Figura 3.26a) se caracterizan por valores que oscilan entre -4,5 y 0,8 ‰ (pulsos P2, P3, P4 y P5). La escasa variabilidad observada sugiere una fuente relativamente homogénea para el azufre, donde las diferencias observadas entre las distintas especies minerales siguen la tendencia de fraccionamiento predicha por Ohmoto y Rye (1979) para materiales cogenéticos (pirita > calcopirita > esfalerita > galena, Figura 3.26a).

Los valores isotópicos correspondientes al fluido ($\delta^{34}\text{S}_{\text{Fluido}}$) fueron obtenidos únicamente a partir de sulfuros ya que en la bibliografía no existen determinaciones del coeficiente de fraccionamiento isotópico en cristales de miargirita, para esto fueron utilizadas las formulas de Ohmoto y Rye (1979) y las temperaturas medias obtenidas en los estudios de inclusiones fluidas. Estas determinaciones arrojaron valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{Fluido}}$ de entre 1,42 y -2,08 ‰ (Figura 3.26a y b), sugiriendo un origen magmático para el azufre presente en los fluidos hidrotermales a partir del cual precipitaron los sulfuros de la mena (Hoefs, 1987). La filiación magmática sugerida por los isótopos del azufre puede deberse tanto a un aporte directo de fluidos de origen magmático, como también pueden ser el resultado del reequilibramiento de las soluciones hidrotermales al atravesar la secuencia volcánica donde se alojan las vetas, o bien a una combinación de ambos procesos (Ohmoto y Goldhaber, 1997). Sin embargo, y en función de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluido}}$ registrados, es probable que la signatura isotópica del azufre observada en Mina Martha tenga un origen vinculado a ambos procesos.

Figura 3.26. Isótopos estables de Azufre



Valores isotópicos de δ³⁴S para los principales sulfuros y sulfosales presentes en Mina Martha. Los valores de δ³⁴S para los fluidos fueron calculados de acuerdo a [Ohmoto y Rye \(1979\)](#).



Valores isotópicos de δ³⁴S para los fluidos que dieron origen a los sulfuros presentes en Mina Martha. Valores de Referencia tomados de [Hoefs \(1987\)](#) y [Jovic \(2009\)](#).

3.7.4. Edad de la mineralización

Finalmente, y con el fin de ajustar la edad de la mineralización, se realizó una determinación geocronológica por el método de ³⁹Ar/⁴⁰Ar sobre cristales de adularia provenientes de la veta Catalina (Pulso P6). Los resultados obtenidos arrojaron una edad plateau de 156.5 ±0.9 Ma (Figura 3.27) y una edad por isócrona de 156.4 ±0.8 Ma (Anexo V), lo que permite ubicar a la mineralización en el Jurásico Superior, más específicamente dentro del piso Oxfordiano ([IUGS, 2010](#)).

3.8. Consideraciones finales

3.8.1. Clasificación del depósito argentífero Mina Martha

En función de lo descrito en este capítulo, el yacimiento Mina Martha puede ser clasificado como un depósito epitermal clásico, similar a los descritos por [Hedenquist et al., 2000](#); [Sillitoe y Hedenquist \(2003\)](#) y [Simmons et al. \(2005\)](#) en otras partes del mundo; y por [Guido y Schalamuk \(2003\)](#), [Echavarría et al. \(2005\)](#) y [Fernández et al. \(2008\)](#) en otros sectores del Macizo del Deseado y Patagonia. A continuación se resumen las características más importantes observadas en el yacimiento (Figura 3. 28):

1) La mineralización forma cuerpos vetiformes de hasta 5 m de espesor y varios cientos de metros de longitud (Figura 3.3a), caracterizados por el desarrollo de texturas brechosas, bandeados costriformes, y por la presencia de texturas masivas y en peine con tamaños de grano medios a gruesos (Figura 3.9). Estos cuerpos se asocian a fallas normales y se alojan en una secuencia volcánica compuesta por rocas piroclásticas ácidas (Figura 3.3b).

2) La signatura geoquímica de las vetas, cuya paragénesis de metales corresponde a Ag-Au-Cu-Pb-Zn-Sb-As, y su relación Ag/Au de alrededor de 900:1, permiten definir al yacimiento como un depósito netamente argentífero, con oro y metales base asociados (Figura 3.5).

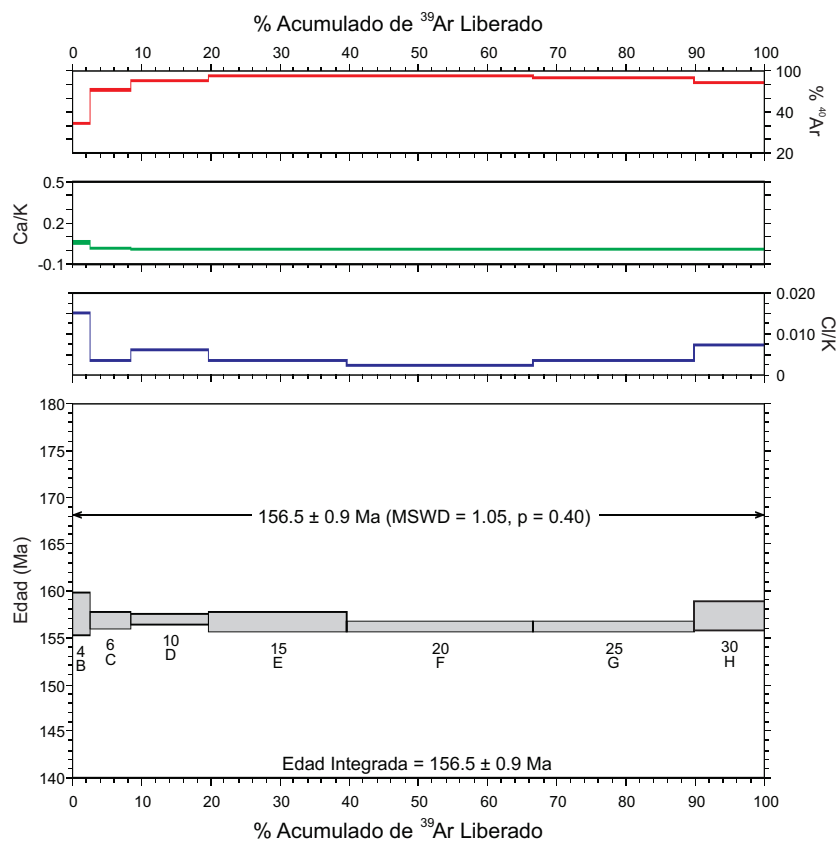
3) La mena ésta compuesta por una mineralogía compleja de sulfuros de metales base (galena, calcopirita y esfalerita pobre en hierro) y sulfosales de plata y cobre (polibasita, tetraedrita-freibergita, pirargirita, miargirita, freieslebenita y bournonita), que se presentan en cantidades variables (Figuras 3.7 y 3.19), pero que pueden superar el 20 % en volumen.

4) La mineralogía de la ganga es relativamente sencilla, está compuesta por adularia, cuarzo, sericita (illita), y localmente puede presentar cantidades subordinadas de clorita (Figura 3.8).

5) Los cuerpos mineralizados están rodeados por un halo de alteración restringido, compuesto principalmente por la asociación adularia, cuarzo, sericita (illita), esmectita y cantidades menores de clorita (Figura 3.21).

6) Por último, los estudios de inclusiones fluidas indican que la mineralización se habría originado a partir fluidos con temperaturas de entre 215,5 y 316,5 °C (Figura 3.23d) y salinidades

Figura 3.27. Edad de la mineralización



Edad $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ para cristales de adularia de la veta Catalina (Muestra 11329).

de entre 0,53 y 3,55 % NaCl eq. (Figura 3. 23e).

Al analizar detalladamente estas características, puede verse que Mina Martha comparte características en común con dos de los tres subtipos de depósitos epitermales definidos por *Hedenquist et al.* (2000), *Einaudi et al.* (2003), *Sillitoe y Hedenquist* (2003) y *Simmons et al.* (2005), los de Baja Sulfuración y los de Sulfuración Intermedia (Figura 3. 28).

La presencia de abundante adularia, tanto en las vetas como en el halo de alteración, sumada a la ausencia de carbonatos y silicatos de manganeso, y a la baja salinidad observada en las inclusiones

Figura 3.28. Características generales del yacimiento

	Depósitos Epitermales de Baja Sulfuración	Depósito Argentífero Mina Martha	Depósito Epitermales de Sulfuración Intermedia
Volcanismo asociado	Basaltos a riolitas.	<i>Riolitas y riolitas subcalcinas. Evidencias de mezcla de magma entre riolitas y andesitas.</i>	Principalmente andesitas a riolitas, localmente riolitas.
Salinidad de los fluidos	Bajas salinidades, en general inferiores a 5% NaCl eq.	<i>Entre 0,5 y 3,5% NaCl eq.</i>	Salinidades medias a altas, en general entre 10 y 20% NaCl eq.
Minerales de alteración típicos	Illita/esmectita y adularia	<i>Abundante adularia, sericita (illita) y esmectita.</i>	Sericita, la adularia es poco común
Ganga silicática	Relleno costriforme y coloforme de calcedonia y cuarzo. Texturas de reemplazo de carbonatos.	<i>Brechas y bandeados costriformes con adularia y cuarzo de grano grueso y en peine.</i>	Bandeados costriformes con cuarzo. Texturas en peine.
Ganga carbonática	Presente, pero poco común y típicamente tardía.	<i>Ausente.</i>	Común, incluyendo las variedades de manganeso.
Otros minerales de Ganga	Baritina poco común. Fluorita puede estar presente.	<i>Ninguno</i>	Baritina, anhídrita y silicatos de manganeso pueden estar presentes.
Porcentaje de sulfuros	Típicamente inferior al 1-2% vol.	<i>Entre 5 y 30 % vol.</i>	5 a >20% vol.
Sulfuros típicos	Cantidades muy subordinadas de arsenopirita ± pirrotina. Cantidades menores de esfalerita, galena, tetraedrita-tenantita, calcopirita.	<i>Pirita, arsenopirita, esfalerita, galena, calcopirita, tetraedrita-freibergita, polibasita, pirargirita, miargirita, argentita, freieslebenita, bournonita.</i>	Esfalerita, galena, tetraedrita-tenantita, calcopirita.
Composición de la Esfalerita	Rica en hierro	<i>Pobre en hierro</i>	Pobre en hierro
Teluros y seleniuros	Seleniuros comunes. Teluros presentes localmente.	<i>Ninguno.</i>	Teluros comunes localmente. Seleniuros poco comunes.
Asociación de Metales	Au ± Ag	<i>Ag ± Au, Zn, Pb, Cu</i>	Ag-Au, Zn, Pb, Cu
Metales accesorios	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Hg	<i>Sb, As, Se</i>	Mo, As, Sb
Relación Ag/Au	En general menor a 20/1	<i>900/1</i>	Mayor a 10/1

Características principales del yacimiento epitermal Mina Martha y su comparación con los depósitos epitermales de Baja Sulfuración y Sulfuración Intermedia (*Hedenquist et al.*, 2000; *Sillitoe y Hedenquist*, 2003; *Simmons et al.*, 2005).

fluidas corresponden a características más afines con el subtipo de baja sulfuración (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005). Sin embargo, la elevada relación Ag/Au, sumada al elevado porcentaje de sulfuros y sulfosales, la presencia de bandeados costriformes con texturas en peine gruesas, y la presencia de abundante tetraedrita-freibergita junto con esfalerita pobre en hierro, permiten definir con seguridad al depósito epitermal Mina Martha como perteneciente al subtipo de sulfuración intermedia (Einaudi *et al.*, 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005). Esta conclusión está en concordancia con los trabajos previos realizados por Gonzalez Guillot *et al.* (2004) quienes sugirieron que Mina Martha podría tratarse de un depósito de estas características.

3.8.2. Evolución paragenética del yacimiento

En función de la mineralogía y las texturas observadas, el esquema paragenético definido para el yacimiento (Sección 3.5) puede ser subdividido en tres grandes etapas que marcaron la evolución del depósito epitermal presente en Mina Martha, una etapa hidrotermal (episodios E1 a E3), una etapa tectónica (episodio E4), y una tercera etapa supergénica postmineral.

La etapa hidrotermal del yacimiento agrupa a los tres primeros episodios mineralizantes definidos para el yacimiento (Figura 3.8). La secuencia paragenética se inicia con una red de vetillas de cuarzo y adularia subrómica (E1, Figura 3.29), este episodio estéril se encuentra poco representado dentro del yacimiento.

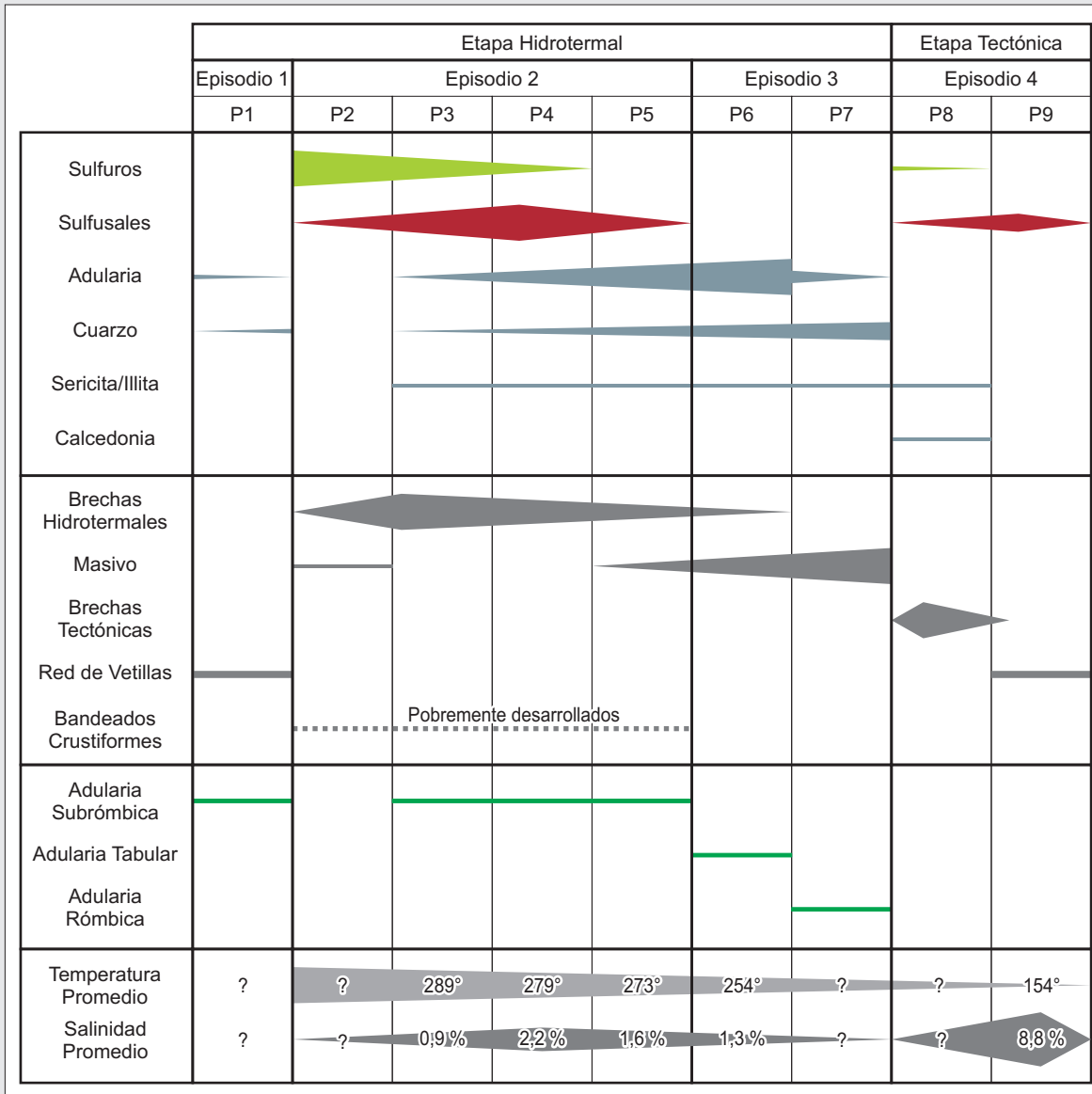
El segundo episodio mineralizante (E2, Figuras 3.7 y 3.8) presenta una amplia distribución dentro de las estructuras mineralizadas, representa hasta el 40% en volumen y alcanza hasta 30 cm de potencia. Se caracteriza por un predominio de las texturas brechosas por sobre los bandeados costriformes (Figura 3.29), y es el principal responsable de los sectores de alta ley presentes en los tres sistemas de vetas.

Por último, se desarrolla el episodio E3 (Figuras 3.7 y 3.8), se trata de estructuras estériles de hasta 5 m de espesor, que están dominadas por texturas masivas y berchosas, ricas en adularia tabular y rómica (Figura 3.29).

La mineralización formada durante esta serie de etapas hidrotermales está dominada por una compleja asociación de sulfuros y sulfosales, a los que se asocian cantidades variables de plata nativa (Figura 3.8). Dentro de este esquema, los metales base se presentan mayormente dentro de la estructura de los sulfuros (esfalerita, calcopirita, galena), aunque el cobre también se presenta formando parte de varias sulfosales (tetraedrita, polibasita, freieslebenita, bournonita).

La plata se presenta principalmente en su forma nativa formando cristales de elevada pureza (Figuras 3.18 y 3.19). Adicionalmente, la plata entra en la estructura de cinco especies distintas de sulfosales con antimonio (polibasita, tetraedrita-freibergita, pirargirita, miargirita y freieslebenita; Figuras 3.8 y 3.19). Por último, los bajos contenidos de plata en las galenas (Figura 3.18) confirman que las altas leyes características de Mina Martha son producto del aporte de plata por parte de las sulfosales y de la plata nativa. Dentro de esta asociación mineral, los contenidos de arsénico están completamente subordinados a los de antimonio (Figura 3.18), de manera tal que la única fase con arsénico corresponde a la arsenopirita, que además se presenta en cantidades generalmente reducidas (Figura 3.8). Adicionalmente a los sulfuros mencionados, se reconocen cantidades importantes de pirita en varios de los pulsos mineralizantes.

Figura 3.29. Mineralización en Mina Martha



Cuadro resumiendo las principales características mineralógicas y texturales de los cuerpos mineralizados presentes en Mina Martha.

El oro se presenta en cantidades muy bajas dentro de la estructura de la pirita y la arsenopirita (Figura 3.8); y probablemente también como impureza dentro de los granos de plata nativa. Esta distribución explica las elevadas relaciones Ag/Au que caracterizan al yacimiento (900:1). Finalmente, cantidades menores de Se, Bi y Te fueron identificadas asociadas a varias de las sulfosales y sulfuros presentes en el yacimiento (Figura 3.8).

La evolución del esquema paragenético de la etapa hidrotermal se caracteriza por importantes variaciones en las proporciones relativas entre sulfuros y sulfosales. En líneas generales puede observarse una disminución progresiva en el contenido de sulfuros de metales base (Figura 3.29), que son reemplazados dentro de la paragénesis por una cantidad cada vez mayor de sulfosales de plata y cobre. Las sulfosales alcanzan su pico de abundancia en el pulso P4 para luego comenzar a disminuir progresivamente en importancia hasta desaparecer por completo a partir del pulso P6 (Figura 3.29). Estos cambios en la mineralogía de la mena, son acompañados por un progresivo aumento en la participación del cuarzo y la adularia rómica, que pasan de estar prácticamente ausentes al inicio, hasta

hacerse dominantes hacia el final del evento hidrotermal (Figura 3.29).

Los cambios mineralógicos anteriormente expuestos pueden correlacionarse con variaciones en las asociaciones de metales identificadas para cada pulso. El pulso P2 se caracteriza por la presencia de abundante pirita, que es acompañada por cantidades menores de galena, polibasita, argentita y plata nativa. Esta asociación mineral sugiere una asociación de metales caracterizada por Pb + Ag + Sb + Cu + Au.

El pulso P3 se caracteriza por una importante participación de fases minerales de cobre en las que no participa la plata, este es el caso de la calcopirita (34% Cu; 0,1% Ag). En este esquema la calcopirita es acompañada por cantidades importantes de galena y esfalerita, que en su conjunto hacen que las fases argentíferas (polibasita selenífera y plata nativa) estén subordinadas en volumen; de manera que se podría definir a este pulso como formado por una paragénesis de Pb + Zn + Cu + Ag + Sb + As + Se + Au.

A diferencia del anterior, en el pulso P4 la fase mineral de cobre más importante corresponde a la tetraedrita (20 % Cu; 25% Ag), que suplanta casi por completo a la calcopirita dentro de la paragénesis. Este cambio mineralógico, sumado a una mayor participación de las fases minerales argentíferas (tetraedrita, polibasita, miargirita, pirargirita, freieslebenita y plata nativa), estaría sugiriendo un aumento en la relación Ag/Cu respecto del pulso anterior. De esta manera, este pulso se caracteriza por una signatura geoquímica donde los metales base están subordinados respecto a la Plata: Ag + Sb + Zn + Cu + Pb + As + Au.

Por último, en el pulso P5 las fases minerales portadoras de metales base están prácticamente ausentes, siendo la mena los sulfuros y sulfosales de plata (miargirita y argentita). La signatura geoquímica de este pulso sería mayormente argentífera: Ag + Sb + As + Zn + Pb + Cu.

Estas variaciones en la mineralogía y en las paragénesis de metales a lo largo del episodio E2, sugieren una progresiva disminución de la relación Cu/(Zn+Pb), que es acompañada por un fuerte incremento en la relación Ag/(Cu+Pb+Zn) a lo largo del tiempo. Por último, y considerando el conjunto de los episodios E2 y E3, se puede ver como la etapa hidrotermal evoluciona siguiendo un patrón progresivo de empobrecimiento en metales, evidenciado por el paulatino incremento en la proporción de minerales de ganga (Figura 3.29).

Finalmente, la similitud entre la geometría y el relleno hidrotermal observada en los distintos sistemas de vetas permite interpretar que todos ellos se habrían originado durante la evolución del mismo evento hidrotermal. De esta manera, los resultados de los estudios de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ permiten acotar el funcionamiento de este sistema hidrotermal al Oxfordiano (156.5 ± 0.9 Ma, Figura 3.27). Una edad similar a lo reportado para sistemas epitermales del Macizo del Deseado (Echavarría *et al.* 2005; Fernández *et al.*, 2008; Wallier, 2009).

Luego del evento hidrotermal que dió origen a los episodios E1 a E3, la mineralización sufrió los efectos de un evento de deformación de tipo frágil vinculado a la reactivación tectónica de la zona de falla que contiene al sistema de vetas Martha-R4. El resultado de este evento fue el desarrollo de cuerpos irregulares de brechas de falla y cataclasitas foliadas (Figura 3.16) que produjeron la removilización mecánica y química (Gilligan y Marshall, 1987; Marshall y Gilligan, 1987; Hobbs, 1987) de los sulfuros y sulfosales formados anteriormente, dando lugar a la formación del episodio E4. La naturaleza cohesiva de este tipo de brechas y cataclasitas se debe a la precipitación de minerales a partir de la circulación de fluidos en forma sincrónica con la deformación (Passchier y Trouw, 2005), en el caso de Mina Martha se

trata mayormente de calcedonia de grano fino presente en la matriz (Figura 3.16c y d).

La removilización mecánica (Marshall y Gilligan, 1987) que acompañó a la deformación frágil queda evidenciada por la presencia de clastos angulosos de la mineralización hidrotermal dentro de las brechas y cataclasitas (Figura 3.16a y c), la concentración de sulfuros y sulfosales a lo largo de las bandas de las cataclasitas foliadas (Figura 3.16 d), y por la presencia de granos de sulfuros y sulfosales deformados cataclásticamente (Figura 3.16a, e y f). Las similitudes entre la mineralogía de mena del E2 y el E4 (Figura 3.8), y el hecho de que las brechas y cataclasitas presenten mineralización únicamente cuando se desarrollan en las proximidades del episodio E2, permiten interpretar que la mineralización observada en los pulsos P8 y P9 es mayormente el resultado de la circulación de fluidos que produjeron la removilización química (disolución y re-precipitación; Marshall y Gilligan, 1987) de los sulfuros y sulfosales previamente depositados. Esta interpretación es también apoyada por las texturas de muchos de los sulfuros y sulfosales observadas en el episodio E4, que sugieren que al menos una parte de estos se habrían formado a partir de la circulación de fluidos tardíos. Este es el caso de la pirargirita, la miargirita y la tetraedrita-freibergita que muestran texturas de relleno de cavidades (Figura 3.16g y h) y en forma de finas vetillas (Figura 3.17a y b); por último, también es común la presencia de cristales de pirita fracturados cataclásticamente (Py-1) cuyas fracturas aparecen rellenas o “sanadas” por una segunda generación de pirita (Py-2) que creció en forma tardía (Figura 3.16f).

La edad de este evento tectónico es bastante difícil de estimar dada la falta de fases minerales datables en los pulsos que lo constituyen. Sin embargo, el hecho que estas brechas sean previas al principal evento de fracturación post-mineral que disloca los cuerpos mineralizados (ver Capítulo 4), permite especular sobre una posible edad Jurásica Superior a Cretácica Inferior (post-Oxfordiana y pre-Aptiana; Giacosa *et al.*, 2010) para este evento tectónico removilizante.

Por último, al igual que lo observado en otros yacimientos metalíferos en el mundo (e.g., Gu *et al.*, 2007), Mina Martha representa un interesante ejemplo de cómo los procesos tectónicos de removilización mecánica y química (Gilligan y Marshall, 1987; Marshall y Gilligan, 1987; Hobbs, 1987) pueden contribuir de manera significativa en la formación de cuerpos de alta ley dentro de un yacimiento mineral.

Las partes más superficiales del yacimiento están dominadas por el desarrollo de una zona de oxidación de alrededor de 20 m de potencia que es seguida en profundidad por una pequeña zona de enriquecimiento supergénico de alrededor de 20 m de potencia (Figura 3.20a).

Esta zonación resulta de la disolución de los sulfuros y sulfosales primarias en las partes oxidadas del depósito, y su posterior redepositación en profundidad bajo condiciones reductoras (Boyle, 1968; Mann, 1984; Greffié *et al.*, 2007). De esta manera, las variaciones observadas en la relación Ag/Au en función de la profundidad (Figura 3.20a), junto con la presencia de plata nativa, argentita (Figura 3.20c) y pirargirita secundarias en la zona de enriquecimiento, son indicativas de una muy alta movilidad de la plata durante la erosión y meteorización de la mena primaria.

Con la etapa supergénica finalizan las modificaciones postminerales registradas en Mina Martha; y si bien la edad de esta etapa es difícil de estimar, la cercana correlación existente entre la topografía actual y la geometría de la zona de oxidación permiten interpretar una edad Cuaternaria para este evento. Finalmente, si bien el nivel de enriquecimiento tiene un desarrollo restringido dentro del yacimiento, los procesos supergénicos constituyeron un factor económicamente importante al incrementar las leyes de

plata en las partes más someras del yacimiento.

3.8.3. Distribución y naturaleza de las alteraciones

La etapa hidrotermal del yacimiento (episodios E1 a E3, Figura 3.29) se caracteriza por el desarrollo de una importante asociación mineral secundaria originada como producto de alteración de las rocas de caja. El estudio de la distribución de estas fases minerales permitió definir un conjunto de 5 zonas de alteración dominadas por una asociación mineral determinada (Figura 3.30).

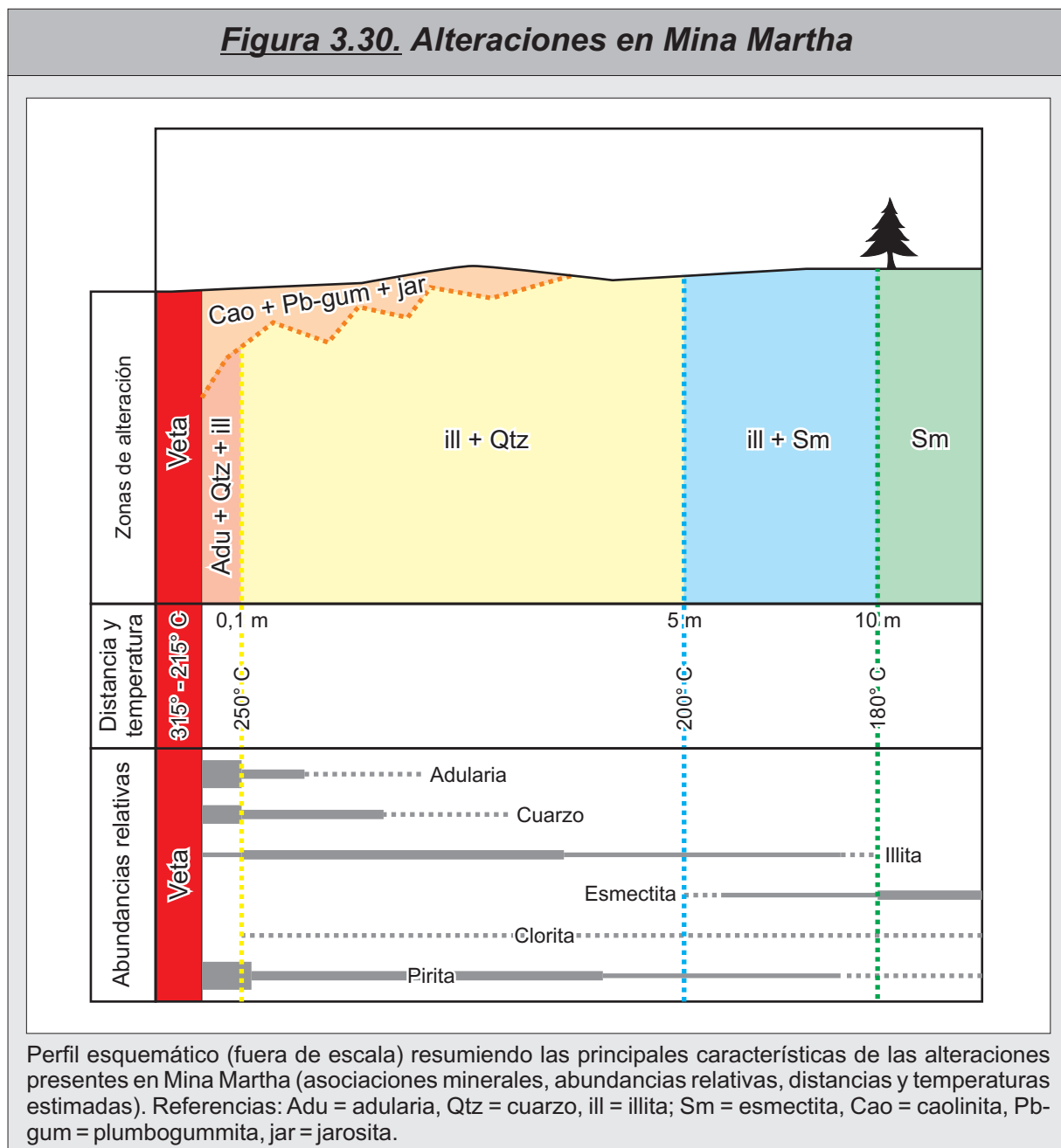
Zona de adularia + albita + cuarzo + illita + sulfuros/sulfosales: Esta zona está ubicada en las partes más internas del halo de alteración (entre 5-10 cm desde el contacto con la veta, Figuras 3.30) y asociada únicamente con la mineralización del episodio E2 (Figura 3.21b y c). Esta zona se caracteriza por la total obliteración de las texturas originales de las rocas de caja (Figura 3.21d). En campos geotermales activos, las zonas de alta permeabilidad o con una elevada relación agua/roca, se caracterizan por la presencia de abundante adularia hidrotermal, o bien con la coexistencia de adularia y albita hidrotermal (Browne, 1978; Simmons y Browne, 2000). De esta manera, la mineralogía reconocida en esta zona de alteración puede ser interpretada como relacionada a zonas de alta permeabilidad dentro del yacimiento, y relacionada a la circulación de fluidos neutros a levemente alcalinos con temperaturas superiores los 250°C (Simmons y Browne, 2000).

Zona de illita + cuarzo + adularia + pirita ± clorita ± albita: La zona rica en illita forma un amplio halo que en general se dispone entre el contacto de la veta y puede alcanzar hasta 5 o 6 m de extensión (Figura 3.30). La cristalinidad de la illita y los contenidos de cuarzo y adularia se incrementan suavemente hacia el contacto con las estructuras mineralizadas (Figura 3.21a). Los contenidos de pirita son variables, pero en general se incrementan en las proximidades de las vetas. Los trabajos de Browne (1978); Simmons y Browne (2000) y Simpson y Mauk (2007) sugieren, en función de los filosilicatos presentes, que esta asociación mineral es indicativa de la circulación de fluidos con pH neutro y temperaturas superiores a los 200°C.

Zona de illita + esmectita ± adularia ± clorita ± pirita: En las partes medias del halo de alteración, entre los 5 y 10 m desde el contacto, se observa una zona de alteración caracterizada por la presencia de illita y esmectita (Figura 3.30). Ocasionalmente se reconocen cantidades subordinadas de adularia y pirita. Finalmente, en esta zona empiezan a reconocerse relictos de las plagioclasas originales de la roca de caja. La presencia de illita y esmectita como fases discretas, sin la presencia de interestratificados I/S, estaría indicando que las arcillas se formaron mediante procesos de disolución y cristalización directa (Altaner *et al.*, 1997; Baluz *et al.*, 2010), a partir de fluidos con temperaturas entre los 200 y los 180°C (Reyes, 1990; Simmons y Browne, 2000; Simpson y Mauk, 2007).

Zona de esmectita ± adularia ± clorita ± pirita: A partir de los 8 a 10 m se desarrolla la parte más distal del halo de alteración reconocido en Mina Martha (Figura 3.30), caracterizado por un grado leve de alteración y la preservación de la mayoría de las fases minerales primarias. La presencia de esmectita como único filosilicato es típica de las partes más distales de los sistemas geotermales activos (Browne, 1978; Simmons y Browne, 2000), y es indicativa de temperaturas de formación inferiores a los 180°C (Reyes, 1990; Simmons y Browne, 2000; Simpson y Mauk, 2007).

Zona de Caolinita ± Plumbogummita ± Jarosita: La coexistencia de caolinita y minerales del grupo de

Figura 3.30. Alteraciones en Mina Martha

la alunita definen una alteración de tipo argílica avanzada (Simmons *et al.*, 2005), que puede ser el resultado de la acción de aguas calentadas por vapor (*steam-heated*), o bien el resultado de la meteorización y oxidación supergénica de la mineralización y sus rocas de caja (Sillitoe, 1993; Simmons *et al.*, 2005). Sin embargo, la presencia de plumbogummita intercrecida con caolinita de baja cristalinidad (Figura 3.22a), jarosita y plumbojarosita (Sección 3.5.2), sugiere que esta asociación mineral tiene un origen supergénico dado por el descenso de aguas meteóricas ácidas producto de la meteorización y destrucción de los sulfuros primarios (Simmons *et al.*, 2005; Scott, 1996; Scott, 2003; Tzvetanova, 2003). De esta manera, esta asociación mineral sería tardía respecto a las mencionadas anteriormente, y su origen estaría vinculado a la etapa supergénica de la evolución del yacimiento (Figura 3.30).

3.8.4. Naturaleza y composición de los fluidos mineralizantes

La paragénesis de alteración (cuarzo, adularia, illita, esmectita, clorita y pirita) sugieren que la mineralización responsable de la formación de los episodios E1 a E3 se habría originado a partir del

ascenso de soluciones cloruradas reducidas, con pH neutro a levemente alcalino (Simpson y Mauk, 2007; Simmons *et al.*, 2005), de manera similar a lo que sucede actualmente en muchos sistemas geotermales activos (Browne, 1978; Simmons y Browne, 2000).

Los datos de inclusiones fluidas muestran que las soluciones cloruradas fueron relativamente diluidas, con salinidades que oscilan entre 0,53 y 3,55 % NaCl eq. (Figura 3.24c), y temperaturas que evolucionaron siguiendo un patrón general de enfriamiento progresivo dentro del rango de 315 a 215°C (Figura 3.24b). Este rango de temperaturas es también apoyado por la presencia de la asociación illita+adularia en las partes proximales del halo de alteración, la que es indicativa de temperaturas superiores a los 250°C (Reyes, 1990; Simmons y Browne, 2000; Simpson y Mauk, 2007). Por último, la falta de evidencias de CO₂ en las inclusiones fluidas (ausencia de clatratos durante los ensayos), sugieren un contenido de CO₂ inferior al 3,7 % en peso en las soluciones hidrotermales (Hedenquist y Henley, 1985).

Los análisis de isótopos estables de oxígeno y azufre ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{34}\text{S}$) realizados sobre la mineralización muestran una escasa variabilidad, lo cual sugiere una fuente relativamente homogénea para los fluidos hidrotermales que dieron origen a la mineralización (Ohmoto y Rye, 1979; Hoef, 1987). De esta manera los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluido}}$ entre -2,75 y -8,14‰) indican una importante componente de origen meteórico en los fluidos, aunque con un pequeño aporte de aguas magmáticas (Figura 3.25b). En tanto que los isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}_{\text{Fluido}}$ entre 1,42 y -2,08‰) sugieren una fuente magmática para este elemento (Figura 3.26b), aunque no puede descartarse un reequilibramiento de las soluciones hidrotermales con la secuencia volcánica Jurásica durante el funcionamiento de las celdas hidrotermales. Por último, la progresiva disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluido}}$ a lo largo de la secuencia paragenética (Figura 3.25a), sugiere un paulatino descenso en la participación de las aguas magmáticas respecto a las meteóricas en las soluciones hidrotermales que dieron origen al yacimiento.

La etapa tectónica de la evolución del yacimiento (Figura 3.29), fue acompañada por una limitada circulación de fluidos, que ocurrió en forma concomitante con la deformación frágil que dió origen a las brechas y cataclasitas que caracterizan al episodio E4. Los datos de inclusiones fluidas muestran que estas soluciones fueron más concentradas que en la etapa hidrotermal (Figura 3.24c), alcanzando salinidades que rondan entre 7,73 y 9,98 % NaCl eq., y con temperaturas menores, que se encuentran entre los 139 y 168°C (Figura 3.24b). La falta de determinaciones de isótopos estables, sumada a la falta de una asociación de alteración propia de este episodio, impide la estimación de parámetros químicos adicionales para estas soluciones.

Por último, la etapa supergénica del depósito fue el resultado del descenso de aguas meteóricas frías (menos de 40°C), de naturaleza ácida y oxidante (Sillitoe, 1993; Simmons *et al.*, 2005), que produjeron la destrucción de la mineralización en superficie y dieron origen a una zona de alteración rica en caolinita, plumbogummita y jarosita que se presenta sobreimpuesta al conjunto de alteraciones hipogénicas.

3.8.4. Controles físico-químicos sobre la depositación de la mineralización

En los sistemas epitermales, la ebullición y la mezcla de fluidos son los principales procesos que controlan los parámetros químicos que determinan la precipitación de los minerales; es decir, el pH, la composición de los fluidos y la solubilidad de los minerales (e.g., Skinner, 1997; Simmons *et al.*, 2005;

Canet *et al.*, 2010). A diferencia de los anteriores, el enfriamiento por conducción hacia las rocas de caja, si bien puede estar presente, es un proceso mucho menos importante durante la formación de cuerpos mineralizados en ambientes epitermales (Skinner, 1997; Canet *et al.*, 2010).

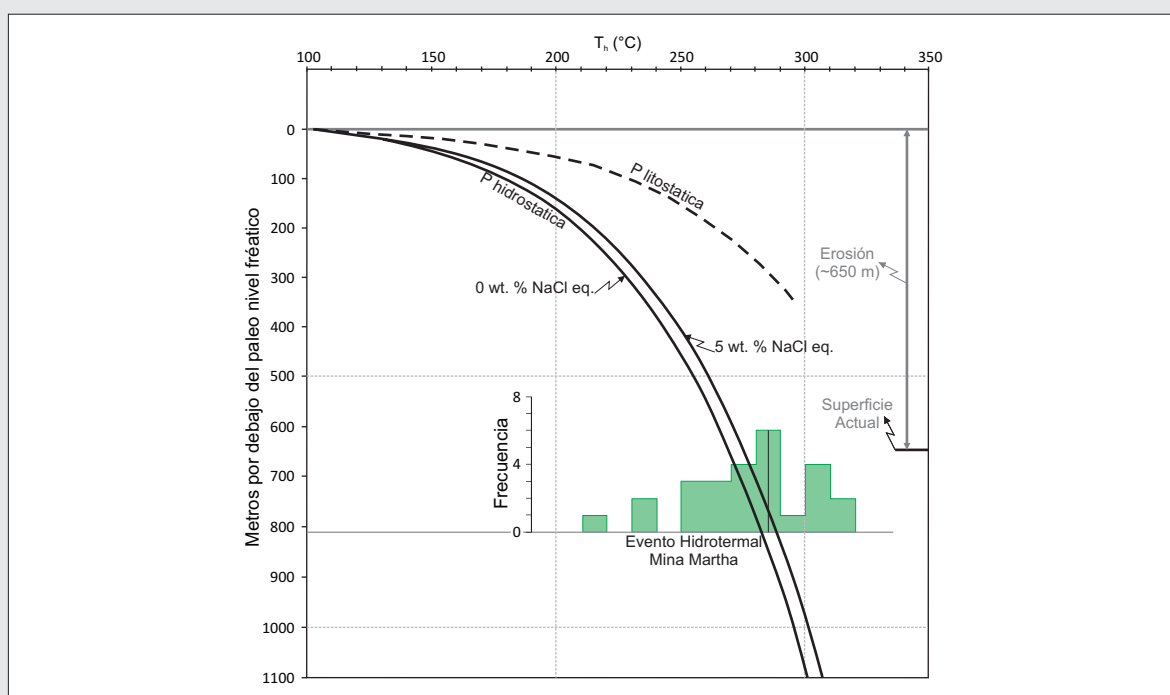
Los estudios realizados sobre sistemas geotermales activos (e.g, Browne, 1978; Simmons y Browne, 2000), depósitos epitermales (e.g, André-Mayer *et al.*, 2002; Brathwaite y Faure, 2002; Canet *et al.*, 2010) y modelos termodinámicos (e.g, Drummond y Ohmoto, 1985; Simmons y Browne, 2000; Canet *et al.*, 2010) han mostrado que la presencia de adularia, pseudomorfo de calcita “hojosa” (platy calcita), y la presencia de intervalos mineralizados, representan una fuerte evidencia de ebullición en el sistema.

Quizás el factor económicamente más importante de la ebullición tiene que ver con su fuerte influencia sobre la capacidad de transporte de los metales por parte de las soluciones hidrotermales (Drummond y Ohmoto, 1985). Cuando la ebullición ocurre en las partes profundas del sistema epitermal (por debajo de los 500 m), se produce un incremento en el pH debido a la separación del CO₂ como fase volátil, resultando en la desestabilización de los complejos clorurados que transportan los metales en solución, lo que produce la precipitación de los metales base y la plata (Drummond y Ohmoto, 1985; Morrison *et al.*, 1989; André-Mayer *et al.*, 2002). Al contrario, el oro, que forma complejos con el azufre (Seward, 1973), precipita a profundidades mas someras donde la ebullición produce la pérdida del H₂S (Brown, 1986; Hedenquist y Henley, 1985). Las diferencias en la profundidad donde se separan ambas fases gaseosas es el resultado de las distintas solubilidades de estos gases en las soluciones hidrotermales (CO₂ < H₂S; Drummond y Ohmoto, 1985; Canet *et al.*, 2010).

De esta manera, la liberación del CO₂ durante el inicio de la ebullición es acompañado por un incremento en el pH; este fenómeno produce una sobresaturación de calcita, que se deposita rápidamente con un característico habito “hojoso” (Simmons y Browne, 2000, André-Mayer *et al.*, 2002). Al mismo tiempo, se produce la desestabilización de los complejos que transportan al aluminio; que, sumado al incremento de pH, hacen que se estabilice y precipite la adularia como aluminosilicato dominante en la ganga (Simmons y Browne, 2000; Dong y Morrison, 1995).

Adicionalmente a los criterios mineralógicos expuestos anteriormente, el estudio de las inclusiones fluidas puede proveer evidencias adicionales sobre la existencia de condiciones de ebullición en las soluciones. El principal criterio es la presencia de conjuntos de inclusiones fluidas que, perteneciendo a una misma familia, muestren contenidos variables de líquido y vapor reflejando la coexistencia de ambas fases durante su entrapamiento (Haas, 1971; Bodnar *et al.*, 1985). Sin embargo, el entrapamiento de fluidos heterogéneos (vapor+líquido) parece no ser un proceso muy extendido durante la formación de inclusiones fluidas; ya que Simmons y Christenson (1994) encontraron que varios sistemas geotermales activos con condiciones de intensa ebullición, presentan cantidades muy reducidas de inclusiones fluidas ricas en vapor respecto de las ricas en líquido (menos del 1%), incluso a pesar de mostrar una vigorosa generación de burbujas de vapor a partir del fluido.

Si bien en Mina Martha no se pudieron observar evidencias de inclusiones fluidas ricas en vapor, ni la existencia de pseudomorfo de calcita en los pulsos mineralizantes; la existencia de un nivel de ebullición en el yacimiento estaría apoyada por la presencia de abundante adularia en la ganga de casi todos los episodios hidrotermales (Figura 3.8 y 3.29), y su cercana asociación con los sulfuros y sulfosales de plata y metales base. Otra evidencia, un poco más indirecta, de ebullición podría ser el gran desarrollo de las texturas brechosas asociadas a la mayoría de los pulsos con adularia (Figura 3.9 y 3.29); ya que el

Figura 3.31. Profundidad del punto de ebullición

Variación de la temperatura del punto de ebullición en función de la profundidad bajo condiciones de presión hidrostática (Haas, 1971). Las curvas corresponden a agua pura y a una solución con 5% NaCl eq. Se presentan para su comparación los resultados de las inclusiones fluidas de Mina Martha (Figura 3.23d)

aumento de la presión producto de la separación de la fase volátil puede resultar en procesos de fracturación hidráulica (Jébrak, 1997). Por último, la presencia de adularia en todos los episodios hidrotermales (E1, E2 y E3), puede ser interpretada como el resultado de un proceso sostenido de ebullición a lo largo de casi toda la evolución del sistema hidrotermal.

La asociación entre la adularia y los metales (Ag, Cu, Pb, Zn), sugiere que la precipitación de ambos ocurrió como resultado de la separación del CO_2 a profundidades mayores a 500 m (Drummond y Ohmoto, 1985; Albinson *et al.*, 2001; André-Mayer *et al.*, 2002; Christie *et al.*, 2007). Asumiendo un escenario de ebullición bajo condiciones de presión hidrostática, como la imperante en sistemas geotermales actuales (Simmons y Browne, 2000), la profundidad de formación de la mineralización puede ser acotada con más precisión considerando las temperaturas de homogenización (T_h) medidas en inclusiones fluidas, y comparando esos valores con las curvas calculadas para el punto de ebullición por Haas (1971). En el caso de Mina Martha (Figura 3.31), puede verse que la profundidad mínima de depositación para la adularia y los metales corresponde a alrededor de los 800 m por debajo del paleo-nivel freático (Haas, 1971; Simmons y Browne, 2000; André-Mayer *et al.*, 2002; Canet *et al.*, 2010), y que estos valores sugieren un mínimo de 650 m de erosión del sistema hidrotermal desde su formación a la actualidad (Figura 3.31).

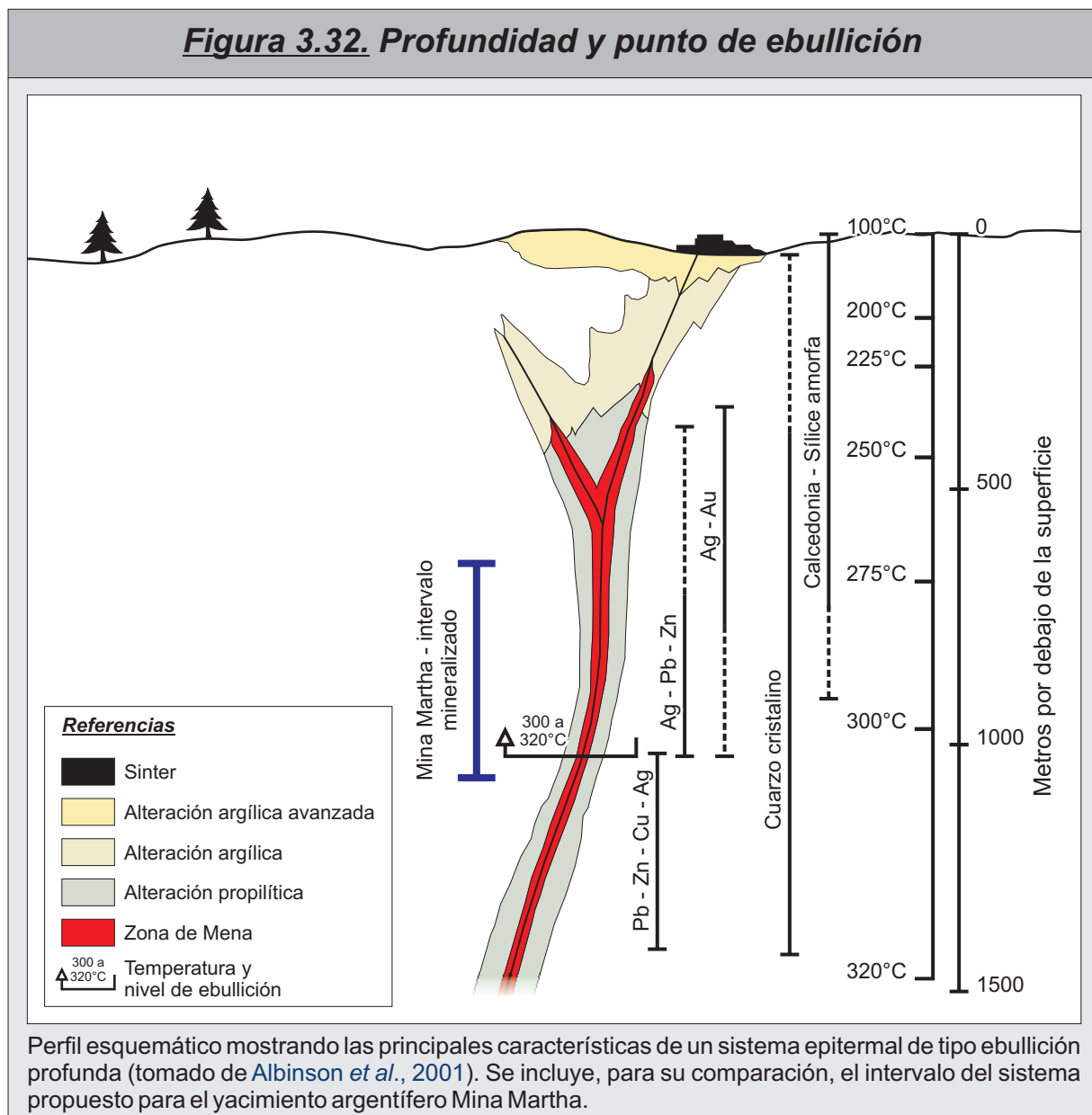
La integración de la información descrita anteriormente, especialmente en lo que hace a la paragénesis de metales que caracteriza al yacimiento (Ag + Pb + Zn + Cu \pm Au), las temperaturas de los fluidos que depositaron estos metales en el episodio E2 (316 a 231°C, Figuras 3.24a y b), y la presencia de un nivel de ebullición ubicado a una profundidad de alrededor de 800 m (Figura 3.31), permiten clasificar al depósito argentífero Mina Martha como un sistema epitermal del tipo “ebullición profunda” (“Deep Vein Type Boiling”, Figura 3.32) que fuese definido por Albinson *et al.* (2001) para los depósitos

epitermales mexicanos como Fresnillo, Guanajuato, Pachuca-Real del Monte, o Tayolita (Albinson *et al.*, 2001; Campurubi y Albinson, 2006). Estos sistemas están relacionados con fluidos hidrotermales que inician la ebullición a temperaturas cerca de los 300°C y a profundidades de alrededor de 1000 m por debajo del nivel freático (Albinson *et al.*, 2001).

Además de sugerir la existencia de un nivel de ebullición en el yacimiento, la adularia es una herramienta útil para estimar las condiciones de permeabilidad y sobresaturación bajo las cuales ocurre este fenómeno (Dong y Morrison, 1995). De esta manera, un fluido hidrotermal sometido a ebullición bajo condiciones de baja permeabilidad (baja sobresaturación), da lugar a la precipitación de cristales de adularia de morfología subrómica; mientras que bajo condiciones de mayor permeabilidad (alta sobresaturación), predominan los cristales con morfologías tabulares y rómicas, tabulares durante los inicios de la ebullición, y rómicos si la ebullición se prolonga en el tiempo (Dong y Morrison, 1995).

En Mina Martha, la transición entre los episodios E2 y E3 es marcado por una importante variación en los espesores de los cuerpos mineralizados, que pasan de tener entre 15 y 20 cm, a superar ampliamente los 150 cm durante el E3 (Figura 3.9g). Esta diferencia es acompañada por un significativo cambio de las morfologías en los cristales de adularia presentes en el relleno, que pasan desde adularias subrómicas en el E2 hacia adularias tabulares y luego rómicas en el E3 (Figura 3.29). De esta manera, la transición desde el episodio E2 hacia E3 estaría marcada por un abrupto cambio en la permeabilidad del sistema como resultado de un evento brusco de apertura del conducto hidrotermal que pasó de tener escasos decímetros a más de un metro de diámetro. Este aumento brusco en la permeabilidad produjo un cambio en las morfologías de las adularias depositadas, que pasaron súbitamente de subrómicas a tabulares; para luego, al mantenerse activa la ebullición a lo largo del tiempo, cambiar nuevamente hacia morfologías de tipo rómico. Por último, la formación del episodio de alta ley E2 bajo condiciones de ebullición en un entorno de menor permeabilidad, es también apoyado por el gran desarrollo de las texturas bechosas por sobre los bandeados o las texturas masivas, en todos los pulsos mineralizados (Figura 3.29); esto estaría sugiriendo que los fluidos tenían que abrirse paso a medida que ascendían por los conductos hidrotermales parcialmente obturados por la presencia de material hidrotermal preexistente (Jébrak, 1997).

Finalmente, la etapa hidrotermal del yacimiento se caracteriza por importantes variaciones en los contenidos y las relaciones entre los metales, especialmente en las relaciones $Ag/(Cu+Pb+Zn)$ y $Cu/(Zn+Pb)$. Estas variaciones muestran un fuerte aumento en los contenidos de plata, que son acompañados por un progresivo descenso en las concentraciones de metales base a lo largo de la evolución del sistema hidrotermal (especialmente a lo largo del episodio E2). Estos cambios ocurren en forma simultánea con el progresivo enfriamiento de las soluciones hidrotermales (Figura 3.24b), lo que sugiere una progresiva somerización dentro del sistema epitermal de tipo "ebullición profunda" (Figura 3.32; Albinson *et al.*, 2001) propuesto para Mina Martha. Dentro de este esquema, los pulsos P2 y P3 (principalmente Pb + Zn + Cu + Ag) representarían las partes más profundas y "calientes" dentro de este modelo (Figura 3.32), mientras que los pulsos P4 y P5 (principalmente Ag + Pb + Zn) marcan una transición hacia las partes altas y más "frías" del sistema (Figura 3.32). Por último, la disminución progresiva en el contenido global de metales observado, a lo largo de la evolución de la etapa hidrotermal del yacimiento (E2 y E3), esté probablemente reflejando una progresiva disminución en el aporte de metales desde la fuente relacionado a una disminución del aporte magmático (como sugieren los

Figura 3.32. Profundidad y punto de ebullición

isótopos de oxígeno), a variaciones en la capacidad de transporte de los metales por parte de las soluciones hidrotermales, o bien una combinación de ambos procesos.

De esta manera, el desarrollo de un nivel de ebullición estable a lo largo de toda la vida del sistema hidrotermal, la profundidad a la que se desarrolló ese nivel, un conjunto de sucesivas variaciones en la permeabilidad producto de la dinámica de las fracturas que actuaron como canales para los fluidos, y la disponibilidad de metales en las soluciones, fueron los cuatro factores que se conjugaron para dar lugar a la formación de los sectores hidrotermales del yacimiento.

Con posterioridad al funcionamiento de este sistema hidrotermal, se produjo una fase de reactivación tectónica que llevó al brechamiento de la mineralización previamente formada. Esta etapa fue acompañada por importantes procesos de removilización mecánica y química que contribuyeron a incrementar localmente las leyes de los cuerpos mineralizados.

Finalmente, y durante la etapa supergénica del yacimiento, el descenso de aguas ácidas de origen meteórico produjo la oxidación y movilización de los sulfuros y sulfosales primarios, y su posterior redepositación para dar origen a una pequeña zona de enriquecimiento supergénico.

3.9. Referencias

- ALBINSON, T., NORMAN, D.I., COLE, D., CHOMIAK, B., 2001, Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. Society of Economic Geologists Special Publication 8: 1–32.
- ALTANER, S. P., YLAGAN, R. F., 1997. Comparison of structural models of mixed-layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays and clay minerals*, 45(4), 517-533. Clay Minerals Society.
- ANDRÉ-MAYER, A.S., LEROY, J., BAILLY, L., CHAUVET, A., MARCOUX, E., GRANCEA, L., LLOSA, F., ROSAS, J., 2002. Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, south Peru. *Mineralium Deposita* 37: 452–464.
- BAULUZ, B., CEDILLO, A., SUBIAS, I., PÁEZ, G.N., RUIZ, R., GUIDO, D.M., 2010. Hydrothermal clays at the Futuro Vein, Martha Mine silver epithermal deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Trilateral Meeting on Clays (2010TMC)*. Abstracts: 117-118, España.
- BISCAYE, P. E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and ocean. *Geological Society of America Bulletin* 76: 803-832.
- BODNAR, R.J., REYNOLDS, T.J., KUEHN, C.A., 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. *Geology and geochemistry of epithermal systems*: In: Berger, B.R., Bethke, P.M. (Eds.), *Reviews in Economic Geology*, 2, pp. 73–97.
- BODNAR, R.J., VITYK, M.O., 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. En: *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*, B. De Vivo and M. L. Frezzotti, eds., Virginia Tech, Blacksburg, VA, p. 117-130.
- BORTNIKOV, N.S., GENKIN, A.D., DOBROVOL'SKAYA, M.G., MURAVITSKAYA, G.N. Y FILIMONOVA, A.A., 1991. The nature of chalcopirite inclusions in sphalerite: exsolution, coprecipitation, or "disease"? *Economic Geology* 6(5):1070-1082.
- BOYLE, R.W., 1968. The geochemistry of silver and its deposits. *Geological Survey of Canada*, v. 160, 264 p.
- BRATHWAITE, R.L., FAURE, K., 2002. The Waihi epithermal gold-silver-base metal sulfide-quartz vein system, New Zealand: Temperature and salinity controls on electrum and sulfide deposition. *Economic Geology* 97, 269-290.
- BROWN, K.L., 1986. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Economic Geology* 81: 979–983.
- BROWNE, P.R.L., 1978. Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 6(1): 229-248.
- CANET, C., FRANCO, S.I., PROL-LEDESMA, R.M., GONZÁLEZ-PARTIDA, E., VILLANUEVA-ESTRADA, R.E., 2011. A model of boiling for fluid inclusion studies: Application to the Bolaños Ag–Au–Pb–Zn epithermal deposit, Western Mexico. *Journal of Geochemical Exploration* 110, 118-125.
- CEDILLO FREY, A., 2009. Estudio de la alteración hidrotermal en veta Martha Oeste. Tesis inédita del Máster de Iniciación a la Investigación en Geología, Universidad de Zaragoza, 44 p.
- CEDILLO FREY, A., PÁEZ, G.N., RUIZ, R., BAULUZ LÁZARO, B., SUBÍAS PÉREZ, I., 2009. Mineralogía de la alteración hidrotermal en el yacimiento epitermal Mina Martha, Macizo del Deseado, Argentina. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía (Macla)* 11, 57-58.
- CHRISTIE, A.B., SIMPSON, M.P., BRATHWAITE, R.L., MAUK, J.L., SIMMONS, S.F., 2007. Epithermal Au-Ag and Related Deposits of the Hauraki Goldfield, Coromandel Volcanic Zone, New Zealand. *Economic Geology* 102: 785-816.
- CLAYTON, R.N., MAYEDA, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 43-52.
- CRAVERO F., DOMÍNGUEZ E., MURRAY H., 1991. Valores δ¹⁸O en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 20-25.
- DONG, G. Y MORRISON, G. W., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita* 30: 11-19.

- DONG, G., MORRISON, G. W. Y JAIRETH, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland - Classification, origin and implications. *Economic Geology* 90 (6): 1841-1856.
- DRUMMOND, S.E., OHMOTO, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology* 80(): 126-147.
- ECHAVARRÍA, L., 1997. Estudio geológico-minero del área El Dorado-Montserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- ECHAVARRÍA, L.E., SCHALAMUK, I.B.A., ETCHEVERRY, R.O., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 415-432
- ECHEVESTE, H., 2005. Metalogénesis del Distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- 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. Special Publication N°10: Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids. Society of Economic Geologists, pp 285-313.
- FERNANDEZ, R.R., BLESÁ, A., MOREIRA, P., ECHEVESTE, H., MYKIETIUK, K., ANDRADA DE PALOMERA, P., TESSONE M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 665-681.
- FRIEDMAN, I., GLEASON, J., 1973. Notes on the bromine pentafluoride technique of oxygen extraccion. *Journal of Research. U.S. Geological Survey* 1, 6: 679-680.
- GONZALEZ GUILLOT, M., DE BARRIO, R., GANEM, F., 2004. Mina Martha, un Yacimiento Epitermal Argentífero en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 119-204. Río Cuarto.
- GONZALEZ GUILLOT, M., BIEL SORIA, C., FANLO GONZALEZ, I. SUBÍAS PEREZ, I., MATEO GONZALEZ E., 2008. Cobres grises y sulfosales de plata del yacimiento epitermal de Mina Martha, Macizo del Deseado, Santa Cruz (Argentina). *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía (Macla)* 8: 127-128.
- GU, L., ZHENG, Y., TANG, X., ZAW, K., DELLA-PASQUE, F., WU, C., TIAN, Z., LU, J., NI, P., LI, X., YANG, F., WANG, X., 2007. Copper, gold and silver enrichment in ore mylonites within massive sulphide orebodies at Hongtoushan VHMS deposit, N.E. China. *Ore Geology Reviews* 30: 1-29.
- GUIDO, D., 2002. Geología y Metalogénesis del sector oriental del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- GUIDO, D., SCHALAMUK, I., 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. En: Eliopoulos et al. (editores). *Mineral Exploration and Sustainable Development. Balkema-Rotterdam, Vol I*, 493-496.
- GILLIGAN, L., MARSHALL, B., 1987. Textural evidence for remobilization in metamorphic environments. *Ore Geology Reviews* 2: 205-229.
- GUTIERREZ, R., 2006. Geology of the Huevos Verdes silver-gold vein system, San José District, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Tesis de Maestría del Colorado School of Mines, Golden, Colorado. 166 p Inédito.
- GREFFIÉ, C., BAILLY, L., MILÉSI, J.P., 2002. Supergene Alteration of Primary Ore Assemblages from Low-Sulfidation Au-Ag Epithermal Deposits at Pongkor, Indonesia, and Nazareno, Peru. *Economic Geology* 97: 561-571.
- HAAS, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66(6): 940-946.
- HEDENQUIST, J.W., HENLEY, R.W., 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology* 80: 1379-1406.
- HEDENQUIST, J.W., ARRIBAS, A. R., Y GONZALEZ-URIEN, E., 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. *Review in Economic Geology* 13: 245-277.
- HERRMANN, W., BLAKE, M., DOYLE, M., HOUSTON,

- D., KAMPRAD, J., MERRY, N., PONTUAL, S., 2001. Short Wavelength Infrared (SWIR) Spectral Analysis of Hydrothermal Alteration Zones Associated with Base Metal Sulfide Deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland. *Economic Geology* 96(5): 939-955.
- HOBBS, B., 1987. Principles involved in mobilization and remobilization. *Ore Geology Reviews* 2: 37-45.
 - HOEFS J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, 237 p.
 - IAEA/WMO, 2004. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Disponible en: <http://isohis.iaea.org>.
 - INESON, P.R., 1989. Introduction to practical ore microscopy. 181 p. Longman.
 - IUGS, 2010. International Stratigraphic Chart 2010. International Commission on Stratigraphy (IUGS). Disponible en: <http://www.stratigraphy.org/>
 - JÉBRAK, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews* 12: 111 - 134.
 - JOVIC, S.M., 2009. Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
 - KERR, A., RAFUSE, H., SPARKES, G., HINCHEY, J., SANDEMAN, H., 2011. Visible/infrared spectroscopy (VIRS) as a research tool in economic geology: Background and pilot studies from Newfoundland and Labrador, En: Pereira, C.P.G., Walsh, D.G. (Eds.), *Current Research 2011*. Newfoundland and Labrador Department of Natural Resources, pp. 145-166.
 - LOPEZ, R.G., 2006. Estudio Geológico-Metalogénico del área oriental al curso medio del Río Pinturas, sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
 - MANN, A.W., 1984. Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: Some observations from Western Australia. *Economic Geology* 79: 38-49.
 - MÁRQUEZ-ZAVALÍA, M.F., BINDI, L., MÁRQUEZ, M., MENCHETTI, S., 2008. Se-bearing polybasite-Tac from the Martha Mine, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Mineralogy and Petrology* 94 (1): 145 - 150.
 - MARSHALL, B., GILLIGAN, L., 1987. An introduction to remobilization: Information from ore-body geometry and experimental considerations. *Ore Geology Reviews* 2: 87-131.
 - MOREIRA, P., 2005. Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
 - MORRISON, G.W., DONG, G., JAIRETH, S., 1989. Textural Zoning in Epithermal Quartz Veins in Queensland Field Guide. James Cook University of North Queensland, Townsville. P. 25 (AMIRA project P247).
 - MYKIETIUK, K., 2006. Volcanismo y alteración hidrotermal en el prospecto de metales preciosos del área de la estancia La Esperanza, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
 - OHMOTO, H., RYE, R., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. En: H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*; John Wiley & Sons: 509-561.
 - OHMOTO, H., GOLDBERGER, M.B., 1997. Sulfur and Carbon Isotopes. En: H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*; John Wiley & Sons: 517-611.
 - PAEZ, G.N., RUIZ, R., GUIDO, D.M. y SCHALAMUK, I.B., 2008. Historia del Yacimiento Argentífero Mina Martha, Macizo Del Deseado, Santa Cruz. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas (II): 661-662. Jujuy, Argentina.
 - POUCHOU, J.L. Y PICHOU, F., 1984. A new model for quantitative X-ray microanalysis. I. Application to the analysis of homogeneous samples. *Rech. Aérospatiale* 3: 13-38.
 - RAMDOHR, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. 2nd. Edition (International Series in Earth Sciences). 1253 pp. Pergamon Press.
 - REYES, A.G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43, p. 279-309.
 - RIOS, F.J., ALVES, J.V., PEREZ, C.A, ROSIÉRE, C.A, FUZIKAWA, K., COSTA, E.C., CHAVES, A.O., PRATES, S.,

DE BARRIO, R., 2006. Combined investigations of fluid inclusions in opaque ore minerals by NIR/SWIR microscopy and microthermometry and synchrotron radiation X-ray fluorescence. *Applied Geochemistry*, 21: 813-819.

- ROBINSON, B.W., KUSAKABE, M., 1975. Quantitative preparation of sulfur dioxide for 34S/32S analyses from sulfides by combustion with cuprous oxide. *Analytical Chemistry*, 47 (7): 1179-1181.

- RODRÍGUEZ, M.E., FERNÁNDEZ, R.R., ECHAVARRÍA, L.E., DUCART, D.F., 2010. Alteración Hidrotermal en el Distrito Minero San José, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67(3): 406-409.

- RUIZ, R., GUIDO, D.M., 2006. Metal Geochemistry from Epithermal Deposits of the Deseado Massif, Patagonia, Argentina. First International SEG Student Chapter Conference-SEG 2006, Biennial Conference "Wealth Creation in the Minerals Industry", Abstracts: pp 354-355, Colorado, USA.

- SCHALAMUK, I.B., DE BARRIO, R., ZUBIA, M., GENINI, A., ECHEVESTE, H., 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, *Anales* 35: 1177-1188.

- SCHALAMUK I.B., DE BARRIO R., ZUBIA M., GENINI A., VALVANO J., 2002. Mineralizaciones auro-argentíferas del Macizo del Deseado y su encuadre metalogénico. En: Haller MJ (ed.) *Geología y recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio 15° Congreso Geológico Argentino*: 679-713.

- SCHALAMUK, I.B., RÍOS, F.J., DE BARRIO, R.E., MOREIRA, P., FUZIKAWA, K., ECHEVESTE, H., CUNNINGHAM, C., VIEIRA ALVES, J., 2005. Mineralized fluids related to Au-Ag ores in selected districts of epithermal province Macizo del Deseado, Southern Patagonia, Argentina. *XVI Congreso Geológico Argentino, Actas* 2: 355- 360. La Plata, Argentina.

- SCHULTZ, L. G., 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for Pierre shale. U.S. Geological Survey professional paper 391-c, 31 p.

- SCOTT, K.M., 1990. Origin of alunite- and jarosite-group minerals in the Mt. Leyshon epithermal gold deposit, northeast Queensland, Australia. *American Mineralogist*, Volume 75: 1176-1181.

- SCOTT, K.M., 2003. Weathering of base metal deposits, western Lachlan Fold Belt. *CRC LEME - AMEC Minerals Exploration Seminar, Abstracts*: 34-37.

- SEWARD, T.M., 1973. Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37: 379-399.

- SHEPHERD, T.J, RANKIN, A.H. Y ALDERTON, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, London. 239 p.

- SHEPPARD, S., 1986. Stable isotope in high temperature geological processes. En: Valley, J., Taylor, H., O'Neil, J. (editors). *Reviews in mineralogy*, Vol. 16: 165-184.

- SIMMONS, S.F., BROWNE, P.R.L., 2000. Hydrothermal Minerals and Precious Metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for Understanding Low-Sulfidation Epithermal Environments. *Economic Geology* 95, 971-999.

- SIMMONS, S.F., CHRISTENSON, B.W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294: 361-400.

- SIMMONS, S.F.; WHITE, N.C., JOHN, D.A.; 2005, Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 485-522.

- SIMPSON, M.P., MAUK, J.L., 2007. The Favona Epithermal Gold-Silver Deposit, Waihi, New Zealand. *Economic Geology* 102, 817-839.

- SIMS, J., 2010. Martha Mine, Santa Cruz, Argentina: Technical Report. Informe técnico según norma NI43-101: 105 p. Disponible en: <http://www.sedar.com>.

- SILLITOE, R.H., HEDENQUIST, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits, in: Simmons, S.F., Graham, I. (Eds.), *Special Publication N°10: Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids*. Society of Economic Geologists, pp. 315-343.

- SKINNER, B.J., 1997. Hydrothermal mineral deposits:

what we do and don't know, En: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, third ed. Wiley, New York, USA, pp. 1–29.

- TILLICK, D. A., PEACOR, D. R., MAUK, J. L., 2001. Genesis of dioctahedral phyllosilicates during hydrothermal alteration of volcanic rocks : I. The golden cross epithermal ore deposit, New Zealand. *Clays and clay minerals*, 49(2), 126-140. Clay Minerals Society.
- TZVETANOVA, Y., 2003. Lead phosphate minerals from Brussetzki deposit (Eastern Rodopes, Bulgaria) - SEM, IR and DTA studies. *Comptes rendus de L'Academie bulgare des Sciences*, 56(5): 55-58.
- WALLIER, S., 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (+gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral de la University of British Columbia, Vancouver. 303p. Inédito. Disponible en: <http://circle.ubc.ca/handle/2429/17439>.
- WILKINSON, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.
- YANG, K., BROWNE, P.R.L., HUNTINGTON, J.F., WALSHE, J.L., 2001. Characterising the hydrothermal alteration of the Broadlands–Ohaaki geothermal system, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(1-2), 53-65.
- ZHENG, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 1079-1091.