



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**DOCUMENTOS SOBRE INCLUSIONES FLUIDAS V:
CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y TEXTURAL DEL DISTRITO
EPITERMAL DE CERRO BAYO, XI REGIÓN, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JUAN IGNACIO CHINCHÓN ESCOBAR

**PROFESOR GUÍA:
JORGE DANIEL MONCADA DE LA ROSA**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
BRIAN TOWNLEY CALLEJAS
CLAUDIA CANNATELLI**

**SANTIAGO DE CHILE
2018**

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Juan Chinchón E.
FECHA: 09-01-2018
PROF. GUÍA: Daniel Moncada, PhD

“Documentos sobre inclusiones fluidas V: Caracterización petrográfica y textural del distrito epitermal de Cerro Bayo, XI Región, Chile”

La estrecha relación entre mecanismos de ebullición de fluidos hidrotermales, y depositación de metales base y preciosos ha sido documentada ampliamente por numerosos autores. Análisis petrográficos texturales y de inclusiones fluidas son capaces de revelar eventos de ebullición, y, por ende, se constituyen como una herramienta eficaz a la hora de delimitar posibles cuerpos de mena en un prospecto. Esta investigación tiene como propósito principal establecer criterios de exploración en el distrito epitermal de Ag-Au de Cerro Bayo, ubicado en la Región de Aysén, Chile. La investigación se plantea como un ejemplo, extrapolable a otros depósitos epitermales de metales preciosos, en el cual se pretende facilitar el desarrollo de las actividades exploratorias, mediante la identificación de posibles sectores y/o vetas económicamente interesantes en el distrito minero por medio de una metodología relativamente rápida y barata.

El estudio revela la presencia de una amplia gama tanto de texturas de ebullición como de no ebullición en el distrito. La textura rompecabezas es ubicua en el distrito; le siguen en abundancia, la textura coliforme y de calcita hojosa y calcita hojosa reemplazada por cuarzo. La petrografía de inclusiones fluidas mostró arreglos de inclusiones fluidas secundarias ricas en líquido en coexistencia con ricas en vapor tanto en cuarzo euhedral como en fluorita, indicadoras de procesos de ebullición, así como secundarias ricas en vapor, indicadoras de procesos de vaporización violenta del fluido. Adicionalmente se reconocen eventos mineralizadores en ambas vetas, caracterizados por asociaciones de cuarzo rompecabezas con pirita con inclusiones de electrum, menor esfalerita y calcopirita; y adularia en asociación a pirita, acantita, electrum, esfalerita, arsenopirita, y magnetita. De lo anterior, se infiere que la ebullición de fluidos hidrotermales juega un rol fundamental en la precipitación de metales preciosos en el distrito de Cerro Bayo. Sólo los fluidos tardíos, registrados en fluorita, pudieron ser caracterizados mediante microtermometría. Estos poseen temperaturas en el rango 225 - 130°C, con salinidades entre 12% y 5% en peso NaCl eq. Las elevadas concentraciones de Cl detectados por métodos semicuantitativos indicarían que los complejos clorurados pudieron ser importante en el transporte metálico. Por último, a partir de la asociación mineralógica y textural, y tomando como referencia el modelo epitermal de Buchanan, se concluye que el sector de Laguna Verde es prometedor para la industria minera, el horizonte de ebullición se hallaría relativamente cercano a la superficie, con lo cual una zona de bonanza de altas leyes de Au y Ag podría hallarse aún preservada en profundidad.

AGRADECIMIENTOS

Esta memoria fue apoyada por FCFM-UChile concedida a Moncada D., en el marco de los Proyectos Fondecip EQM140009 y FONDECYT N° 11170210.

A mi profesor guía, Daniel Moncada, por tener siempre una excelente disposición a resolver dudas y compartir su conocimiento, y por su constante empuje para lograr desarrollar una buena investigación. A los profesores Brian Townley y Claudia Cannatelli, por sus correcciones y críticas constructivas a esta memoria. En general, a todo el cuerpo docente que he tenido el placer de conocer durante estos años, especialmente en geología, por su buena voluntad, su conocimiento, y su excelencia.

A todas las personas que me han enseñado algo nuevo o dado algún consejo o idea para el desarrollo de esta memoria, desde el grupo de memoristas de Daniel, hasta Julio Diaz, por dejarme utilizar el taller de cortes, y enseñarme a hacer cortes transparentes.

A todos mis compañeros y amigos de universidad por los momentos felices, todos han dejado huella, por pequeña que sea. Ustedes han hecho de mi paso por la universidad, un viaje ameno, tranquilo, agradable, y muy interesante.

Especialmente, quiero agradecer a toda mi familia: padres, hermanas y sobrino, por la felicidad que traen día a día a mi vida. En particular a mis padres, por darme todo en esta vida: educación, enseñanzas, valores, principios y amor incondicional. A ellos les debo la persona que soy hoy, alguien en constante cambio, que aspira a ser en el futuro lo mejor de ustedes dos. Que esta memoria quede como testimonio de que sus esfuerzos han rendido frutos.

TABLA DE CONTENIDO

1.	Introducción.....	1
1.1	Aplicación de texturas minerales e inclusiones fluidas en la exploración de metales preciosos.....	1
1.2	Objetivos de la investigación.....	2
1.3	Hipótesis de la investigación.....	3
1.4	Ubicación, accesibilidad y fisiografía.....	3
1.5	Antecedentes generales del distrito de Cerro Bayo.....	5
2.	Marco Teórico.....	6
2.1	Depósitos epitermales.....	6
2.1.1	Caracterización.....	6
2.1.2	Exploración.....	10
2.2	Solubilidad de minerales de mena.....	13
2.3	Texturas minerales.....	21
2.4	Inclusiones fluidas.....	26
2.5	Trabajos Previos en el distrito de Cerro Bayo.....	28
3.	Marco Geotectónico Regional y distrital.....	31
3.1	Contexto Geotectónico de los Andes Patagónicos Australes.....	31
3.2	Unidades Morfoestructurales.....	32
3.3	Metalogenia de la Región de Aysén.....	35
3.4	Evolución Geológica.....	36
3.5	Geología del distrito de Cerro Bayo.....	39
3.5.1	Rocas estratificadas.....	39
3.5.2	Intrusivos.....	43
3.5.3	Estructuras.....	43
3.5.4	Alteración.....	44
3.5.5	Mineralización.....	45
3.5.6	Geoquímica.....	47
3.5.7	Sub-distrito de Laguna Verde.....	48
4.	Metodología.....	50
4.1	Petrografía Macroscópica.....	50
4.2	Preparación de cortes transparentes rápidos “Quickplates”.....	54
4.3	Petrografía.....	55
4.4	Microtermometría.....	56

4.5	Ablación Láser ICP-MS	57
4.6	SEM-BSE	58
4.7	Modelamiento 3D: <i>Softwares</i> Leapfrog Geo y DataMine	59
5.	Resultados	61
5.1	Petrografía y caracterización macroscópica de vetas	61
5.2	Petrografía	66
5.2.1	Mineralogía	66
5.2.2	Texturas de ebullición.....	69
5.2.3	Texturas de no-ebullición.....	71
5.2.4	Muestra D5S6A: Estudio de vetilla en veta Fabiola	75
5.3	Petrografía de inclusiones.....	75
5.4	Microtermometría	83
5.5	Microscopía electrónica de barrido (SEM-BSE)	83
5.6	Ablación Láser	85
5.7	Análisis estadístico y modelamiento 3D	89
5.7.1	Análisis estadístico	90
5.7.2	Modelamiento 3D: Construcción de bases de datos.....	92
5.7.3	Modelamiento 3D: Interpolación	94
6.	Discusión.....	98
6.1	Petrografía y paragénesis	98
6.2	Modelo teórico de sistemas epitermales	103
6.3	Paleo-fluidos y mecanismos de depositación.....	105
6.3.1	Comparación de datos con estudios previos	105
6.3.2	Evolución Tardía del sistema.....	106
6.3.3	Caracterización de los paleo-fluidos y mecanismos de deposición mineral 107	
6.4	Implicancias para la exploración	110
7.	Conclusiones.....	113
8.	Bibliografía	116
	Anexos	130
	Anexo A.....	130
	Anexo B.....	138
	Anexo C.....	177
	Anexo D.....	181
	Anexo E	195

Anexo F	196
Anexo G.....	198
Anexo H.....	199
Anexo I.....	201
Anexo J.....	202
Anexo K.....	205
Anexo L.....	206
Anexo M.....	207

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1 Mapa de ubicación y acceso del Distrito de Cerro Bayo. 4
- Figura 2 Ejemplos de estilos de depósitos epitermales, controlados por procesos estructurales e hidrotermales (Sillitoe, 1993; Sibson, 2001)..... 8
- Figura 3 Sección cruzada ideal de un sistema epitermal de baja sulfidación, mostrando la distribución espacial de las alteraciones y su mineralogía asociada. Modificado de White & Hedenquist (1995), Poblete (2011) y Tosdal et al. (2009)..... 10
- Figura 4 Solubilidad del oro en molalidad, m , y en partes por billón; y especiación a 1 kbar en función de la temperatura para una solución salina con contenido $m_{\text{NaCl}} = 1.5$ y $m_{\text{KCl}} = 0.5$, y un *buffer* de pH dado por la asociación feldespatos potásico – moscovita – cuarzo. La línea negra discontinua representa la solubilidad máxima del oro. (A) $\Sigma S = 0.01$ m (S total) con *buffer* de fO_2 dado por la asociación hematita – magnetita. (B) *Buffer* de ΣS y fO_2 dado por la asociación pirita - pirrotita – magnetita; el valor máximo de ΣS es 0.01 m. Extraído de Williams-Jones et al. (2009). 14
- Figura 5 Control de la densidad de los fluidos en la partición de metales en las fases líquido/vapor en condiciones hidrotermales. En el gráfico: coeficientes de partición vapor-líquido de metales y metaloides en el equilibrio de dos fases, en el sistema $H_2O + NaCl \pm KCl \pm HCl$ a temperaturas entre 250°C - 450°C como función de la fracción densidad vapor y líquido. C.P.: Punto crítico del sistema, en que las concentraciones en ambas fases, vapor y líquido son las mismas, y, por ende, el coeficiente de partición es igual a uno. Extraído y modificado de Pokrovski et al. (2014). 16
- Figura 6 Solubilidad de oro en función del pH y estado de oxidación (fO_2). Máxima solubilidad de oro en círculo amarillo y líneas de contorno de solubilidad (ppb) en líneas azules discontinuas. Solubilidades calculadas a una temperatura de 250°C, actividad de azufre $a_S = 0.01$, concentración de potasio $m_{K^+} = 5 \times 10^{-3}$ y magnesio $m_{Mg^{2+}} = 4 \times 10^{-5}$. Las líneas verticales representan el equilibrio de Illita-adularia con sílice amorfa y cuarzo. Se representan igualmente los campos de estabilidad de especies sulfuradas y minerales de hierro. Modificado de Henley & Brown (1985); Shenberger & Barnes (1989)..... 18
- Figura 7 Solubilidad de plata en función del pH y estado de oxidación (fO_2). Máxima solubilidad de plata en círculo amarillo y líneas de contorno de solubilidad (ppb) en líneas azules. Los campos de estabilidad de las especies sulfuradas se muestran delimitados por líneas discontinuas. Las regiones de predominio de las especies $AgCl_2^-$ y $AgHS_2^-$ se muestran delimitadas por líneas gruesas. Solubilidades calculadas a una temperatura de 250°C, actividad de azufre $a_S = 0.01$, actividad de cloro $a_{Cl^-} = 0.1$. Extraído de Gammons & Barnes (1989). 19
- Figura 8 Diagrama de especiación tridimensional representando los campos de estabilidad de los complejos sulfurados y clorurados como función de la

- temperatura, actividad de cloro y actividad de la especie sulfurada HS^- . A bajas temperaturas, el campo de estabilidad de la especie CuCl_2^- está limitado a actividades elevadas de Cl^- ($a_{\text{Cl}^-} > 0.1$). A medida que aumenta la temperatura, el campo de los complejos clorurados se expande notoriamente. Alcanzado los 300°C , CuCl_2^- se convertirá en la especie dominante en casi todos los fluidos geológicos. Los complejos sulfurados serán importantes solo si se tiene una elevada actividad de HS^- . Extraído de Mountain & Seward (2003)..... 20
- Figura 9 Solubilidad de Au, Ag y Zn como función de la concentración de azufre y cloro a pH y redox de mineralogía de baja sulfidación. Basado en Henley (1990). 20
- Figura 10: Modelo de depósito epitermal en ebullición. Se muestran zonaciones de texturas, alteración hidrotermal, y minerales de mena y ganga. Basado en el modelo de Buchanan (1981) con la temperatura reflejando el nivel de ebullición de un fluido con 2.84% NaCl bajo condiciones hidrostáticas. Superzonas texturales: X = Cristalino; CC =coloforme - crustiforme; CH = calcedonia. Modificado de Morrison et al. (1990). 25
- Figura 11 (A) Esquema de distribuciones de inclusiones fluidas de acuerdo a su origen: Primarias (P) tienden a ser concéntricas a las zonas de crecimiento del cristal, secundarias (S) cortan las zonas de crecimiento, pseudosecundarias (PS) cortan algunas zonas de crecimiento antes del término del crecimiento cristalino. (B) Condiciones de atrapamiento según el tipo de FIA. Basado en Goldstein & Reynolds (1994)..... 28
- Figura 12 Gráfico temperatura vs profundidad, exhibiendo los datos de inclusiones fluidas para diferentes sectores dentro del distrito de Cerro Bayo. Las curvas para el agua líquida y las salmueras de concentración constante se dan en % en peso NaCl. La temperatura a 0 m para cada curva corresponde al punto de ebullición del fluido a la presión atmosférica a nivel del mar, de 1.013 bar (1.0 atm). Modificado de Poblete (2011), construido a partir de Tabla 8 y curvas de equilibrio líquido-vapor de H_2O (Hass, 1971). 29
- Figura 13 Mapa geológico regional de Sudamérica al sur de los 40°S . Se hallan representados las unidades litológicas y morfoestructurales principales. Las capitales provinciales se grafican a modo de referencia. ZFLO: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; CMAO: Complejo Metamórfico Andino Oriental; CMO: Complejo Metamórfico Oriental. Basado en Hervé et al. (2007), Malkowski et al. (2015), Boetsch (2014) y Poblete (2011). 34
- Figura 14 Mapa geológico Distrito Cerro Bayo, Región de Aysén, Chile. JK1 (1 a 4): miembros de base a techo de la Fm. Ibáñez del Jurásico Superior; Kict: miembro inferior del Gr. Coyhaique del Cretácico Inferior; Kiv: Volcanitas Estero Los Burgos de finales del Cretácico Inferior; Kih: Hipabisales y domos Cerro Bayo de finales Cretácico Inferior; PaEb: Basaltos Inferiores de la Meseta Chile Chico del Eoceno; Pb: Basaltos Pico Sur del Plioceno; Plm: Depósitos morrénicos del Pleistoceno tardío; Plgl: Depósitos glaciolacustres pleistocenos del Pleistoceno tardío; H: Depósitos sedimentarios holocenos. Basado en De la Cruz & Suárez (2008), Boetsch (2014), Poblete et al. (2014) y Mandalay Resources Corporation (2017). 42

Figura 15	Paragénesis mineral preliminar del distrito de Cerro Bayo según Townley (1996).....	47
Figura 16	Mapa geológico sector de Laguna Verde. Se remarcán las vetas analizadas en el presente estudio. Basado en De la Cruz & Suárez (2008), Boetsch (2014), Poblete et al. (2014) y Mandalay Resources Corporation (2017).....	49
Figura 17	Mapa satelital del Distrito de Cerro Bayo, en el sistema de coordenadas proyectadas <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19 Sur con <i>datum</i> WGS84. En puntos, la localización de las muestras de roca por sector...	51
Figura 18	Gráfico circular indicando el número de especímenes por sector representados en la figura 17.....	51
Figura 19	Sección longitudinal de veta Fabiola, sector de Laguna Verde, en dirección NW-SE. En ella se muestra la geología del sector, la localización de las muestras estudiadas, así como el diseño de las labores mineras a distintas profundidades; en rojo se destacan los niveles muestreados. ...	52
Figura 20	Sección longitudinal de veta Dagny, sector de Laguna Verde, en dirección NW-SE. En ella se muestra la geología del sector, la localización de las muestras estudiadas, así como el diseño de las labores mineras a distintas profundidades; en rojo se destacan los niveles muestreados. ...	53
Figura 21	Maquinaria ubicada en los laboratorios del Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile; utilizada en la fabricación de cortes <i>quickplates</i> : (A) Sierra de corte diamantada. (B) Desbastadora/Pulidora consistente en dos discos rotatorios.....	55
Figura 22	Pasos en la preparación de cortes <i>quickplate</i> . (A) Selección de plano fresco en la muestra de interés. (B) Corte de muestra y obtención de cara fresca. (C) Selección de zonas de interés (D) Obtención de “caluga” o paralelepípedo de roca tras corte con sierra diamantada, la obtención de una <i>quickplate</i> se realiza tras un nuevo desgaste hasta 100 μm	55
Figura 23	Microscopio óptico Olympus BX53 y platina Linkam THM-600, pertenecientes al Departamento de Geología de la Universidad de Chile.	57
Figura 24	LA-ICPMS <i>Agilent 7500ce quadrupole ICP-MS</i> acoplado a un sistema de ablación láser GeolasPro Eximer 193-nm ArF. Equipo perteneciente a Virginia Tech. (Imagen online, extraída de http://www.geochem.geos.vt.edu/fluids/facilities.shtml , 2017).....	58
Figura 25	(A) Equipo Cressington 108C Auto carbón Coater. (B) Equipo SEM-EDX-CL Quanta 250. Ubicados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.	59
Figura 26	Muestras provenientes de veta Dagny: (A) Toba lítica superficial con abundante mineralización de óxidos de hierro, yeso, especularita y cloritización pervasiva. (B) Veta de cuarzo y brecha hidrotermal con mineralización de pirita, calcopirita y sulfosales de sales, perteneciente al nivel intermedio 250. (C) Veta de cuarzo masivo con bandeamiento de sulfuros consistentes en pirita y calcopirita, perteneciente al nivel profundo 235.	62

- Figura 27 Sulfosales de plata (proustita-pirargirita) a escala macroscópica halladas en muestras D8S1B y D5S1D, pertenecientes a los niveles intermedios de veta Dagny (nivel 250) y veta Fabiola (nivel 267) respectivamente. 63
- Figura 28 Muestras provenientes de veta Fabiola: (A) Brecha hidrotermal con clastos de calcedonia y matriz de sulfuros consistentes en pirita y menor calcopirita, perteneciente al nivel superficial 312. (B) Contacto entre brecha hidrotermal con matriz de pirita y calcopirita, y veta de cuarzo masivo, perteneciente al nivel 297. (C) Vetilla completa consistente en calcita/adularia masiva y relleno de cuarzo con calcita hojosa y pirita, perteneciente al nivel intermedio 282. (D) Veta de cuarzo, con texturas masiva, coloforme y calcita hojosa, en asociación a sulfuros, perteneciente al nivel intermedio 267. (E) Veta de cuarzo masivo con bandeamiento de sulfuros consistentes en pirita y calcopirita, y vetillas de calcita, perteneciente al nivel profundo 252. (F) Roca de caja consistente en toba cristalina silicificada con trazas de pirita diseminada, perteneciente al nivel profundo 252. 64
- Figura 29 Muestras provenientes de los sectores de Bahía Jara y Mallines: (A) Veta de cuarzo masivo proveniente del nivel 420 de veta Guanaco I, perteneciente al sector de Bahía Jara. (B) Veta de cuarzo microcristalino y coloforme proveniente del nivel más superficial (920 m.s.n.m) de veta Madre, perteneciente al sector de Mallines. (C) Veta de cuarzo peineta, druso y masivo; y calcita hojosa, proveniente de la Meseta Este del sector de Mallines (1130 m.s.n.m.). 66
- Figura 30 Ejemplos de sulfuros y óxidos a luz reflejada, hallados en veta Dagny y Fabiola: (A) Asociación de pirita masiva con magnetita y acantita en vetillas. (B) Inclusión de electrum y hematita en cristal de pirita con adularia como huésped. (C) Inclusión de electrum, hematita y magnetita en pirita. (D) Inclusiones de electrum y pirita en esfalerita. (E) Arsenopirita exhibiendo su clivaje característico, en asociación con esfalerita, en una matriz de adularia. (F) Adularia microcristalina como huésped de la mineralización; imagen a nicoles paralelos. Mt: magnetita; Hem: hematita; El: electrum; Py: pirita; Ac: acantita; Esf: esfalerita. 68
- Figura 31 (A) Ejemplo de registro de dos eventos hidrotermales distintivos: Etapa A con cuarzo coloforme estéril; Etapa B de cuarzo rompecabezas y adularia con abundante mineralización metálica. (B) Ejemplo de relación entre texturas minerales de ganga y mineralización metálica; en este caso, abrupta desaparición de opacos al cristalizar calcita hojosa. 69
- Figura 32 Texturas de ebullición observadas en minerales de ganga en el Distrito de Cerro Bayo. (a) Cuarzo rompecabezas. (b) Dominio de cuarzo subhedral y cuarzo plumoso. (c) Textura coloforme, con variedad rompecabezas y plumoso en el extremo inferior derecho. PPL: Nicoles paralelos; CP: nicoles cruzados. 71
- Figura 33 Texturas de ebullición observadas en minerales de ganga en el Distrito de Cerro Bayo. (a) Calcita hojosa. (b) Calcita hojosa reemplazada por cuarzo, de tipo *lattice bladed*. (c) Calcita hojosa reemplazada por cuarzo, de tipo *ghost bladed y parallel bladed*. (d) Textura moho. PPL: Nicoles paralelos; CP: nicoles cruzados. 72

Figura 34	Texturas de no-ebullición observadas en minerales de ganga en el Distrito de Cerro Bayo. (a) Cuarzo mosaico (b) Cuarzo zonado euhedral (c) Calcita rómbica (d) Textura cocarda. Imágenes representan observaciones realizadas a nicoles paralelos.	73
Figura 35	Indicadores de ebullición (A) y no-ebullición (B) observadas en el distrito de Cerro Bayo, en veta Fabiola, y veta Dagny. PA: pseudoacicular; Hojosa R.: calcita hojosa reemplazada.....	74
Figura 36	Muestra D5S6A de veta Fabiola, en la cual se enfoca el estudio paragenético y microtermométrico. (A) Sucesión mineral y texturas reconocidas a escala de muestra de mano. (B) Localización de cortes doble pulido.	75
Figura 37	Arreglo de inclusiones fluidas de tipo primaria en cuarzo euhedral, hallado en muestra D5S6A.A perteneciente al nivel 282 de veta Fabiola.	76
Figura 38	Arreglos de inclusiones fluidas secundarias ricas en líquido en cuarzo euhedral. Halladas en muestra D5S6A.B, perteneciente a nivel 282 de veta Fabiola.....	77
Figura 39	Arreglo de inclusiones fluidas de tipo primaria en fluorita masiva, hallado en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.	78
Figura 40	Arreglos de inclusiones fluidas secundarias ricas en líquido en fluorita masiva, con trenes de inclusiones demarcados mediante líneas discontinuas rojas; y arreglo de tipo secundaria rica en vapor, demarcado mediante línea discontinua azul. Ambas halladas en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.	78
Figura 41	Arreglos de inclusiones fluidas ricas en líquido en calcita rómbica, hallado en muestra D5S6A.A, perteneciente al nivel 282 de veta Fabiola.	79
Figura 42	Arreglo de inclusiones fluidas secundarias de ebullición en cuarzo plumoso, hallado en muestra D5S6A.A, perteneciente al nivel 282 de veta Fabiola.....	79
Figura 43	Arreglos de inclusiones fluidas secundarias de ebullición en fluorita masiva, hallados en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.	80
Figura 44	(A) Arreglo de inclusiones fluidas ricas en vapor en cuarzo mosaico, hallado en muestra D5S6A.A, perteneciente al nivel 282 de veta Fabiola. (B) Arreglo de inclusiones fluidas ricas en vapor en fluorita hallados en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.	81
Figura 45	Arreglos de inclusiones fluidas primarias ricas en vapor fluorita masiva, con trenes de inclusiones primarios demarcados mediante líneas discontinuas azules. Arreglos hallados en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.	81
Figura 46	(A) Arreglo de inclusiones fluidas ricas en líquido con presencia de sólidos en fluorita masiva. S: sólido de mineralogía desconocida; L: líquido; V: vapor. (B) Inclusiones con contenido de CO ₂ en espécimen procedente del nivel 235 de veta Dagny; tanto la fase líquida como vapor de CO ₂ son observables en coexistencia con las fases de H ₂ O.....	82

Figura 47 Gráfico de Temperatura de homogeneización (T_h) y último fundido (T_m) por FIA analizada en fluorita , se detalla la media y los valores extremos en cada familia de inclusiones.....	84
Figura 48 Análisis SEM-BSE en pirita. Inclusiones decrepitadas con presencia de Au y Ag.....	85
Figura 49 Análisis SEM-BSE en adularia (a). Espectro de inclusiones decrepitadas con presencia de Ca y S. (b) Espectro de cristal de adularia.	85
Figura 50 Vista en planta y de perspectiva en profundidad de veta Fabiola y Dagny, sector de Laguna Verde.	89
Figura 51 Histogramas Log-normal: (A) Ag en veta Dagny, (B) Ag en veta Fabiola, (C) Au en veta Dagny, (D) Au en veta Fabiola.	91
Figura 52 Espaciamiento de datos de sondaje en (A) Veta Dagny, y (B) Veta Fabiola.....	93
Figura 53 Interpolador esférico de leyes de Ag en veta Fabiola.....	96
Figura 54 Interpolador esférico del factor de confianza de ebullición en veta Fabiola.....	96
Figura 55 Valores de BCF obtenidos según sector. En paréntesis, el número de muestras analizadas mediante petrografía microscópica, y el rango de BCF.	97
Figura 56 Paragénesis mineralógica y textural de veta Fabiola. Se representan los principales eventos de mineralización identificados, así como sus texturas de ganga asociadas; y los tipos de arreglos de inclusiones fluidas (FIAs) hallados en ellas.....	101
Figura 57 Posible posicionamiento de los niveles descritos en veta Fabiola y Dagny de acuerdo con el modelo de Buchanan (1981) y Morrison et al. (1990) de epitermales en ebullición.	104
Figura 58 Gráfico temperatura de homogeneización vs salinidades en FIAs halladas en fluorita; agrupaciones realizadas según origen de inclusiones y salinidades. Círculos: FIAs primarias; cuadrado: FIAs secundarias ricas en líquido; Triángulos: FIAs secundarias de ebullición. En paréntesis, el número de inclusiones de cada FIA. Flechas indican una posible evolución del sistema en su fase tardía.....	107
Figura 59 (A) Diagrama de estabilidad para sistema Fe-S-O (línea gruesa), para sulfosales de Sb (línea punteada) y As (línea punteada-punto), para el sistema As-Fe (línea punteada-doble punto) y para el sistema As-S (línea a puntos). (B) Diagrama de estabilidad para el sistema Fe-S-O en línea gruesa, el sistema Cu-Fe-S-O en línea punteada dorada, el sistema Cu-S en línea punteada azul, y el porcentaje de Fe en esfalerita en línea punteada verde. A temperaturas de 250°C y presión de vapor de 40 bar. En rojo, condiciones fisicoquímicas del fluido. Ang: anglesita; gn: galena; ccp: calcopirita; cc: calcosina; cv: covelina; bn: bornita; py: pirita; mag: magnetita; aspy: arsenopirita. Modificado de Barton & Skinner (1979). .	108
Figura 60 Validación del modelo textural veta Fabiola, y posible ubicación del horizonte de ebullición. En línea discontinua, límite inferior tentativo del horizonte de ebullición.....	112
Figura 61 Solubilidad de la fluorita en agua pura y soluciones NaCl. Extraído de Barnes (1967).....	131

Figura 62 (a) Influencia de la temperatura en la solubilidad de CaCO_3 a presión de 1 bar. (b) Influencia de la presión parcial de CO_2 en la solubilidad de CaCO_3 a $T=100^\circ\text{C}$. (c) Influencia del pH en la solubilidad de CaCO_3 a presión de 1 bar y $T=25^\circ\text{C}$. (d) Superficie de solubilidad de la calcita en el sistema $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ entre los 30°C - 100°C y 0-100 bar CO_2 . Datos experimentales provenientes de: [0] Coto <i>et al.</i> (2012) [1] Segnit <i>et al.</i> (1962), [2] Miller (1952), [3] Ellis (1963), [4] Nakayama (1968). Predicciones realizadas mediante modelos termodinámicos. Extraído y modificado de Coto et al. (2012).....	133
Figura 63 Fracción molar a temperaturas entre 275°C y 420°C , en soluciones en equilibrio con calcita-dolomita y dolomita-magnesita. Los cuadrados indican pruebas experimentales en las cuales dolomita fue reemplazada por calcita; círculos, dolomita por magnesita; y triángulos, calcita o dolomita por magnesita. Extraído de Barnes (1967).	135
Figura 64 Panel de control del <i>software</i> AMS.	196
Figura 65 Standard NIST SRM-610 con su señal de fondo y muestra ajustados.	197
Figura 66 Análisis SEM-BSE en inclusiones decrepitadas en cuarzo rompecabezas. Se detecta presencia de Na, K, Cl y S.	198
Figura 67 Histogramas normal y de distribución acumulada de leyes de Au y Ag en veta Fabiola.	202
Figura 68 Histogramas normal y de distribución acumulada de leyes de Au y Ag en veta Dagny.	203
Figura 69 Histogramas Log-normal de datos compositados, a 0.8 m para veta Fabiola, y a 0.7 m para veta Dagny. (A) Ag en veta Dagny, (B) Ag en veta Fabiola, (C) Au en veta Dagny, (D) Au en veta Fabiola.....	204
Figura 70 Interpolador esferoidal de leyes de Au en veta Fabiola.....	206
Figura 71 Interpolador esferoidal de leyes de Ag (A) y Au (B) en veta Dagny	206

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Recursos y Reservas Mineras estimadas a una ley de corte de 162 g/t y 219 g/t equivalente plata respectivamente. Los Recursos se estimaron utilizando un precio de Au de US\$1400 por onza, y Ag a US\$24 la onza; las Reservas utilizando un precio de US\$1200 la onza de Au y US\$18 la onza de Ag. En ambos se calculó el AgEq posterior a la deducción de costos de transporte, tratamiento y refinamiento el metal. Densidad media de 2.63 t/m ³ . Modificado de Mandalay Resources Corporation (2017).	5
Tabla 2 Tipos de depósitos epitermales. Resumido de Camprubí et al. (2003), Sillitoe & Hedenquist (2003), Simmons et al. (2005), Sillitoe (2015).	7
Tabla 3 Métodos de exploración para depósitos epitermales. Modificado de Hedenquist et al. (1996).	12
Tabla 4 Generalización de la importancia relativa de distintos métodos en diferentes etapas de exploración de un depósito epitermal. Modificado de Hedenquist et al. (1996).	13
Tabla 5 Ligandos presentes en soluciones de mena hidrotermales. En rojo, los ligandos más importantes. Modificado de Williams-Jones & Migdisov (2013).	17
Tabla 6: Texturas de crecimiento primarias en cuarzo. Remarcadas en rojo, las texturas asociadas a procesos de ebullición; en azul, aquellas asociadas a no-ebullición. Extraído, modificado y resumido de Dong (1995) y Moncada et al. (2012).	23
Tabla 7 Texturas de recristalización y reemplazo en cuarzo. Remarcadas en rojo, las texturas asociadas a procesos de ebullición; en azul, aquellas asociadas a no-ebullición. Extraído, modificado y resumido de Dong (1995) y Moncada et al. (2012).	24
Tabla 8 Recopilación de datos de temperaturas de homogeneización (T_h) y salinidad en diferentes vetas ubicadas en el distrito de Cerro Bayo. Con (*) aquellas en que Townley (1996) halló evidencias de ebullición mediante análisis de inclusiones fluidas y/o petrografía.	30
Tabla 9 Unidades litológicas estratificadas del sector de Laguna Verde. Modificado de Boetsch (2014).	48
Tabla 10 Detalle de parámetros utilizados en los análisis de LA-ICPMS.	58
Tabla 11 Resumen de datos de microtermometría. Qtz: cuarzo, Cal: calcita, Fl: fluorita, Min: ¿asociadas a mineralización?, Prom: promedio, n: número de inclusiones, Sec: secundaria, Prim: primaria. 'Metaestable': Sin dato de salinidad, debido a la incapacidad de nuclear fase vapor durante el calentamiento de una inclusión congelada.	83
Tabla 12 Razones promedio de elementos mayores en muestra D5S6A. Valores no indicados en caso de concentraciones << 0.1 % wt.	87
Tabla 13 Razones promedio de elementos mayores en muestra D5S6A. LOD: bajo del límite de detección.	88
Tabla 14 Parámetros estadísticos básicos de leyes de Au y Ag en vetas Fabiola y Dagny.	90

Tabla 15	Coeficientes de correlación entre leyes provenientes de los niveles superficiales de veta Dagny. En rojo, destacados los valores más altos..	91
Tabla 16	Parámetros estadísticos básicos de leyes de Au y Ag en vetas Fabiola y Dagny, una vez compositados a 0.8m, y 0.7 m respectivamente.....	93
Tabla 17	Importancia relativa de los diferentes mecanismos de precipitación de minerales de ganga en sistemas hidrotermales. Extraído y modificado de Barnes (1967).....	137
Tabla 18	Resumen de la petrografía macroscópica realizada en el conjunto de muestras recolectados en el Distrito de Cerro Bayo, según sector y profundidad. Simbología en tabla, (2) intenso/abundante, (1) moderado, (0) débil/escaso. MA: mineral azul intenso de naturaleza desconocida.	180
Tabla 19	Resumen de petrografía microscópica realizada en un total de 34 cortes <i>quickplates</i> . Se detalla las texturas de ebullición y no ebullición observadas en cada corte. (1) indica presencia de textura de ebullición (0) indica presencia de textura de no ebullición u otra. Números en rojo indican presencia de la textura correspondiente, pero de muy baja intensidad o persistencia. El puntaje calculado para cada corte corresponde a la suma simple de las texturas de ebullición. El código en naranja indica el corte transparente realizado en muestra de roca caja.	195
Tabla 20	Datos de concentración (ppm) obtenidos mediante LA-ICPMS en mineralogía huésped de muestras estudiadas. LOD: bajo el límite de detección. “-“: concentración de elemento mayor <<0.1% wt.....	200
Tabla 21	Datos de leyes de Ag y Au en muestras provenientes del sector de Mallines y Bahía Jara.	201
Tabla 22	Datos de leyes de veta Dagny en superficie.	201
Tabla 23	Base de datos textural utilizada para modelamiento 3D, en veta Fabiola y Dagny respectivamente.....	205
Tabla 24	Identificación y correlación de eventos texturales y mineralógicos observados en cortes realizados en muestras de veta Dagny.	207

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Aplicación de texturas minerales e inclusiones fluidas en la exploración de metales preciosos

El cuarzo se constituye como uno de los minerales de ganga dominantes en depósitos epitermales, capaz a su vez, de dar indicios tanto de los procesos formadores de estos depósitos como de las variaciones fisicoquímicas experimentadas por los fluidos hidrotermales involucrados (Bodnar et al., 1985; Bodnar et al., 2014; Camprubí & Albinson, 2007; Sander & Black, 1988). Por esto, numerosos investigadores han estudiado texturas de cuarzo para comprender la evolución de sistemas hidrotermales, así como para establecer aplicaciones al área de exploración de depósitos epitermales de metales preciosos (Ashrafpour et al., 2012; Chauvet, et al., 2006; Moncada et al., 2012; Moncada et al., 2017; Shimizu, 2014).

En particular, la estrecha relación genética entre mecanismos de ebullición de fluidos hidrotermales y depositación mineral, en particular de metales base y metales preciosos en el ambiente epitermal ya ha sido documentada por numerosos estudios (Kamilli & Ohmoto, 1977; Buchanan, 1980; Roedder, 1984; Brown, 1986; Clark & Williams-Jones, 1990; Albinson et al., 2001; Etoh et al., 2002; Simmons et al., 2005; Moncada & Bodnar, 2012; Moncada et al., 2012; Shimizu, 2014). Stefansson & Seward (2003, 2004), midiendo las solubilidades de oro y plata en soluciones acuosas sulfuradas, en condiciones termodinámicas de ambiente epitermal, demostraron que la ebullición de fluidos hidrotermales tanto salinos como diluidos provocaban la precipitación y pérdida de los metales preciosos desde la solución. Más aún, la ocurrencia o no de procesos de ebullición puede determinar tanto la distribución espacial de la mineralogía de mena, así como el tipo de familias de inclusiones fluidas presentes en los diferentes niveles de un sistema epitermal en ebullición. Sobre la profundidad a la cual el fluido comienza a ebullicir, el sistema estaría caracterizado por un enriquecimiento de metales preciosos, pudiéndose hallar una zona de bonanza de alta ley justo sobre el horizonte de ebullición en caso de que haya ocurrido una vaporización violenta del fluido (Buchanan, 1981; Cline, et al., 1992; Hedenquist et al., 2000; Moncada et al., 2012), o bien una región sobre la cual la ley se distribuiría a lo largo de grandes distancias verticales (Albinson et al., 2001); además la región se caracterizaría por la presencia de inclusiones fluidas ricas en líquido en coexistencia con inclusiones ricas en vapor, evidenciando los procesos de ebullición. Bajo el horizonte de ebullición, el sistema poseería mayores concentraciones de metales bases, así como baja o nula mineralización de metales preciosos, y, presentaría inclusiones fluidas de una única fase, ricas en líquido (Bodnar et al., 1985; Moncada et al., 2012).

Por ende, la caracterización de inclusiones fluidas y su correlación espacial con minerales de mena, y con texturas en minerales de ganga que señalen o no niveles de ebullición puede proveer de una herramienta invaluable para la

exploración minera en depósitos de metales preciosos, que distinga zonas de mayor probabilidad de mineralización de aquellas en que es menos probable hallar menas de Au y Ag (Moncada y Bodnar, 2012; Moncada et al.,2012).

La presente investigación tiene como principal objetivo la caracterización petrográfica y textural de vetas mineralizadas en el distrito epitermal de Cerro Bayo, enfocándose en particular en el sector de Laguna Verde, en pos de evaluar una metodología rápida y sencilla para la exploración y explotación minera de las vetas del distrito. Adicionalmente, se busca profundizar, en lo posible, en la evolución del sistema epitermal, así como en los procesos de transporte y depositación de mineralización metálica involucrados, para comprender de mejor forma el desarrollo de los sistemas epitermales en la provincia metalogénica de la Región de Aysén. La metodología a utilizar incluye: petrografía de muestras macroscópica y microscópica, mineralógica y textural, así como de inclusiones fluidas; microtermometría, ablación laser y microscopía electrónica de barrido.

1.2 Objetivos de la investigación

El objetivo primordial de la presente investigación se define por:

- (1) Establecer criterios de exploración utilizando texturas de ebullición presentes en veta Dagny y veta Fabiola, ambas ubicadas en el sector de Laguna Verde, con el propósito de expandirlo a otras vetas del distrito.

Adicionalmente se realiza una descripción evolutiva, que considera el estudio de los eventos de emplazamiento de fluidos mineralizadores en las vetas señaladas, así como los cambios fisicoquímicos que se reflejan en cambios mineralógicos y texturales. La evolución se determina en estas dos vetas, pues son las que poseen mayor cantidad de información disponible, específicamente colecciones de muestras por niveles, así como sondajes realizados por *Mandalay Resources*, con análisis químicos correspondientes.

En pos de lo anterior, se deberán realizar una serie de objetivos específicos, los cuales son:

- (1) Determinar la mineralogía y composición química de inclusiones fluidas, así como tipos de FIAs (Familias de Inclusiones Fluidas) presentes en vetas Fabiola, Dagny, Madre y Guanaco I, mediante herramientas petrográficas.
- (2) Determinar la evolución y características de los paleo-fluidos, tales como temperatura de atrapamiento, salinidad y composición química.

1.3 Hipótesis de la investigación

Procesos de ebullición de fluidos estarían genéticamente relacionados a la mineralización de Au y Ag, y serían, por ende, el principal mecanismo de precipitación mineral en el distrito de Cerro Bayo. El análisis de estas texturas de ebullición permitiría establecer criterios de exploración útiles para la industria minera.

1.4 Ubicación, accesibilidad y fisiografía

El distrito argento-aurífero de Cerro Bayo (DCB) constituye un depósito epitermal de baja sulfidación. Ubicado a aproximadamente 100 km al sur de Coyhaique y 30 km al oeste de Chile Chico, al sur del lago General Carrera, comprende un área de 230 km² (Figura 1). El distrito Cerro Bayo puede ser dividido en 4 sub-distritos principales: (1) Laguna Verde; (2) Bahía Jara; (3) Brillantes; y (4) Mallines (Poblete, 2011; Boetsch, 2014). La topografía del sector varía desde valles montañosos escarpados, glacialmente esculpidos, a suaves tierras de cultivo, con depósitos de suelo de till glaciario; con elevaciones que van desde los 200 m hasta los 1400 m (Mandalay Resources Corporation, 2017).

El distrito es accesible mediante la ruta 265, la cual conecta a Chile Chico con la ruta 7. Esta última se une a la ciudad de Coyhaique y al pueblo de Puerto Chacabuco, puerto principal de la Región de Aysén, distante ~ 250 km del distrito. También se encuentra disponible un servicio de ferry que atraviesa el Lago General Carrera desde Chile Chico a Puerto Ibáñez, que igualmente conecta a Puerto Chacabuco. El concentrado del distrito es transportado en camiones desde la mina hasta Puerto Chacabuco, generalmente una vez a la semana, donde es cargado en barcos y posteriormente entregado a los clientes en el exterior (Mandalay Resources Corporation, 2017).

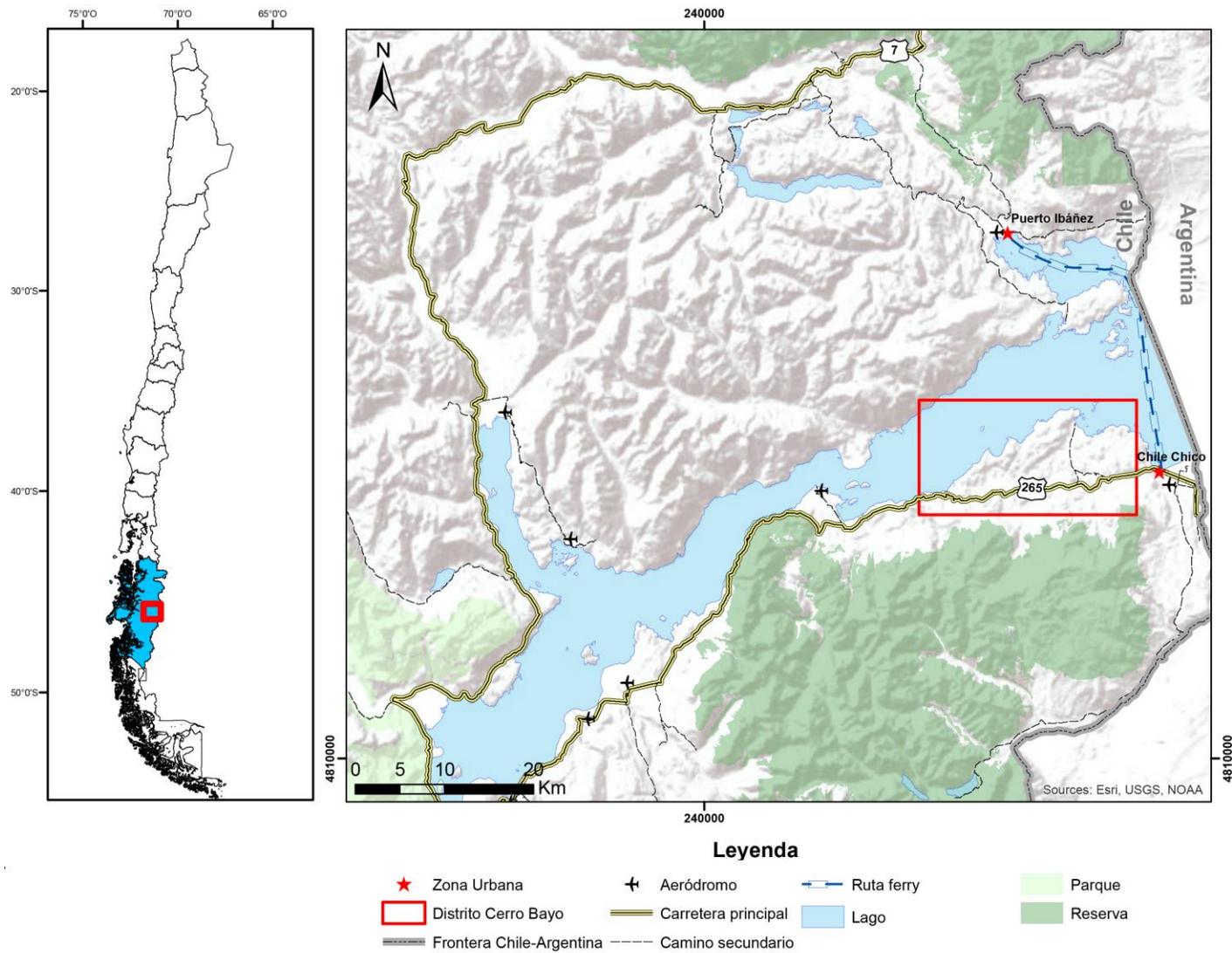


Figura 1 Mapa de ubicación y acceso del Distrito de Cerro Bayo.

1.5 Antecedentes generales del distrito de Cerro Bayo

El depósito epitermal de Cerro Bayo, en ese entonces llamado Fachinal, fue descubierto en el verano de 1984 por la subsidiaria chilena de *Freeport Minerals Company*. Las exploraciones se extendieron por 3 años más, hasta que en 1989 el distrito fue adquirido por *CDE Chilean Mining Corporation*, una subsidiaria de *Coeur d'Alene Mines*. La evaluación y exploración extensiva comenzó en 1990, para culminar en el inicio de la explotación en mayo de 1995. En el año 2000 se suspendieron las operaciones mineras, para ser reanudadas en el año 2002, continuando la explotación de forma ininterrumpida hasta 2008. Tras la suspensión de las faenas, se continuó la exploración y se delimitaron las reservas y recursos minerales en vetas recientemente descubiertas en el área de Laguna Verde (vetas Dagny, Fabiola y Dalia). Finalmente, *Mandalay Resources* adquirió el 100% de la Compañía Minera Cerro Bayo en agosto de 2010, para continuar con las labores mineras hasta la fecha (Townley, 1996; Poblete, 2011).

En 2015, Cerro Bayo produjo cerca de 2.5 millones de onzas de plata y 22 mil onzas de oro mediante la explotación completa de las vetas Fabiola y Dagny, y el desarrollo de nuevas minas en las vetas Delia SE y Coyita, en el sector de Laguna Verde. Debido a la transición, se extrajeron leyes y tonelajes más bajos que en años pasados. Sin embargo, los costos de producción se mantuvieron bajos a \$7.50 por onza de plata. A finales de 2015, la producción de metales preciosos en Cerro Bayo comenzó a recuperarse a medida que material de mayor ley proveniente de las nuevas minas era enviado a los molinos. Adicionalmente, se reemplazó aproximadamente la mitad del agotamiento de recursos de 2015 con nuevas reservas, con lo cual los 3 años de vida minera, estimada inicialmente en 2010, ha aumentado a 5 años de producción ininterrumpida, y en 5 años adicionales en reservas probadas y probables (Mandalay Resources Corporation, 2017).

A modo de resumen, la producción realizada por *Mandalay Resources* vía *Longhole Stopping*, desde 2010 hasta finales de 2016, alcanza los 2.3 millones de toneladas, con un promedio de leyes de Au y Ag de 1.8 g/t y 237 g/t respectivamente. Los recursos y reservas minerales estimadas al 31 de diciembre de 2016 se hallan en la Tabla 1.

	Tonelaje (miles de toneladas)	Ley (g/t)			Au (miles de onzas)	Ag (miles de onzas)	AgEq (miles de onzas)
		Au	Ag	AgEq			
Recursos Minerales (Medidos + Indicados)	1020	2.99	349	523	98	11455	17166
Reservas Minerales (Probadas + Probables)	979	2.29	282	434	72	8864	13641

Tabla 1 Recursos y Reservas Mineras estimadas a una ley de corte de 162 g/t y 219 g/t equivalente plata respectivamente. Los Recursos se estimaron utilizando un precio de Au de US\$1400 por onza, y Ag a US\$24 la onza; las Reservas utilizando un precio de US\$1200 la onza de Au y US\$18 la onza de Ag. En ambos se calculó el AgEq posterior a la deducción de costos de transporte, tratamiento y refinamiento el metal. Densidad media de 2.63 t/m³. Modificado de Mandalay Resources Corporation (2017). En rojo los recursos y reservas totales.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Depósitos epitermales

2.1.1 Caracterización

Los depósitos epitermales se forman comúnmente en las partes someras de sistemas hidrotermales de alta temperatura. A profundidades menores a 1.5 km y temperaturas por debajo de los 300°C, relacionadas a magmatismo calco alcalino a alcalino, en arcos volcánicos en márgenes de placa convergente, así como en zonas de intra-arco, tras-arco y rifts post-colisionales (White & Hedenquist, 1995; Simmons et al., 2005).

Estos depósitos constituyen fuentes importantes de metales base y preciosos, cuyo contenido puede alcanzar valores sustanciales, y localmente leyes de bonanza. La mineralización de metales preciosos se desarrolla en zonas de alta paleo-permeabilidad, de lo que alguna vez fueron sistemas hidrotermales activos, usualmente hospedados en secuencias volcánicas coetáneas y/o en el basamento subyacente.

Los cuerpos de mena cubren áreas que van desde < 10 a > 100 km², con una diversidad de formas que reflejan los controles litológicos y estructurales. Las menas de mayor ley suelen hospedarse en vetas de manto elevado formadas por dilatación y extensión; mientras que las de menor ley, pero de mayor tonelaje suelen hallarse en brechas, rocas clásticas gruesas y rocas intensamente lixiviadas. El mineral de ganga dominante es el cuarzo, mientras que el sulfuro dominante es la pirita, con contenidos que van desde <1 a > 20% vol. (White & Hedenquist, 1995).

En su mayoría, los depósitos epitermales son relativamente jóvenes, de edad Miocena o más reciente debido a su elevada susceptibilidad a la erosión. Depósitos más antiguos corresponden generalmente a partes de sistemas de intermedia o baja sulfidación formados en ambientes extensionales de bajo relieve.

Una multitud de esquemas de clasificación ha sido propuesta para la descripción de depósitos epitermales. Todas ellas consideran algún aspecto de la mineralogía de ganga y mena, y/o características químicas del fluido asociado a la alteración hidrotermal y mineralización de mena. La clasificación más utilizada corresponde a aquella que distingue entre depósitos de (1) baja sulfidación y (2) alta sulfidación, basada en los estados de sulfidación de la asociación de sulfuros hipógena. Tanto la variabilidad de la mineralogía de mena, como los estados de sulfidación pueden ser correlacionados a la evolución química de los fluidos hidrotermales, tanto en el espacio como en el tiempo en el ambiente epitermal, así como a composiciones de rocas ígneas y ambientes tectónicos (Sillitoe & Hedenquist, 2003; White & John, 2005).

Dos miembros finales de sistemas hidrotermales de alta temperatura pueden ser reconocidos: volcánico-hidrotermal, que en general da origen a mineralización epitermal de alta e intermedia sulfidación; y geotermal, que constituye los sitios de depósitos de intermedia a baja sulfidación (Sillitoe, 2015). Las características generales de los miembros finales de depósitos epitermales se resumen en la Tabla 2.

	Alta Sulfidación	Baja Sulfidación
Rocas ígneas genéticamente relacionadas	Calco-alcalino / Andesita, dacita	Calco-alcalino, alcalino / Bimodal basalto toleítico-riolita
Ambiente Tectónico	Arco magmático en estado de stress neutro a moderadamente extensional. Comúnmente en partes someras de sistemas de pórfidos cupríferos	Arco magmático en extensión conducente a rifting; rifting post-colisional
Extensión de la alteración periférica	Área extensa y prominente (generalmente varios km ²)	Generalmente bastante restringida y de visualización muy sutil
Carácter de los fluidos	Generalmente de baja salinidad (1-24% NaCl eq.); algunos de alta salinidad (hasta 50% NaCl eq.). Magmáticos; mezcla con aguas meteóricas	De baja salinidad (0-15% NaCl eq.); Meteóricas con posible interacción con fluidos de origen magmático.
pH y mineralogía asociada	Ácido / Alunita, kaolinita (dickita), pirofilita, cuarzo oqueroso residual	Neutro / Cuarzo-adularia ± illita, calcita
Estado de oxidación y mineralogía asociada	Oxidado / Alunita, Hematita-Magnetita	Reducido / Magnetita-pirita-pirrotita, clorita-pirita
Estilo de mineralización principal	Cuerpos de reemplazo abruptos a suavemente inclinados; brechas hidrotermales.	Vetas, stockworks, cuerpos diseminados
Sulfuros clave	Pirita, enargita-luzonita, calcopirita, bornita, covelina, tetraedrita-tenantita, oro ± esfaleria, galena	Pirita, esfalerita, galena, electrum, oro ± sulfosales de Ag, argentita, arsenopirita, tetraedrita, calcopirita
Abundancia de sulfuros	10-90 % vol.	Típicamente <1-5 % vol. (hasta 20 % vol. cuando hospedado en basaltos)
Metales principales	Cu, Au, As (Ag, Pb)	Au, Ag (Zn, Pb, Cu)
Metales menores	Sb, Zn, Bi, Te, W, Mo, Sn, Hg	Mo, As, Sb, Se, Hg
Principales minerales de ganga	Cuarzo oqueroso, alunita, barita, caolinita, azufre nativo, pirofilita.	Cuarzo, calcedonia, adularia, carbonatos, fluorita, illita.

Tabla 2 Tipos de depósitos epitermales. Resumido de Camprubí et al. (2003), Sillitoe & Hedenquist (2003), Simmons et al. (2005), Sillitoe (2015).

En el caso de depósitos de intermedia sulfidación, estos comparten muchas similitudes con los de alta sulfidación, sin embargo, carecen de la asociación mineralógica con enargita; y la razón Ag:Au es más alta, de al menos 10:1 y típicamente >100:1. La cantidad total de sulfuros es altamente variable, desde 1 a >10% vol. (Albinson et al., 2001, Einaudi et al., 2003).

En general la geometría de los depósitos epitermales es extremadamente variable debido a las condiciones hidrostáticas, de baja presión en la que se forman. Las diferencias de permeabilidad en la roca caja, ya sea debido a un control hidrotermal, litológico y/o estructural, resulta en una miríada de formas posibles (Figura 2). Usualmente, es el control estructural el dominante en ambos

tipos de depósitos epitermales, aunque los depósitos de alta sulfidación tienden a ocultar las estructuras involucradas en su génesis (Camprubí et al., 2003).

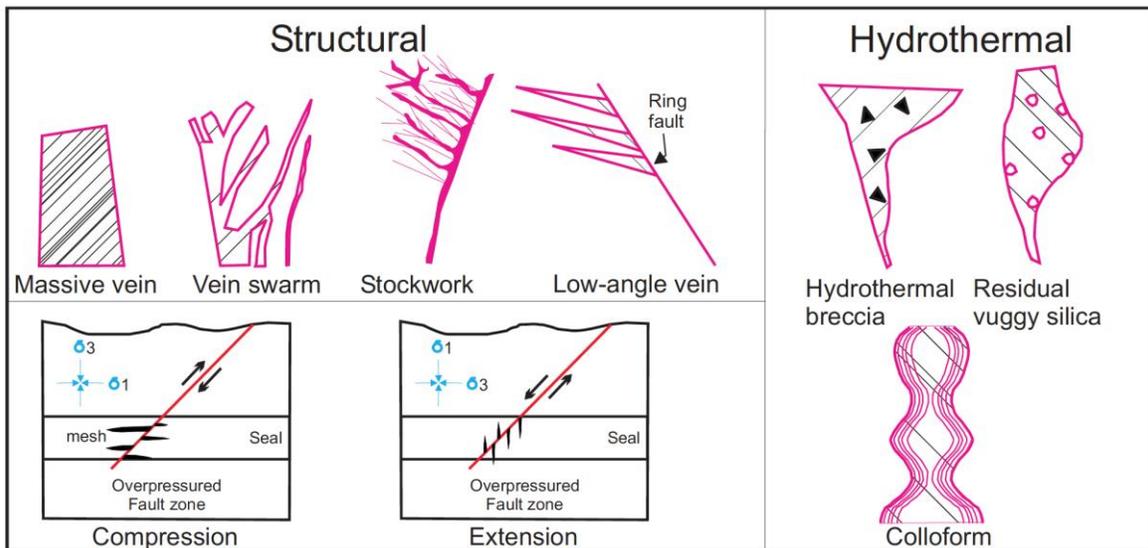


Figura 2 Ejemplos de estilos de depósitos epitermales, controlados por procesos estructurales e hidrotermales (Sillitoe, 1993; Sibson, 2001).

Los depósitos epitermales de **baja sulfidación** se forman típicamente en sistemas geotermales a partir de la circulación profunda de fluidos meteóricos alcalinos-clorurados, relativamente reducidos, y de pH neutro, impulsados principalmente por un intrusivo somero; el componente magmático se considera como la fuente de los metales depositados en el ambiente epitermal. El H₂S provee un ligando importante para el transporte de Au como complejo bisulfurado. Los fluidos generalmente se hallan en equilibrio con la roca huésped. La ebullición en el fluido central ascendente constituye el principal mecanismo de depositación de sulfuros, y se encuentra controlado por condiciones ambientales de temperatura y presión casi hidrostática (Buchanan, 1979).

Estos depósitos, asociados con cuarzo ± calcita ± adularia ± illita, contienen menas de Au-Ag, Ag-Au, o Ag-Pb-Zn. El oro se encuentra típicamente como granos microscópicos a sub microscópicos de electrum y teluridos raros, mientras que la plata ocurre como electrum, acantita, sulfosales (pirargirita-proustita, tetraedrita rica en Ag), selénidos de plata; con menor esfalerita, galena y calcopirita (Heald et al., 1987; John, 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe & Hedenquist, 2003).

El cuarzo, principal mineral de ganga, presenta texturas crustiformes y coliformes típicamente con capas inter-bandeas y discontinuas de sulfuros, principalmente pirita, selénidos, adularia y/o illita. En zonas someras, las bandas son coliformes y de escala milimétrica, mientras que a mayores profundidades el cuarzo es más cristalino y grueso. Texturas en enrejado que incluyen agregados de calcita hojosa y su pseudomorfo de cuarzo se observan rellenando espacios abiertos en vetas (Simmons et al., 2005).

En general, los cuerpos de mena se encuentran rodeados por patrones de alteración de gran escala, aunque el alcance de cada alteración dependerá de la permeabilidad de la roca huésped. A escala regional, y profundidades mayores a 400 m bajo el nivel freático, la alteración es propilítica (p. ej. Acupan, Filipinas; Comstock Lode & Round Mountain, Estados Unidos; Tayoltita, Mexico; Martha Hill, Nueva Zelanda; Hudson, 2003). A niveles intermedios (150-400 m bajo el nivel freático), aumentan los carbonatos y las arcillas a expensas de los aluminosilicatos, la zonación de las arcillas (illita a esmectita) y las zeolitas tienden a reflejar descensos en la temperatura. A niveles someros (150-0 m bajo el nivel freático) capas de alteración argílica, illita y otras arcillas se hallan generalmente bien desarrolladas. Alrededor de los cuerpos de mena comúnmente se observa alteración intensiva de cuarzo, adularia, illita y piritita; mientras que en los niveles más someros puede ocurrir alteración argílica avanzada calentada por vapor, con o sin el desarrollo de depósitos de sinter (Figura 3; Simmons et al., 2005). En particular, las variaciones de asociaciones de arcillas que se hallen presentes en un depósito particular constituye uno de los mejores criterios para determinar paleotemperaturas, debido a sus rangos de estabilidad distintivos. Esto es útil, a su vez, para determinar niveles de erosión en el sistema epitermal (White & Hedenquist, 1995).

Por otra parte, los sistemas geotermales pueden ser subdivididos en aquellos asociados a un ambiente volcánico de alto relieve, o a un ambiente de rift, de bajo relieve (Sillitoe, 2015). Estas diferencias se traducen en variaciones tanto en la intensidad y en la extensión de las alteraciones hidrotermales asociadas, así como en los tipos de depósitos de paleosuperficie generados.

Estudios de inclusión fluidas indican depositación de mena a partir de soluciones diluidas a moderadamente salinas a temperaturas entre 150°C y 300°C (Bodnar, 2014). Depósitos de Au-Ag tienen soluciones <5 % NaCl eq., mientras que depósitos de Ag-Pb-Zn poseen salmueras de <10 a > 20 % NaCl eq. (White & Hedenquist, 1995; Bodnar, 2014).

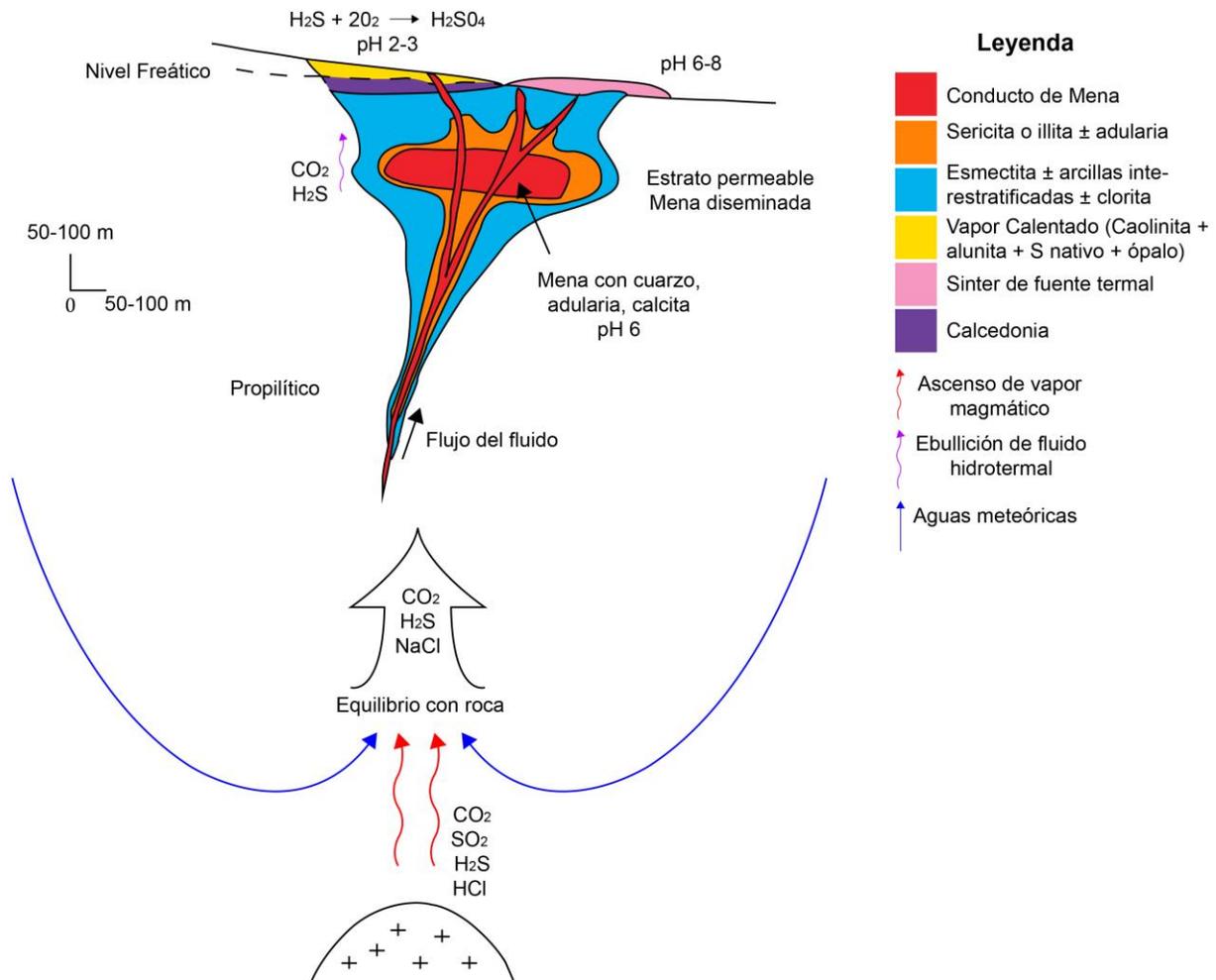


Figura 3 Sección cruzada ideal de un sistema epitermal de baja sulfidación, mostrando la distribución espacial de las alteraciones y su mineralogía asociada. Modificado de White & Hedenquist (1995), Poblete (2011) y Tosdal et al. (2009).

2.1.2 Exploración

Ciertos factores, tales como la configuración tectónica, el ambiente depositacional, el sistema hidrológico, el carácter y la distribución de la roca caja y zonas de alteración, entre otros, hacen que cada depósito epitermal sea único, por lo cual es menester para los exploradores el uso de un conjunto de métodos de exploración que permita dilucidar la presencia y distribución espacial de mineralización de interés. Cada método de exploración posee características distintivas (Tabla 3), sin embargo, su rango e importancia variará según las diferentes etapas del proceso exploratorio (Tabla 4). A pesar de que cada método provee de información relevante, que enriquece el modelo de yacimiento, en general es la evidencia geológica la que permite en una primera instancia la identificación de un prospecto (Hedenquist et al., 1996).

En general, para la exploración de metales preciosos se requiere la realización de una secuencia de estudio y análisis que comprende la determinación del ambiente geotectónico al momento de la actividad hidrotermal, incluido el paleorelieve; y el desarrollo de un modelo hidrogeológico preliminar que ayude en la evaluación de posibles formas de mineralización de mena, mediante la caracterización de la permeabilidad (estructural, litológica y/o hidrotermal) del sistema (Sillitoe, 1993). Tras esto, la identificación de tipos y distribuciones de alteraciones hidrotermales, acoplado a las observaciones de texturas y mineralogía de vetas, permiten la caracterización del ambiente epitermal en una serie de aspectos tales como: su naturaleza química (alta o baja sulfidación); la profundidad de erosión, es decir, el nivel de exposición del sistema; la localización y la naturaleza de paleoconductos; y los controles probables en la distribución de mena (Hedenquist et al., 1996).

Otras observaciones importantes incluyen: la presencia de sinter, como evidencia de un sistema de baja sulfidación y paleosuperficie; identificación de minerales sensibles a la temperatura, útiles para la estimación del grado de erosión y paleoisotermas; reconocimiento de textura de calcita hojosa en vetas de baja sulfidación, como indicador de procesos de ebullición hidrotermal; y la identificación del tipo de alteración ácido-sulfatada, de diferente estilo en sistemas de baja o alta sulfidación (Hedenquist et al., 1996).

Una herramienta relativamente nueva, acoplada a las observaciones geológicas, la constituye la petrografía de inclusiones fluidas; las cuales pueden dar indicios de los parámetros termodinámicos y características fisicoquímicas de los fluidos hidrotermales responsables de la mineralización, así como de la naturaleza del mecanismo principal de depositación de mena (ebullición, enfriamiento simple y/o mezcla de fluidos), y la potencial distribución de los elementos de interés en el yacimiento (Bodnar, et al., 1985; Moncada et al., 2012; Moncada & Bodnar, 2012; Moncada et al., 2017; entre otros).

Una vez que un prospecto ya ha sido identificado, generalmente por observaciones geológicas en terreno; se hace uso de las herramientas previamente mencionadas, ya sean geológicas, químicas o geofísicas, con el objetivo de delimitar la ubicación de los posibles cuerpos de mena. La aplicación de cada herramienta dependerá de una multitud de factores, tales como la escala de trabajo, la geología del sector, las condicionantes económicas, la disponibilidad técnica y de recursos humanos, itinerarios, entre muchos otros. En particular, en este estudio se intenta hacer uso de herramientas geológicas, relativamente rápidas y de bajo costo, como lo son la petrografía textural, mineralógica y de inclusiones fluidas, para delimitar o caracterizar posibles sectores de interés económico en el distrito de Cerro Bayo.

Método		Respuesta
Geología		Reconocimiento de vetas y patrones de alteración hidrotermal pueden estar localizados directamente sobre la mineralización. Texturas de vetas y mineralogía pueden indicar niveles de erosión. Estudio de inclusiones fluidas pueden dar indicios de mecanismos de depositación de mena,
Geoquímica		Somera: Alteración comúnmente relacionada al transporte de vapor, por ende, solo elementos volátiles pueden estar presentes. Anomalías de baja concentración pueden ser comunes, pero no relacionadas a depósitos económicos. Profunda: Anomalías relacionadas a estructuras mineralizadas.
Geofísica	Magnética	Efectividad depende de las propiedades magnéticas de las rocas. Estudios a escala regional pueden ayudar al mapeo geológico y definir áreas de alteración hidrotermal (destrucción de la magnetita). Estudios a escala de prospecto son típicamente inefectivos.
	Polarización inducida	Somera: Más útil a escala regional. Prospectos con abundante pirita en rocas alteradas hidrotermalmente tienen anomalías que no se relacionan a la mineralización de mena. Profunda: Contrastes en el contenido de sulfuros pueden ser una guía útil para la mineralización.
	Resistividad	Somera: Cubiertas silicificadas de alta resistividad pueden ocurrir sobre arcillas de baja resistividad, ocultando características económicamente significativas a escala de prospecto. Profunda: Cuerpos estrechos de alta resistividad o características lineales reflejan silicificación o vetas, típicamente rodeadas de alteración de arcillas de baja resistividad.
	Electromagnética	Somera: Zonas de alteración de arcillas conductivas pueden ser detectadas, así como contactos con zonas de baja conductividad (vetas o áreas silicificadas). Se puede aplicar bajo cubiertas sin alteración. Profunda: Contrastes de conductividad entre vetas y roca caja pueden ser detectados. En sistemas activos agua a alta T° será detectada como áreas de alta conductividad.
	Radiométrica	Detectará fuentes radiogénicas en afloramientos. Variaciones en contenidos de K serán detectadas (adularia e illita como anomalías positivas).
	Gravimétrica	Estudios detectan anomalías relacionadas a: (a) cambios en la densidad de la roca huésped debido a alteración, (b) topografía de basamento, e (c) intrusiones.

Tabla 3 Métodos de exploración para depósitos epitermales. Modificado de Hedenquist et al. (1996).

Método	Escala regional	Escala de proyecto	Escala de prospecto
Geología	★ ★ ★	★ ★ ★	★ ★ ★
Geoquímica			
Sedimento de flujo	★ ★ ★	★ ★	
Suelo		★ ★ ★	★ ★ ★
Mapeo de alteración	★	★ ★	★ ★ ★
Geofísica			
Teledetección	★ ★	★	
Magnética	★ ★	★	
Polarización inducida			★ ★
Resistividad		★	★ ★
Electromagnética		★	★ ★
Radiométrica	★ ★	★	
Gravimétrica		★	

Tabla 4 Generalización de la importancia relativa de distintos métodos en diferentes etapas de exploración de un depósito epitermal. Modificado de Hedenquist et al. (1996).

2.2 Solubilidad de minerales de mena

En general, los tres ligandos más importantes presentes en soluciones hidrotermales son Cl^- , HS^- , y OH^- , aunque también se hallan muchos otros que pueden ser importantes en el transporte de ciertos metales bajo condiciones específicas (Tabla 5).

En el caso del **oro**, los ligandos blandos más importantes a temperatura ambiente son HS^- , $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, CN^- , y SCN^- . HS^- será importante donde las condiciones sean reductoras y el pH casi neutro, mientras que $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ lo será donde las condiciones sean oxidantes (Vlassopoulos & Wood, 1990). Cuando las concentraciones de los ligandos ya mencionados sean bajas, el oro se disolverá predominantemente como la especie hidrolizada $\text{AuOH} \cdot (\text{H}_2\text{O})^0$ (Vlassopoulos & Wood, 1990). Por otra parte, si las condiciones son muy oxidantes, como aquellas asociadas a aguas subterráneas ácidas y altamente salinas, el oro podría presentarse como Au (III) y, por ende, formar especies estables como el AuCl_4^- , con el ligando Cl^- . Si las condiciones son ligeramente menos oxidantes y ácidas, la especie AuCl_2^- será la especie clorurada dominante, aunque finalmente predominará la especie $\text{AuOH} \cdot (\text{H}_2\text{O})^0$ (Gammons et al., 1997).

El ligando más importante a temperaturas hasta los 350° , como aquellas observadas en **sistemas hidrotermales**, es el HS^- (Seward, 1973), con AuHS^0 como especie predominante a pH bajos y AuHS_2^- a pH alto (Stefansson & Seward, 2004).

A temperaturas más elevadas (>350°C), propias de sistemas magmáticos-hidrotermales, AuCl_2^- será la especie predominante debido al incremento de la asociación entre H^+ y HS^- para formar H_2S ; y al aumento en la asociación de Au^+ con Cl^- y OH^- causado por el incremento en la constante dieléctrica del agua con la temperatura, la cual promueve la interacción ion metálico blando con aniones más duros.

Seward (1973) fue el primero en reportar las estabildades de los complejos sulfurados AuHS_2^- y AuHS^0 , desde entonces una multitud de estudios, con el objetivo de establecer la interacción entre el Au^+ y los ligandos de sulfuro reducido, se han llevado a cabo (p. ej., Shenberger & Barnes, 1989; Stefansson & Seward, 2004). Estos últimos establecen las constantes de estabilidad, en una base de datos termodinámicos, para las especies cloruradas y sulfuradas de oro, lo que permite dilucidar la naturaleza del transporte del oro para un rango de temperatura y pH propio de los sistemas hidrotermales (Figura 4).

Se tiene entonces, que en general, AuCl_2^- predominará bajo condiciones ácidas y oxidantes, AuHS^0 en pH ácidos a intermedios, y AuHS_2^- a pH altos (Stefansson & Seward, 2004). La especie $\text{Au}(\text{OH})^0$ puede ejercer influencia en el control de oro en soluciones muy diluidas a pH neutros-alcálinos y a elevadas temperaturas, sin embargo, debido a su menor estabilidad, se encontrará subordinada a las especies cloruradas y bisulfuradas.

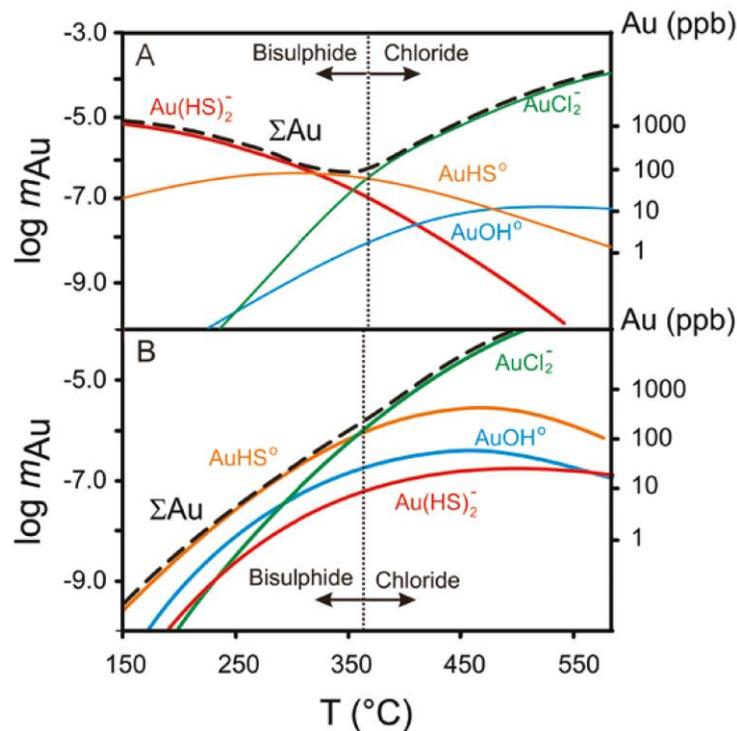
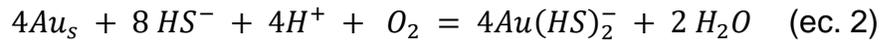
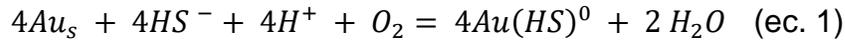


Figura 4 Solubilidad del oro en molalidad, m , y en partes por billón; y especiación a 1 kbar en función de la temperatura para una solución salina con contenido $m_{\text{NaCl}} = 1.5$ y $m_{\text{KCl}} = 0.5$, y un *buffer* de pH dado por la asociación feldespato potásico – moscovita – cuarzo. La línea negra

discontinua representa la solubilidad máxima del oro. (A) $\Sigma S = 0.01$ m (S total) con buffer de fO_2 dado por la asociación hematita – magnetita. (B) Buffer de ΣS y fO_2 dado por la asociación pirita - pirrotita – magnetita; el valor máximo de ΣS es 0.01 m. Extraído de Williams-Jones et al. (2009).

Las reacciones (1) y (2) presentadas a continuación, son esenciales en los procesos de disolución y depositación de oro hasta temperaturas de 350°C. (Williams-Jones *et al.*, 2009).



Utilizando las ecuaciones anteriores, y de acuerdo con el principio de Le Châtelier, se puede inferir que tanto una disminución en la actividad de HS^- y en la fugacidad de oxígeno, así como un aumento en el pH, provocará un incremento en la depositación de oro (Williams-Jones *et al.*, 2009).

Durante la evolución en la corteza, los fluidos de mena pueden experimentar fundamentalmente cinco procesos responsables de la depositación y redistribución del oro y otros metales asociados: enfriamiento, descompresión, separación de fases, interacción fluido – roca, y mezcla de fluidos. Adicionalmente, tanto la disponibilidad y estabilidad de los ligandos en sistemas naturales pueden ser afectados por numerosas reacciones homogéneas que ocurren dentro de la misma solución de mena. Todos estos mecanismos pueden ocurrir simultáneamente y conjugarse para promover la depositación de oro vía cambios fisicoquímicos específicos, previamente mencionados.

Según Williams-Jones (2009) y Andre-Mayer (2002), la ebullición correspondería al mecanismo de preferencia para la depositación de oro, plata y sulfuros de metales base, en sistemas epitermales de baja sulfidación a temperaturas menores a 300°C.

La precipitación de oro ocurre debido al fraccionamiento de H_2S en la fase vapor mediante la reacción: $HS^+ + H^+ = H_2S$, y la consecuente disminución de HS^- en el líquido residual. La actividad de otros componentes tales como, NH_3 , y CO_2 , igualmente disminuirían de forma dramática, lo que conduciría a la remoción de los ligandos correspondientes (Williams-Jones & Migdisov, 2013). Debido al bajo coeficiente de partición del oro en la fase vapor de baja densidad (Figura 5) y a la ruptura de las especies de Au constituidas por complejos sulfurados, se tendría como resultado la abrupta depositación de oro y metales asociados, creándose zonas de bonanza con vetas mineralizadas (Pokrovski *et al.*, 2014). Seward (1989) estudiando sistemas geotermales activos como Broadlands-Ohaaki en Nueva Zelanda, y utilizando herramientas de modelamiento termodinámico, demostró que la ebullición y el consecuente enfriamiento conductivo en sistemas abiertos de fluidos profundos a temperaturas de 290°C y ricos en $Au(HS)_2^-$,

provocaba la remoción de la fase vapor rica en H₂S y la depositación de la mayoría del oro en un intervalo de aproximadamente 15°C.

Adicionalmente, la ebullición provocaría una disminución en la acidez debido a la remoción de agentes como el CO₂ hacia la fase vapor, lo cual promueve la depositación de oro, galena, esfalerita, calcopirita, pirita y argentita; una disminución de la temperatura, que disminuye la solubilidad o bien podría aumentarla en el caso de S total constante (Figura 4A); y una disminución en la fugacidad de oxígeno, que promueve la disolución de oro (Williams-Jones et al., 2009; Pokrovski et al., 2014).

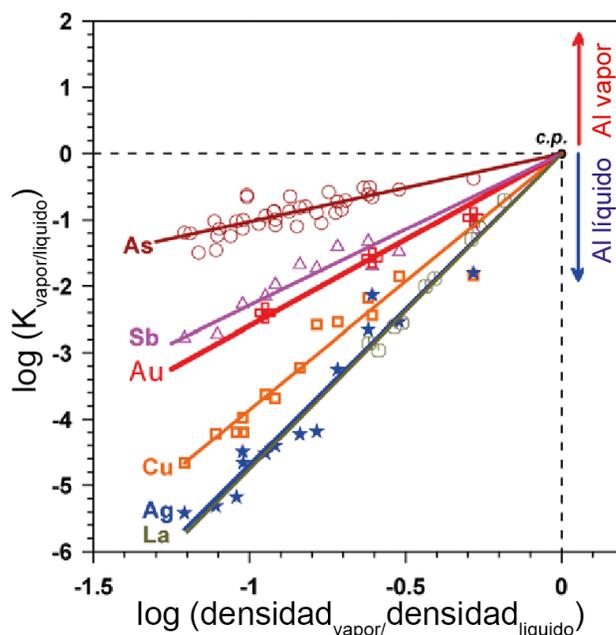


Figura 5 Control de la densidad de los fluidos en la partición de metales en las fases líquido/vapor en condiciones hidrotermales. En el gráfico: coeficientes de partición vapor-líquido de metales y metaloides en el equilibrio de dos fases, en el sistema H₂O+ NaCl ± KCl ± HCl a temperaturas entre 250°C - 450°C como función de la fracción densidad vapor y líquido. C.P.: Punto crítico del sistema, en que las concentraciones en ambas fases, vapor y líquido son las mismas, y, por ende, el coeficiente de partición es igual a uno. Extraído y modificado de Pokrovski et al. (2014).

Los cambios redox inducidos por la ebullición (pérdida de H₂), mezcla con fluidos meteóricos oxigenados en las partes superiores de sistemas epitermales, y/o interacción del fluido de mena con rocas con hematita durante su ascenso, también provocan la pérdida de sulfuro reducido debido a la destrucción de los ligandos H₂S/HS⁻ al reaccionar a sulfato (Seward 1989; Williams-Jones et al., 2013). Es más, un pequeño aumento en fO_2 provoca una disminución en la concentración de HS⁻, y, por ende, en la solubilidad del oro (Figura 6).

Por otra parte, y debido al consumo de H₂S asociado, sulfidación de minerales de hierro en la roca caja, y la precipitación de pirita ± pirrotita, constituiría un mecanismo efectivo en la depositación de oro, lo cual explicaría la estrecha asociación espacial entre pirita y oro que se observa en depósitos

hidrotermales (Pokrovski et al., 2014). En general, la depositación de sulfuros a partir del fluido de mena desencadenará una serie de reacciones que culminarán con casi la completa depositación de los metales transportados por la solución.

Hidróxidos	OH^-
Iones Haluros	F^-, Cl^-, Br^-, I^-
Especies Sulfuradas	$HS^-, S_n^-, S_nS^{2-}, SO_3^{2-}, S_2O_3^{2-}, SO_4^{2-}$
Amoniaco	NH_3
Oxianiones	$CO_3^{2-}, PO_4^{3-}, AsO_3^{3-}, SbO_3^{3-}, MoO_4^{2-}, WO_4^{2-}, SiO_4^{4-}$
Tioaniones	$AsS_3^{3-}, SbS_3^{3-}, MoS_4^{2-}, WS_4^{2-}$
Carboxilatos	CH_3COO^- (acetato), $C_2H_5COO^-$ (propionato)
Misceláneos	$CH_2(COO)_2^{2-}$ (malonato), $(COO)_2^{2-}$ (oxalato), $HTe^-, Te_2^{2-}, CN^-, SCN^-$

Tabla 5 Ligandos presentes en soluciones de mena hidrotermales. En rojo, los ligandos más importantes. Modificado de Williams-Jones & Migdisov (2013).

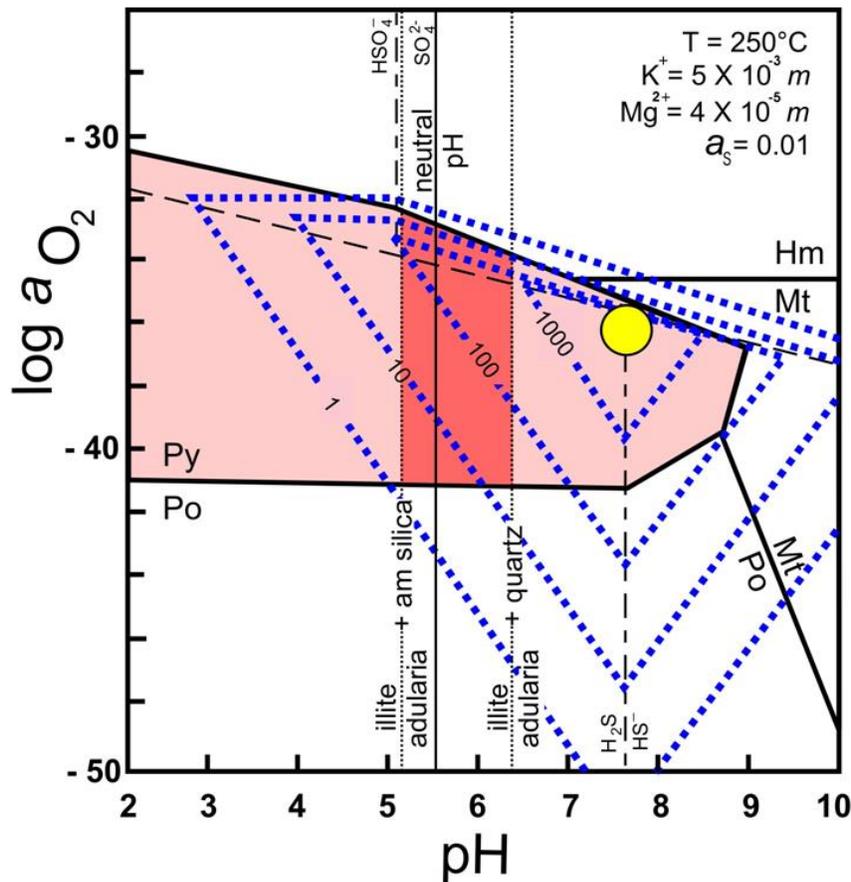


Figura 6 Solubilidad de oro en función del pH y estado de oxidación (f_{O_2}). Máxima solubilidad de oro en círculo amarillo y líneas de contorno de solubilidad (ppb) en líneas azules discontinuas. Solubilidades calculadas a una temperatura de 250°C, actividad de azufre $a_s = 0.01$, concentración de potasio $m_{K^+} = 5 \times 10^{-3}$ y magnesio $m_{Mg^{2+}} = 4 \times 10^{-5}$. Las líneas verticales representan el equilibrio de Illita-adularia con sílice amorfa y cuarzo. Se representan igualmente los campos de estabilidad de especies sulfuradas y minerales de hierro. Modificado de Henley & Brown (1985); Shenberger & Barnes (1989).

De forma análoga al oro, la **plata** puede ser transportada tanto por complejos sulfurados como por complejos clorurados. Numerosos estudios experimentales se han llevado a cabo para medir la solubilidad y estabilidad de los complejos sulfurados de plata en condiciones de ambiente hidrotermal (p. ej. Melentyev et al., 1969; Sugaki et al., 1987; Wood et al., 1986; Gammons & Barnes, 1989; Stefansson & Seward, 2003).

Bajo condiciones de temperaturas entre 25°C y 300°C, pH entre 5.7 y 7.3, y cantidad total de sulfuro de 1.4 molal, Gammons & Barnes (1989) determinan que el complejo sulfurado $Ag(HS)_2^-$ es la especie dominante por sobre los complejos clorurados (Figura 7).

Por otra parte, Stefansson & Seward (2003) miden la solubilidad de los sulfuros de plata en soluciones hidrotermales acuosas ricas en S^{2-} , entre 25°C y 400°C, a 500 bar, y a presiones de vapor de agua saturado. Estos concluyen que las especies de plata dominantes en solución son “extremadamente dependientes de la temperatura y composición del fluido”. A bajas temperaturas (< 100°C) y en soluciones diluidas, predominan los complejos sulfurados de plata en condiciones reductoras, y las especies Ag^+ y $AgClOH^-$ en condiciones oxidantes. A mayor temperatura, y salinidades de agua de mar, comienzan a cobrar importancia los complejos clorurados $AgCl_2^-$. Mientras que, en fluidos hidrotermales diluidos de origen meteórico, las especies sulfuradas de plata predominan.

En general, $AgHS(aq)$ es la especie dominante en condiciones ácidas, $Ag(HS)_2^-$ lo es en condiciones de pH neutro, y $Ag_2S(HS)_2^{2-}$ en soluciones alcalinas. Esta última especie deja de ser importante a temperaturas sobre los 200°C debido al incremento en la región de estabilidad del $Ag(HS)_2^-$. A temperaturas ~300°C y a alta concentración de sulfuros y cloruros, las especies más importantes bajo y sobre pH 5 son $AgCl_2^-$ y $Ag(HS)_2^-$ respectivamente (Figura 7; Stefansson & Seward, 2003).

Respecto al **cobre**, cálculos de especiación muestran que a bajas temperaturas (< 150°C) y bajas salinidades (< 0.1 mol kg⁻¹), los complejos hidrosulfurados dominan por sobre los complejos clorurados. Sin embargo, a temperaturas elevadas, los clorurados predominan bajo casi cualquier condición geológica. Sólo si se presentan condiciones de alcalinidad y alto contenido de azufre reducido, los complejos hidrosulfurados serán los compuestos dominantes (Mountain & Seward, 2003; Figura 8).

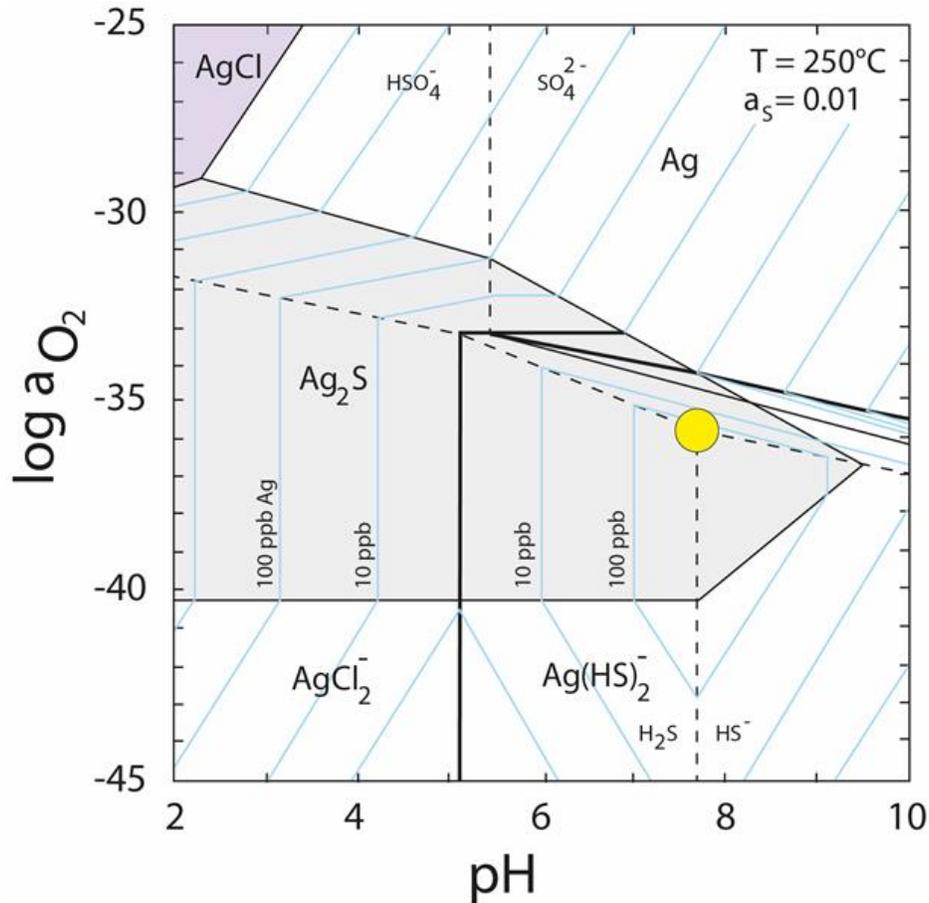


Figura 7 Solubilidad de plata en función del pH y estado de oxidación (f_{O_2}). Máxima solubilidad de plata en círculo amarillo y líneas de contorno de solubilidad (ppb) en líneas azules. Los campos de estabilidad de las especies sulfuradas se muestran delimitados por líneas discontinuas. Las regiones de predominio de las especies $AgCl_2^-$ y $Ag(HS)_2^-$ se muestran delimitadas por líneas gruesas. Solubilidades calculadas a una temperatura de $250^\circ C$, actividad de azufre $a_s = 0.01$, actividad de cloro $a_{Cl^-} = 0.1$. Extraído de Gammons & Barnes (1989).

Respecto a la asociación entre metales preciosos y metales base. Henley (1990) determina que los fluidos hidrotermales de baja salinidad y temperaturas de $250^\circ C$, responsables de los depósitos epitermales de baja sulfidación ricos en oro, transportan Au principalmente en forma de complejos bisulfurados, con escasa capacidad de transporte de metales base. Por otra parte, depósitos ricos en Ag y metales base como Zn, Pb y Cu evidencian transporte de estos metales fundamentalmente como complejos clorurados en fluidos de mayor salinidad (Figura 9).

Adicionalmente, se detalla la solubilidad de los principales minerales de ganga en el ambiente epitermal en el Anexo A.

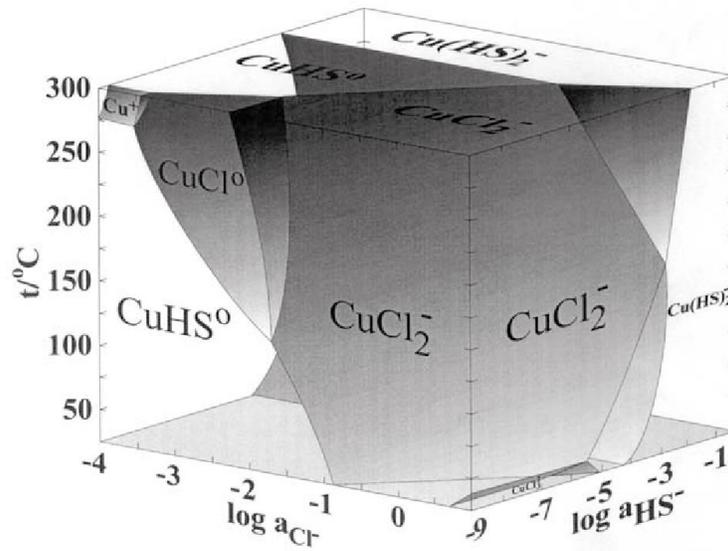


Figura 8 Diagrama de especiación tridimensional representando los campos de estabilidad de los complejos sulfurados y clorurados como función de la temperatura, actividad de cloro y actividad de la especie sulfurada HS^- . A bajas temperaturas, el campo de estabilidad de la especie CuCl_2^- está limitado a actividades elevadas de Cl^- ($a_{\text{Cl}^-} > 0.1$). A medida que aumenta la temperatura, el campo de los complejos clorurados se expande notoriamente. Alcanzado los 300°C , CuCl_2^- se convertirá en la especie dominante en casi todos los fluidos geológicos. Los complejos sulfurados serán importantes solo si se tiene una elevada actividad de HS^- . Extraído de Mountain & Seward (2003).

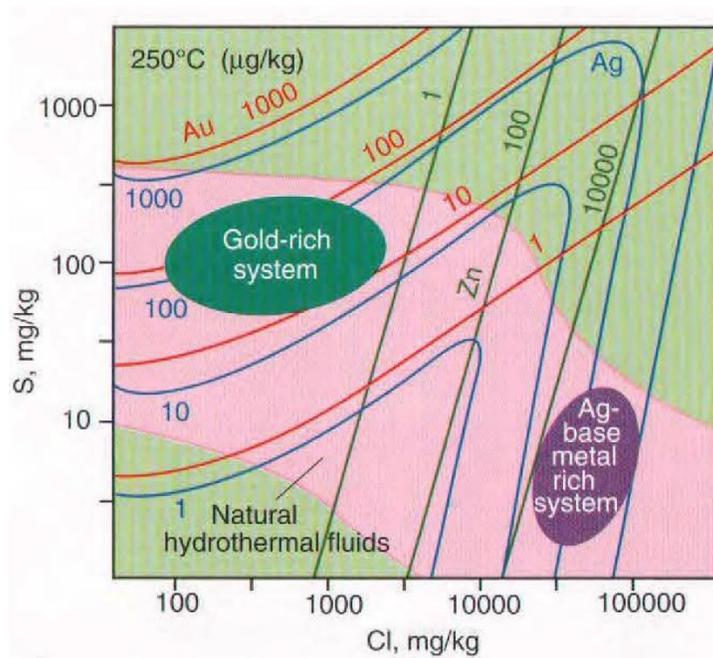


Figura 9 Solubilidad de Au, Ag y Zn como función de la concentración de azufre y cloro a pH y redox de mineralogía de baja sulfidación. Basado en Henley (1990).

2.3 Texturas minerales

Características tales como la morfología, la estructura cristalina y la composición química del cuarzo, mineral de ganga predominante en depósitos epitermales y comúnmente presente durante todo su desarrollo, constituyen indicadores que permiten identificar condiciones específicas de los fluidos hidrotermales durante la evolución del sistema, y en particular, aquellas presentes durante etapas de mineralización de mena (Dong et al., 1995).

Numerosos autores han descrito una variedad de texturas exhibidas por minerales de ganga en el ambiente hidrotermal (p.ej. Lindgren, 1901; Adams, 1920; Sander & Black, 1988; Simmons & Christenson, 1994; Dong et al., 1995; Camprubí & Albinson, 2007; Moncada et al., 2012).

La génesis de estas texturas estaría determinada por el predominio e interacción de las diferentes variedades de sílice, es decir, cuarzo cristalino, calcedonia, y sílice amorfa (Morrison, 1990). Adicionalmente, desde un punto de vista estructural, los minerales de sílice microcristalinos y no cristalinos pueden ser divididos en tres grupos: cuarzo microcristalino y moganita, ópalo microcristalino con una estructura desordenada de cristobalita y tridimita; y ópalos no cristalinos y vidrios (Heaney et al., 1994).

La calcedonia corresponde a agregados criptocristalinos de cuarzo fibroso en disposición radial o paralela. Los minerales de sílice microcristalino están caracterizados por un pequeño tamaño de grano y defectos estructurales planares. El ópalo es una variedad amorfa de sílice, y por ende es clasificado como mineraloide. Tanto la calcedonia como el ópalo son variedades hidratadas de la sílice. Sin embargo, el ópalo siempre presenta agua en su estructura, y puede alcanzar cantidades de hasta ~15% wt, mientras que la calcedonia tiene valores típicamente bajos, de ~1-2 % wt (Chauvire et al., 2017).

En general los minerales de $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ son usualmente puros, con impurezas no volátiles generalmente < 1% mol (Heaney et al., 1994). Dos tipos de ópalos amorfos pueden ser distinguidos: ópalo-AG y ópalo-AN (Langer & Flörke, 1974). El primero es un agregado de partículas esféricas de sílice con agua rellenando los intersticios (Jones et al., 1964). El segundo, es vidrio de sílice amorfo que contiene agua, formando una red, se forma por el transporte de sílice por vapor a la superficie, al entrar en contacto con la superficie de rocas frías (Langer & Flörke, 1974).

La cristalización de cuarzo, la variedad de sílice más estable en depósitos hidrotermales tiene lugar una vez los fluidos asociados alcanzan condiciones de leve sobresaturación respecto al mineral. La depositación en espacios abiertos, directamente desde el fluido hidrotermal, permitirá el desarrollo de cristales perpendiculares a la superficie, con caras cristalinas euhedrales y zonas de crecimiento con inclusiones (Fournier, 1985).

La calcedonia puede formarse por transformación de sílice amorfo en material cristalino o bien por la precipitación directa desde un fluido hidrotermal.

En este último caso, se requiere una sobresaturación intermedia de sílice con respecto al cuarzo y temperaturas menores a 180°C (Morrison et al., 1990).

La sílice amorfa se forma por precipitación directa desde el fluido. Para que esta se deposite se requiere de un elevado grado de sobresaturación de sílice con respecto al cuarzo. Cuando el grado de saturación de sílice con respecto a la sílice amorfa alcanza un factor $\sim 2,5$, es posible que se desencadene una nucleación homogénea en toda la solución (Were et al., 1982). Los polímeros de la sílice coagulan o floculan, produciendo material gelatinoso que después se transforma en sílice amorfa. Este proceso normalmente contiene una gran cantidad de agua exhibiendo una estructura de gel esferoidal. Si el grado de sobresaturación no es lo suficientemente alto para permitir la formación de partículas coloidales, la deposición de sílice amorfa tiene lugar directamente en superficies sólidas preexistentes. El material resultante es una sílice vítrea y densa que contiene menor cantidad de agua (Morrison et al., 1990).

Desde un punto de vista genético, las texturas de cuarzo pueden ser clasificadas en tres grupos principales (Dong et al., 1995; Tabla 6; Tabla 7):

- a) Texturas de crecimiento primario, que representan la morfología de la fase originaria durante su depositación, ya sea de crecimiento cristalino o bien de sílice amorfa.
- b) Texturas de recristalización, que representan procesos de recristalización de calcedonia a cuarzo, o bien, de cristalización y recristalización de sílice amorfa a cuarzo.
- c) Texturas de reemplazo, que representan la sustitución parcial o completa del mineral originario en vetas, por cuarzo.

Adicionalmente, las texturas minerales exhibidas por cuarzo y calcita constituyen indicadores de posible ocurrencia o no de ebullición (Tabla 6; Tabla 7). Las texturas de ebullición son aquellas precipitadas directamente por soluciones sobresaturadas en sílice, o bien aquellas originadas a partir de la recristalización de sílice amorfo primario, a cuarzo o calcedonia. La sobresaturación ocurriría por rápido fracturamiento hidráulico, el cual provocaría una disminución abrupta en la presión, ebullición, y una consecuente disminución en la temperatura debido a la masiva pérdida de calor, necesaria para vaporizar el fluido (Moncada et al., 2012). Como consecuencia, una solución previamente saturada respecto a sílice se vuelve rápidamente sobresaturada, y como consecuencia precipita sílice amorfa; esto pues la solubilidad del cuarzo, a temperaturas menores a los 340°C, disminuye con la temperatura y la presión (Fournier, 1985).

Morrison et al. (1990), tras el estudio de las distribuciones texturales tanto verticales como horizontales en numerosos depósitos epitermales, definieron 7 zonas texturales, agrupadas en 3 superzonas. Estas superzonas representan cambios fundamentales en las texturas predominantes, mientras que cada zona refleja cambios mineralógicos o cambios en las proporciones de estilos texturales. Estas distribuciones, acopladas al modelo original de Buchanan (1981) de sistemas epitermales en ebullición se muestra en la Figura 10.

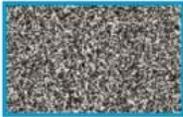
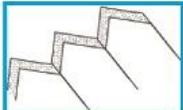
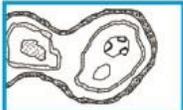
Texturas	Esquema	Tamaño de grano	Forma de grano	Morfología del agregado cristalino	Formación	Observaciones adicionales	Referencias
Masivo		Variable	Anhedral	Homogéneo	Bajas temperaturas (~ 180°C). Intermedia sobresaturación de sílice respecto al cuarzo	Puede presentar cierta gradación en el tamaño cristalino	Fournier (1985) Dong (1995) Morrison (1990) Ramayo (2001)
Peineta		Uniforme	Prismático	Paralelos	Leve sobresaturación respecto al cuarzo. Subsaturado respecto a la calcedonia. Durante enfriamiento del sistema	En espacios libres, con cristales orientados perpendiculares a la pared de la veta	Adams (1920) Fournier (1985) Morrison (1990) Dong (1995)
Zonal		Variable	Prismático	Zonal	Ligera saturación respecto al cuarzo	Cristalización durante cambios lentos del sistema	Adams (1920) Fournier (1985) Dong (1995) Ramayo (2001)
Crustiforme		Variable	Variable	Bandeamientos sucesivos	Cambios en el fluido (p. ej. enfriamiento, mezcla, interacción con roca caja, y ebullición). Hipótesis de "liberación de presión episódica" de Buchanan (1981)	Comúnmente simétricas desde ambas paredes de la veta	Adams (1920) Shaud (1934) Lindgren (1933) Buchanan (1981) Dong (1995)
Coloforme		Fino	Fibroso - Anhedral	Semiesférica - Reniforme - Mamilar	-	Agregados de calcedonia en bandeamientos rítmicos. Textura heredada a partir de gel de sílica primaria	Rogers (1917) Morrison (1990) Dong (1995)
Cocardá		Variable	Variable	Bandeamientos concéntricos	Brechización hidrotermal seguida de depositación de minerales de sílica	Subtipo de textura crustiforme. Bandas rodean fragmentos de roca caja y/o material de vetas tempranas	Adams (1920) Spurr (1926)
Musgo		Fino	Variable	Esférico	-	Grupo de esferas de 0.1 - 1 mm con impurezas en patrón concéntrico o radial. Puede gradar a textura coloforme	Adams (1920) Dong (1995)

Tabla 6: Texturas de crecimiento primarias en cuarzo. Remarcadas en rojo, las texturas asociadas a procesos de ebullición; en azul, aquellas asociadas a no-ebullición. Extraído, modificado y resumido de Dong (1995) y Moncada et al. (2012).

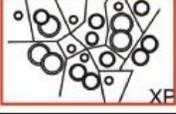
Texturas de recristalización	Esquema	Tamaño de grano	Forma de grano	Morfología del agregado cristalino	Formación	Observaciones adicionales	Referencias
Mosaico		Fino	Anhedral	Interpenetrativo	Recristalización de calcedonia y silica amorfa	Agregado microcristalino irregular	Lovering (1972) Saunders (1990) Dong (1995)
Plumoso		Variable	Prismático	No aplica	Crecimiento epitaxial de cuarzo, seguido de recristalización de los pequeños cristales en leve continuidad óptica con el cristal huesped	Cristal con núcleo euهدral y margen con leves diferencias ópticas que le confieren aspecto "plumoso"	Adams (1920) Sander y Black (1988) Dong (1995)
Extravagante		Variable	Redondeado	No aplica	Recristalización de agregados de calcedonia fibrosa primaria en textura colorme o musgo	Extinción radial de cristales con márgenes redondeados	Adams (1920) Sander y Black (1988) Dong (1995)
Esfera fantasma		Fino	Anhedral	No aplica	Recristalización de silica amorfa o calcedonia con textura musgo	Cuarzo microcristalino con impurezas internas en patron esférico	Adams (1920) Dong (1995)
Texturas de reemplazo							
Sacaroidal		Fino	Anhedral a prismática	Intercrecido - Reticulado	Reemplazo de carbonatos masivos granulares por silica, a lo largo de defectos aleatoriamente distribuidos	Cristales subhedrales alargados en una matriz de granos más pequeños anhedrales	Lindgren (1901) Adams (1920) Lovering (1972) Dong (1995)
Pseudohoja		Fino	Anhedral a prismática	Hojas intersectadas	Reemplazo de calcita hojosa por cuarzo a lo largo de particiones lamelares	Cristales de cuarzo aumentan de tamaño hacia afuera	Lindgren (1899) Schrader (1912) Morgan (1925) Dong (1995)
Pseudoacicular		Fino	Anhedral a rectangular	Acicular	Reemplazo de calcita por cuarzo y adularia. A lo largo de estructuras radiales aciculares.	-	Lindgren and Bancroft (1914) Adams (1920) Lovering (1972)

Tabla 7 Texturas de recristalización y reemplazo en cuarzo. Remarcadas en rojo, las texturas asociadas a procesos de ebullición; en azul, aquellas asociadas a no-ebullición. Extraído, modificado y resumido de Dong (1995) y Moncada et al. (2012).

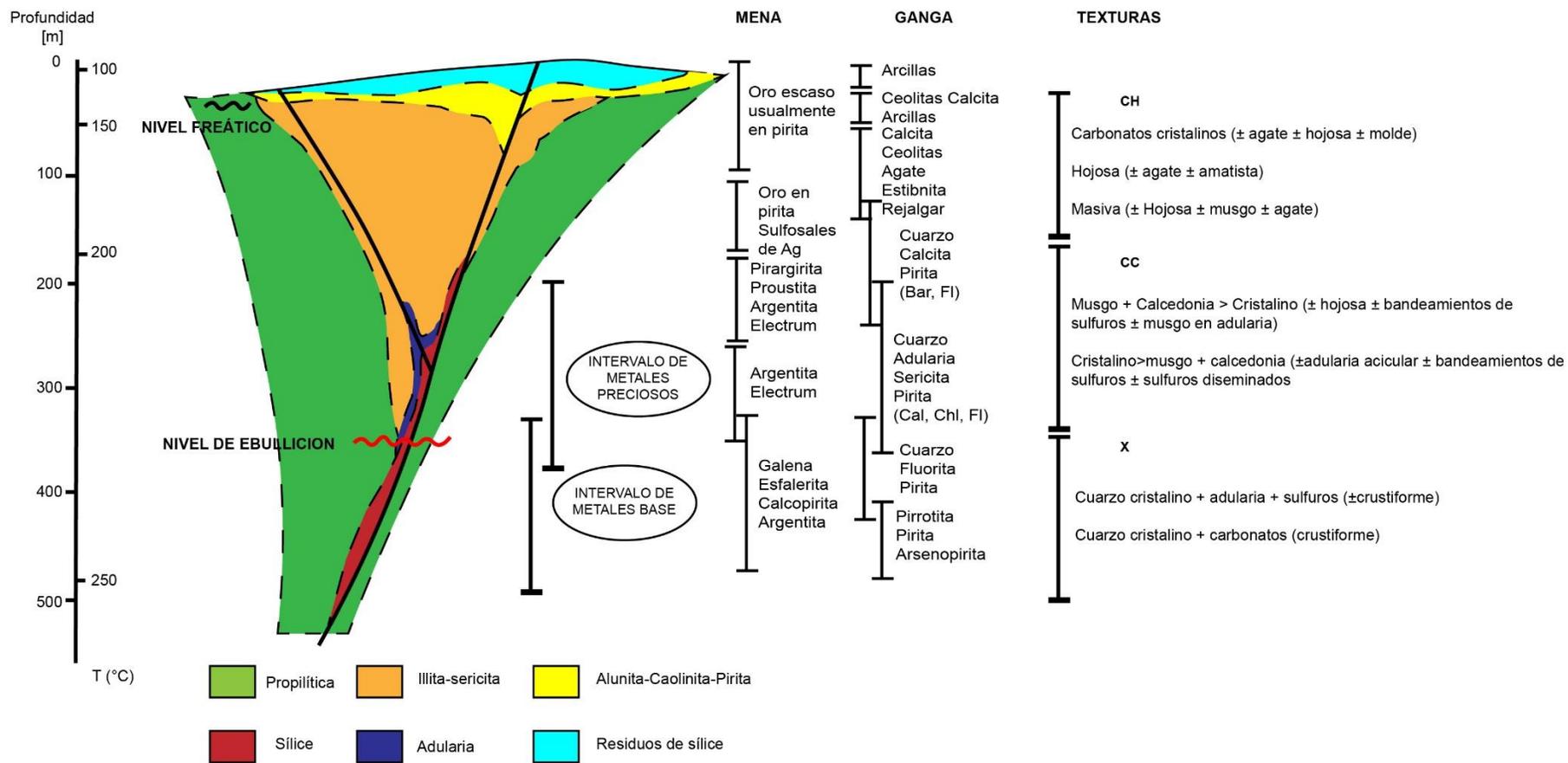


Figura 10: Modelo de depósito epitermal en ebullición. Se muestran zonaciones de texturas, alteración hidrotermal, y minerales de mena y ganga. Basado en el modelo de Buchanan (1981) con la temperatura reflejando el nivel de ebullición de un fluido con 2.84% NaCl bajo condiciones hidrostáticas. Superzonas texturales: X = Cristalino; CC = coliforme - crustiforme; CH = calcedonia. Modificado de Morrison et al. (1990).

2.4 Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas son porciones llenas de líquido que se encuentran selladas dentro de los minerales. Estas pueden proveer de información directa de la naturaleza del fluido responsable de la mineralización, tales como su temperatura, presión, composición, y evolución (Goldstein & Reynolds, 1994).

Primeramente, tres reglas fundamentales denominadas “Reglas de Roedder”, que aseguran la obtención de información válida de las condiciones de atrapamiento original, han de ser establecidas. Estas son:

1. El fluido presente en la inclusión es atrapado originalmente como una fase homogénea.
2. Nada se añade o se remueve posterior al atrapamiento. Es decir, la inclusión constituye un sistema cerrado.
3. El volumen de la inclusión permanece constante posterior al atrapamiento. Es decir, la inclusión constituye un sistema isocórico.

Las inclusiones pueden ser atrapadas en diversos minerales, tales como cuarzo, calcita, dolomita, feldespato, fluorita, yeso, halita, entre otros. Cada uno de ellos posee diferente grado de resistencia a la sobrepresión, lo que hará que sus inclusiones sean más o menos susceptibles al reequilibrio térmico y la decrepitación. En general, y debido a su elevada estabilidad, el cuarzo será el mineral huésped más confiable a partir del cual obtener datos de microtermometría (Bodnar et al., 1985). Si bien otros minerales pueden contener FIAs provechosas para el estudio en cuestión, es necesario que el inclusionista preste especial atención a evidencias de cambios irreversibles post-atrapamiento, que invalidarían la interpretación de las condiciones fisicoquímicas del fluido. Entre estos cambios se pueden incluir: cambio de forma por estrangulamiento en una inclusión, reequilibrio durante deformación del huésped; recristalización del mineral huésped; entre otros.

La metodología para clasificar inclusiones fluidas fue comentada y descrita por Roedder (1984), y es esencialmente de carácter petrográfico. Según Roedder (1984), las inclusiones se clasifican de acuerdo a su génesis, en el sentido de temporalidad de atrapamiento del fluido respecto al crecimiento del cristal huésped. Según esto, se utilizan los términos: *primaria*, *secundaria* o *pseudosecundaria*, para caracterizar inclusiones fluidas (Figura 11A).

El término **primaria** hace referencia a aquellas inclusiones atrapadas durante el crecimiento del cristal, con lo cual la evidencia petrográfica útil para su reconocimiento será todo aquel criterio que permita establecer una relación con el crecimiento cristalino. Entre estos se encuentran: concentración de inclusiones de similar tamaño, forma y orientación a lo largo de zonas de crecimiento del cristal huésped; inclusiones elongadas en el sentido de crecimiento, con base plana y extremo estrecho; y atrapamiento de inclusiones en la zona posterior de crecimiento de una fractura previa (Roedder, 1984; Goldstein & Reynolds, 1994; Diamond, 2003). Entre los criterios que no debiesen utilizarse para su

reconocimiento, y que, tradicionalmente se han empleado, se encuentran: inclusiones aisladas, arreglo tridimensional aleatorio, e inclusiones con morfología cristal negativo. Todas estas evidencias podrían apuntar igualmente a un origen posterior a la cristalización del mineral (Diamond, 2003).

El término **secundaria** se refiere a aquellas inclusiones atrapadas en un estadio posterior al término del proceso de crecimiento cristalino, al sellarse las microfracturas y/o deformaciones que cortan zonas de crecimiento de una fase cristalina. Típicamente ocurren como arreglos planos de inclusiones o a lo largo de superficies curvas que cortan todas las zonas de crecimiento, y por ende suelen cortarse o superponerse entre ellas; al contrario que las primarias, que tienden a respetar las terminaciones del cristal. (Roedder, 1984; Goldstein & Reynolds, 1994; Diamond, 2003).

Numerosas combinaciones de fases pueden ser observables en diferentes inclusiones fluidas a temperatura ambiente. Típicamente, en inclusiones acuosas se hallan presentes dos fases fluidas, una fase líquida, comúnmente más brillante a luz transmitida, y una fase vapor, normalmente más oscura. Aquellos fluidos atrapados a baja temperatura generalmente exhibirán solo una fase líquida, mientras que aquellos atrapados o reequilibrados a altas temperaturas, comúnmente mostrarán ambas fases. Por otra parte, aquellas inclusiones dominadas por una fase gaseosa representarán un entrapamiento de vapor. En algunas inclusiones, también pueden observarse fases sólidas, las que pueden corresponder a minerales hijos, es decir, aquellos precipitados directamente desde el fluido atrapado durante el enfriamiento de la inclusión, a hidrocarburos sólidos, precipitados desde una fase aceitosa; o a sólidos accidentales, atrapados durante la formación de la inclusión (Diamond, 2003).

Por otra parte, la existencia sólo de inclusiones ricas en vapor es un indicador de la ocurrencia de vaporización rápida de un fluido, que puede llegar a convertir 100% del fluido asociado a su fase vapor de baja densidad, aunque la razón de conversión depende directamente de las condiciones termodinámicas del sistema, así como de la capacidad de extraer calor circundante de la roca caja (Henley & Hughes, 2000). Asimismo, FIAs con coexistencia de inclusiones ricas en líquido y vapor son evidencias de procesos de ebullición menos intensos, donde solo una fracción de la masa del fluido ascendente es convertida a fase vapor (Bodnar et al., 1985; Moncada et al., 2012; Figura 11B).

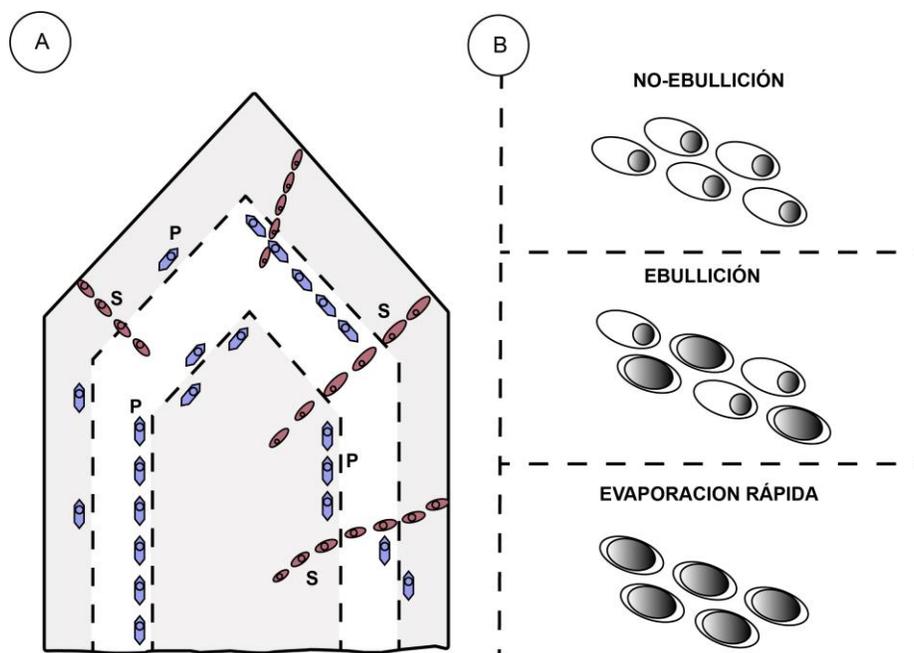


Figura 11 (A) Esquema de distribuciones de inclusiones fluidas de acuerdo a su origen: Primarias (P) tienden a ser concéntricas a las zonas de crecimiento del cristal, secundarias (S) cortan las zonas de crecimiento, pseudosecundarias (PS) cortan algunas zonas de crecimiento antes del término del crecimiento cristalino. (B) Condiciones de atrapamiento según el tipo de FIA. Basado en Goldstein & Reynolds (1994).

2.5 Trabajos Previos en el distrito de Cerro Bayo

Estudios de inclusiones fluidas ya han sido realizadas en vetas ubicadas en diferentes sectores del distrito de Cerro Bayo por Townley (1996), Pizarro (2000) y Hermosilla (2009), con el objetivo de caracterizar el sistema hidrotermal mediante la determinación de las condiciones fisicoquímica de los fluidos involucrados en los procesos de mineralización, y la delimitación del ambiente formacional (Tabla 8).

Poblete (2011), tomando en consideración los datos de temperatura de homogenización y salinidad, concluye lo siguiente: En Laguna Verde, las temperaturas de homogenización presentan un rango de 123° a 327°C, y se observan los máximos valores de salinidad del distrito de Cerro Bayo, con valores entre 1.2% a 4.3% en peso NaCl equivalente. Esto podría indicar una transición entre un ambiente epitermal y un ambiente mesotermal en este sector. En Bahía Jara y Brillantes temperaturas de homogenización se presentan un rango más bajo, entre 196.6° y 234°C, mientras que las salinidades presentan un alto rango, con valores entre 0.1 y 3.6 % en peso NaCl eq. Sin embargo, en Brillantes las temperaturas de homogenización se encuentran ligeramente por sobre los 200°C, con una salinidad menor al 0.5 wt% NaCl eq. Lo anterior es consistente con un ambiente de tipo epitermal. En Mallines se obtuvieron temperaturas de homogenización en el rango 165° a 237°C, y salinidades entre 0 y 2.3 % en peso

NaCl eq. Esto es compatible con una mezcla entre ebullición de baja salinidad y ebullición pura.

Los datos compilados de temperaturas de homogenización son utilizados por Poblete (2011) para la obtención de profundidades de emplazamiento de vetas, asumiendo la ocurrencia de ebullición en todas ellas (Figura 12).

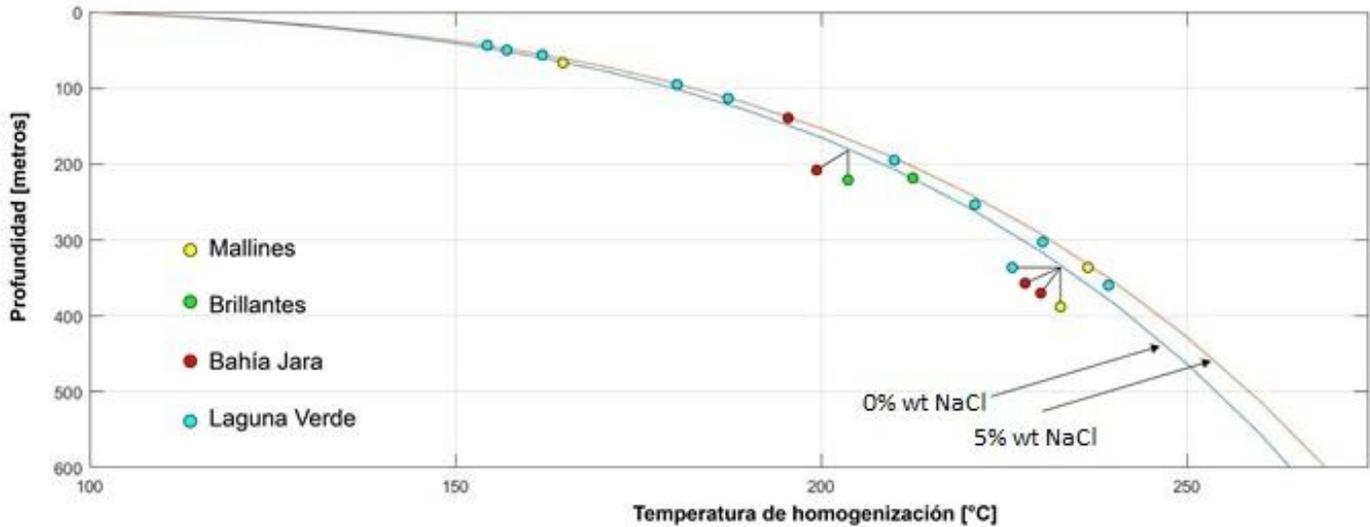


Figura 12 Gráfico temperatura vs profundidad, exhibiendo los datos de inclusiones fluidas para diferentes sectores dentro del distrito de Cerro Bayo. Las curvas para el agua líquida y las salmueras de concentración constante se dan en % en peso NaCl. La temperatura a 0 m para cada curva corresponde al punto de ebullición del fluido a la presión atmosférica a nivel del mar, de 1.013 bar (1.0 atm). Modificado de Poblete (2011), construido a partir de Tabla 8 y curvas de equilibrio líquido-vapor de H₂O (Hass, 1971).

Tabla 8 Recopilación de datos de temperaturas de homogeneización (T_h) y salinidad en diferentes vetas ubicadas en el distrito de Cerro Bayo. Con (*) aquellas en que Townley (1996) halló evidencias de ebullición mediante análisis de inclusiones fluidas y/o petrografía.

Sistema de vetas	Elevación [m.s.n.m]	Rango T_h [°C]	Rango Salinidad [% NaCl eq.]	T_h [°C]	Salinidad [% NaCl eq.]	Referencia
Área Bahía Jara						
Veta Guanaco I	410			204	2.03	Townley (1996)
Veta Guanaco I (*)	360			233	0.79	Townley (1996)
Veta Guanaco I (*)	320			234	2.53	Townley (1996)
Veta Guanaco IV	528	150 - 240	0 - 7	196.6	3.6	Poblete y Hermosilla (2009)
Área Brillantes						
Veta Brillantes III	656	170 - 280	0 - 1.4	205.7	0.35	Poblete y Hermosilla (2009)
Veta Brillantes III	575	170 - 260	0 - 0.4	212.9	0.1	Poblete y Hermosilla (2009)
Área Laguna Verde						
Veta Cristal	480			234	2.26	Townley (1996)
Veta Taitao I Sur	305	176 - 361	0.04 - 6.74	313	2.49	Pizarro (2000)
Veta Taitao II	415			321	2.25	Townley (1996)
Veta Condor I	440			123	2.61	Townley (1996)
Veta Condor I (*)	305			221	2.4	Townley (1996)
Veta Condor I	354	290 - 361	0.05 - 3.31	327	1.22	Pizarro (2000)
Veta Temer Sur	305	117 - 318	0.3 - 8.76	232	2.7	Pizarro (2000)
Veta Temer Sur	280	105 - 162	0.13 - 5.1	162	3.16	Pizarro (2000)
Veta Temer I	410			-	-	Townley (1996)
Veta Temer I (*)	370			239	3.6	Townley (1996)
Veta Temer I	270			187	4.11	Townley (1996)
Zona Brecha (*)	425			230	3.26	Townley (1996)
Sector Carla y Marisol	900			157	4.29	Townley (1996)
Sector Caiquenes	530			210	4.08	Townley (1996)
Diatrema Sector Coihues	420			154	4.14	Townley (1996)
Veta Principal	341	150 - 240	3 - 5.5	180.2	4.1	Poblete y Hermosilla (2009)
Área Mallines						
Sinter de sílica	1330			-	-	Townley (1996)
Área Meseta	1204	120 - 210	0 - 0.8	165.6	0.4	Poblete y Hermosilla (2009)
Veta Madre (*)	920			235	1.43	Townley (1996)
Veta Madre, stockwork	870			237	2.31	Townley (1996)
Veta Segunda	860			222	2.15	Townley (1996)
Veta Guadalupe	732	260 - 340		296.8	0	Poblete y Hermosilla (2009)

3. MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL Y DISTRITAL

3.1 Contexto Geotectónico de los Andes Patagónicos Australes

Numerosos complejos metamórficos ocurren al sur de 46°S. Los cuales se dividen ampliamente en complejos orientales y occidentales de acuerdo a su distribución espacial respecto al Batolito Patagónico. En la región, el basamento está constituido por el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), el Complejo Ígneo y Metamórfico de Puerto Edén (CIMPE) y el Complejo Metamórfico Chonos (CMC) (Harvé et al., 2007).

El CMAO de edad Paleozoica, corresponde a afloramientos polideformados de sucesiones de turbiditas, con calizas y rocas piroclásticas expuestas al este del Batolito Patagónico entre el Lago General Carrera (46°S) y la parte sur de la Península Brunswick (54°S) (Charrier et al., 2007). El metamorfismo regional se encuentra en la facie de esquistos verdes o más baja, comprendiendo filitas y mármoles de bajo grado metamórfico (De la Cruz & Suarez, 2008). Mientras que las rocas de mayor grado metamórfico se encuentran en las aureolas de contacto de los intrusivos Mesozoicos a Cenozoicos. Según Harvé et al. (1998), las turbiditas sugieren depositación en un margen continental pasivo y proveniencia cratónica.

El CIMPE, consiste en rocas de grado metamórfico medio a alto, migmatitas, y rocas plutónicas que afloran al este del Batolito Sur Patagónico (49°S). Geotermobarometría GASP y granate-biotita indican una edad Jurásica Tardía (ca. 150 Ma) para el emplazamiento y metamorfismo (Holdaway, 2000, 2001).

El CMC consiste principalmente en metaturbiditas, con ocurrencias más restringidas de metachert y metabasitas; mientras que las *broken formations* son evidentes. Fauna fósil (Fang et al., 1998) y determinaciones de edad mediante SHRIMP U-Pb en zircones detríticos (Hervé & Fanning, 2001). indican una edad deposicional Triásica Tardía para el CMC.

Batolito Patagónico

El batolito patagónico, de edad Mesozoica-Cenozoica, corresponde a una franja de más de 1500 km de longitud y entre 50 a 100 km de ancho. Se extiende de forma continua a lo largo del margen continental andino de Sudamérica, entre las latitudes 40°S y 56°S. El batolito se subdivide usualmente en 3 segmentos: El Batolito Nor Patagónico, al norte de 47°S; el Batolito Sur Patagónico (47°S-53°S) y el Batolito Fueguino. (Hervé et al., 2007). Se reconoce la presencia de granodioritas y tonalitas en el sector central, gabro-dioritas hacia el occidente, y monzogranitos-sienogranitos hacia el oriente (Townley, 1996), lo que indicaría una variación continua desde rocas máficas en el sector occidental a félsicas en el sector oriental.

Batolito Sur-Patagónico (BSP)

El BSP se ubica actualmente donde la placa Antártica está siendo subductada bajo la placa Sudamericana; aunque esta configuración solo se alcanzó en el Cenozoico Tardío, a medida que el punto triple migraba hacia el norte desde el extremo sur del continente. El BSP se formó durante un periodo de tiempo de 150 Ma, su formación no fue continua, sino episódica, a medida que el piso oceánico del Pacífico Sur se subductaba bajo la placa Sudamericana. Mediante análisis modales, Harvé et al. (2007), indica que el batolito está constituido en proporciones aproximadas de 4% gabro, 24% diorita, 52% tonalita y granodiorita, y 20% granito. Uno de los episodios más intensos ocurrió en las etapas iniciales del batolito, durante el Jurásico Tardío, cuando cuerpos bimodales de leucogranitos-gabros fueron emplazados en el margen occidental de Gondwana. Los magmas que generaron estos granitoides fueron contemporáneos y probablemente cogenéticos con las últimas etapas del extenso volcanismo riolítico asociado a procesos de *rifting* y ruptura continental (formaciones El Quemado e Ibáñez en el norte, y Tobífera en el sur).

Provincia de Chon Aike

La Provincia Jurásica de Chon Aike es una provincia magmática félsica que cubre aproximadamente 235.000 km² (Pankhurst et al., 1998). Consiste principalmente en ignimbritas riolíticas que cubren gran parte de la Patagonia extra-andina, y que afloran en los macizos Nor Patagónico (43°S) y Deseado (47°S); y en los Andes del sur y Península Antártica; como rocas volcánicas riolíticas. El volcanismo duró unos 30 Ma, pero se distinguen 3 episodios principales: V1 (188–178 Ma), V2 (172-162 Ma), y V3 (157-153 Ma) (Pankhurst et al., 1998, 2000; Feraud et al., 1999).

Las Formaciones El Quemado, Ibáñez, y Tobífera de la Patagonia Occidental han sido consideradas equivalentes, y consisten principalmente en rocas volcánicas silíceas que han sido falladas y volcadas durante la deformación andina del Cretácico-Terciario.

3.2 Unidades Morfoestructurales

Las principales unidades morfoestructurales de los Andes Patagónicos son de oeste a este: el Archipiélago Patagónico, la Cordillera Patagónica, la Precordillera y los macizos Nor y Sur Patagónicos (Charrier et al., 2007). Alrededor de las latitudes 46°-47°S, la intersección del Ridge de Chile activo, que separa las placas de Nazca, Pacífica y Antártica, con el margen continental determina la existencia del punto triple de Taitao (Figura 13), el cual marca el fin de los Andes Centrales (*sensu* Gansser, 1973) y la zona volcánica sur. La subducción del Ridge de Chile comenzó en el Mioceno Medio (Cande & Leslie, 1986; Cande et al. 1987), cuando un segmento del ridge, de 700 km colisionó con la fosa al oeste de Tierra del Fuego. Al norte del punto triple, la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana es oblicua hacia el NE (N77°E), con un

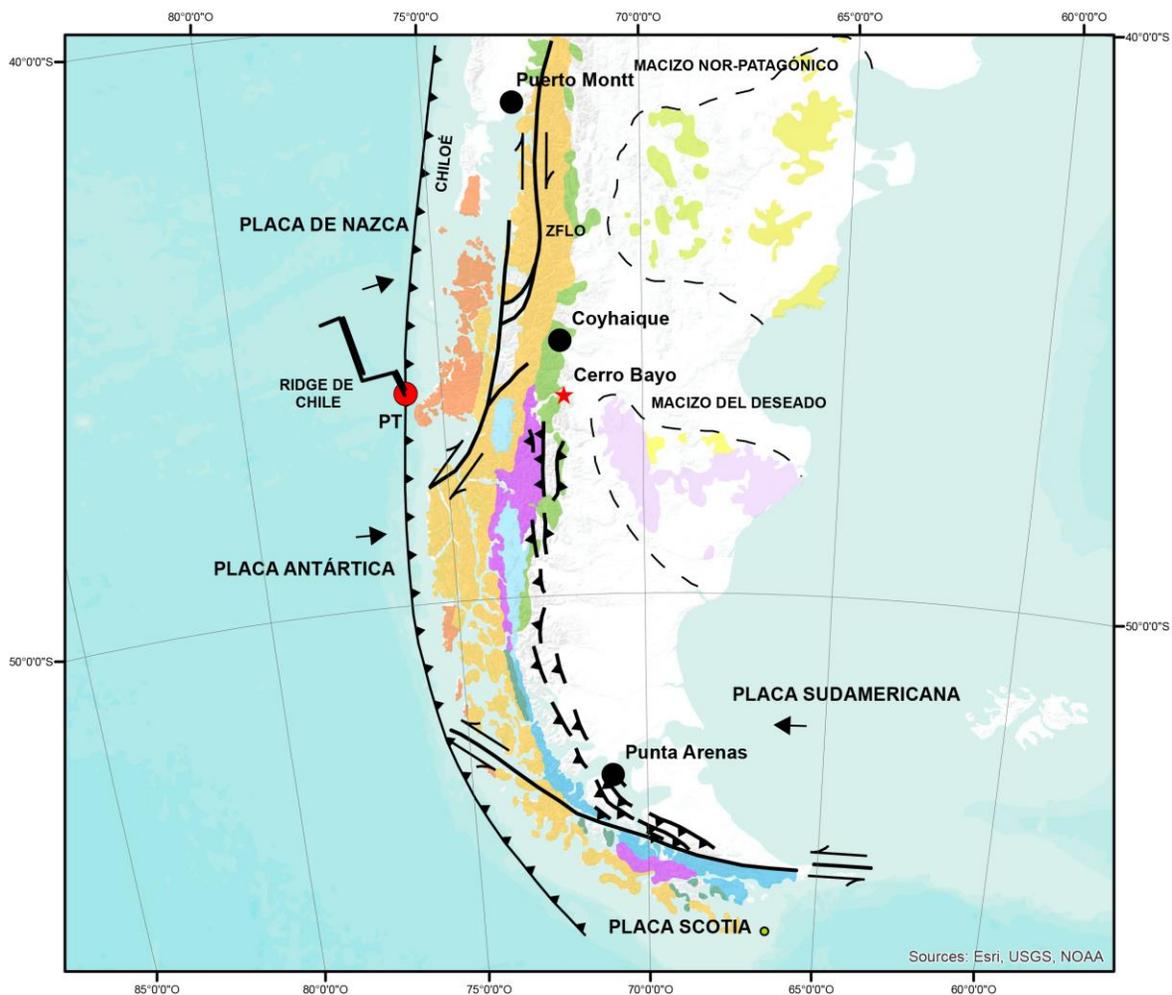
promedio actual de 66 mm/año (Angermann *et al.*, 1999). Mientras que, al sur del punto triple, la subducción de la placa Antártica bajo la placa Sudamericana es esencialmente ortogonal a una tasa promedio de 20 mm/año (DeMets *et al.*, 1994). Esta convergencia cambia gradualmente de cuasi-ortogonal a paralelo al margen continental, en el extremo sur de Chile. (Charrier *et al.*, 2007). Los rasgos estructurales principales son la Falla Liquiñe-Ofqui y la Faja Plegada y Corrida de la Patagonia.

Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ)

Es un sistema de fallas intra-arco activo paralelo a la fosa y al arco volcánico actual, cuya traza se extiende por 1200 km entre las latitudes 38°S y el punto triple de Taitao (47°S), a lo largo del centro del Batolito Nor Patagónico (Hervé, 1976, 1994; Forsythe & Nelson, 1985; Cembrano *et al.*, 1996, 2002; Rosenau *et al.*, 2006). Zonas de cizalle dúctil-frágil sugieren que el LOFZ se ha encontrado activo como una estructura de rumbo tranpresional dextral al menos desde el Mioceno Tardío (Cembrano *et al.*, 2009). La orientación general de la zona de falla es NNE-SSW, aunque es comúnmente dividida en 3 tipos lineamientos: lineamientos de orientación NNE, dúplex dextral de orientación NE, y lineamientos NNW cóncavos al SW (Harvé *et al.*, 1994). Numerosos autores proponen una relación de primer orden entre el LOFZ y el volcanismo. Esta zona de falla permitiría la existencia de un número de vías de segundo orden que favorecerían o no procesos de ascenso y diferenciación magmática, controlando el emplazamiento de plutones syntectónicos del Neógeno, y la distribución espacial y morfología de la mayoría de los volcanes del Cuaternario (Cembrano *et al.*, 2009; Harvé *et al.*, 1994, Vargas *et al.*, 2013).

Faja Plegada y Corrida de la Patagonia (FPCP)

La FPCP es un cordón que se extiende por más de 1000 km desde las latitudes 46°S a 55°S, formando el frente orogénico oriental de la Cordillera Patagónica. Se han reportado edades de deformación para el segmento norte del FCFP (latitudes de 47°S-49°S) pertenecientes al Mioceno Tardío (Ramos, 1989; Flint *et al.*, 1994) y fases contraccionales pertenecientes al Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano (Suárez, De La Cruz & Troncoso, n.d.). A partir de los 8 Ma se inicia una fase de tectonismo extensivo actualmente presente (Murdie *et al.*, 1993). La FPCP está caracterizada por una serie de fallas inversas de orientación N – S a E – O paralela al margen de subducción y vergencia principal este.



Leyenda

Puntos

- Capital Regional
- ★ Cerro Bayo
- Punto Triple

Estructuras

- ↯ Falla Inversa
- Falla

- Batolito Patagónico
- CMAO
- CMO
- Campos de Hielo
- Complejo de Ofiolitas
- Fm. Bajo Pobre
- Fm. Chon Aike
- Fm. Ibañez
- Fm. Loco
- Fm. Marifil
- Fm. Tobífera
- No Mapeado
- Limite

Figura 13 Mapa geológico regional de Sudamérica al sur de los 40°S. Se hallan representados las unidades litológicas y morfoestructurales principales. Las capitales provinciales se grafican a modo de referencia. ZFLO: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; CMAO: Complejo Metamórfico Andino Oriental; CMO: Complejo Metamórfico Oriental. Basado en Hervé et al. (2007), Malkowski et al. (2015), Boetsch (2014) y Poblete (2011).

3.3 Metalogenia de la Región de Aysén

En la Región de Aysén, Townley (1996) definió 3 grupos de depósitos de acuerdo con las características de los depósitos de mena, marco geotectónico, localización geográfica y estudios de isótopos de plomo en galena. De norte a sur: (1) Grupo El Toqui (Santa Teresa, Katerfeld y Toqui); (2) Grupo Fachinal (Mina Silva y Manto Rosillo, Cerro Bayo, Quebrada Chica y Halcones-Leones); y (3) Grupo El Faldeo (El Faldeo, Lago Chacabuco y Lago Azul). Adicionalmente, 4 eventos metalogénicos han sido identificados en base a los tipos de depósitos de mena presentes, su edad, asociación mineralógica y marco geológico.

Mineralización del Jurásico Superior (140-151 Ma)

Formación de depósitos hospedados en rocas volcánicas félsicas del Jurásico Superior y en esquistos y filitas del Paleozoico Superior. Corresponden a depósitos epitermales de Au, mesotermiales polimetálicos de Pb-Zn-Ag-Au y probablemente periféricos a pórfidos cupríferos. (Palacios et al., 1997; Townley, 1996)

Mineralización del Cretácico Inferior (96-114 Ma)

Correspondiente al principal evento de actividad hidrotermal en la región, dio origen a depósitos epitermales de Au-Ag, skarn de Zn, Au, Pb, Ag, Cu, y pórfidos de Cu-Mo. Los pórfidos y depósitos epitermales se alojan en rocas volcánicas félsicas e intermedias del Cretácico Inferior, mientras que los skarn se hospedan en calizas fosilíferas del Neocomiano. (Palacios et al., 1997; Townley, 1996)

Mineralización del Cretácico Superior (77-80 Ma)

Formación de pórfidos de Au-Cu y depósitos epitermales de Au-Ag, hospedados en rocas volcánicas félsicas del Cretácico Superior (Palacios et al., 1997).

Mineralización del Mioceno

Formación de manifestaciones de mineralización epitermal de Au y pórfidos de Cu, emplazados en rocas volcánicas y subvolcánicas félsicas del Mioceno y en pizarras del Paleozoico Superior. (Palacios et al., 1997; Lahsen et al., 1994).

3.4 Evolución Geológica

1. Durante el Paleozoico, se desarrolló el basamento metamórfico compuesto por rocas del Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) ubicado en la actual Cordillera Patagónica. Hervé et al. (1998), consideran que el CMAO no representaría un complejo acrecionario. Augustsson & Bahlburg (2003) concluyeron que los sedimentos fueron depositados en un margen pasivo, pero cuya fuente eran rocas generadas en un margen activo. De igual forma, Faúndez et al. (2002) indica un ambiente de margen pasivo con material proveniente de un cratón de historia compleja.

2. Durante el Triásico se emplazaron franjas de granitoides oblicuas al margen continental. Con edades entre 223 y 201 Ma, el Batolito Central Patagónico corresponde a la más antigua de estas franjas. (Rapela & Alonso, 1991; Rapela et al., 2005; Mpodozis & Ramos, 2008). Con base en valores geoquímicos de $\epsilon Nd < -2$, se infiere una afinidad cortical (Rapela et al., 2008). Más al este, y de forma coetánea, se habrían desarrollado sistemas de *rift* como El Tranquilo (Homovic & Constantini, 2001) lo cual fue interpretado por Kay (1993) como evidencia de un sistema regional de extensión sin subducción durante este periodo.

3. En el Triásico Tardío-Jurásico Temprano se depositaron las rocas pertenecientes al Complejo Metamórfico de Chonos, en el Archipiélago de los Chonos (AC). El cual ha sido interpretado como parte de un complejo acrecionario (Miller, 1979; Davidson et al. 1987; Hervé et al., 1981).

Más al este, en la zona extra-andina de la Cordillera Patagónica, entre los 40 y 44°S, afloran granitoides pertenecientes al Batolito Subcordillerano (BS) datados entre los 187 y 178 Ma (Rapela et al., 2008) de orientación NNO – SSE. Sus características químicas e isotópicas indican que son granitos tipo I, calcoalcalinos, con valores relativamente altos de ϵNd (Rapela et al., 2005, 2008). Estas características, junto al desarrollo de un complejo acrecionario en el extremo occidental de Gondwana, permiten suponer un sistema de subducción activa durante este periodo.

De forma coetánea se habría depositado una sucesión de pelitas negras y calizas (Vicente, 2005) intercaladas con rocas volcánicas y piroclásticas andesíticas (Nullo, 1983; Lizuaín & Silva Nieto, 1996; Vicente, 2005) asociadas a la apertura de la cuenca de intra-arco del Chubut (Mpodozis & Ramos, 2008). Diabasas y gabros de composición toleítica intruyen la región axial de la cuenca, lo cual indica procesos de adelgazamiento cortical (Page, 1994). Por último, en el borde oriental de la placa Sudamericana, y de forma sincrónica, ocurre la efusión de riolitas de la Formación Marifil, de edades entre los 188 – 169 Ma (Kay et al., 1989; Pankhurst & Rapela, 1995; Alric et al., 1996). Este volcanismo ácido ha sido asociado a procesos de fusión cortical (Jourdan et al., 2005).

4. Durante el Jurásico Medio y Superior, entre 170 – 150 Ma, la Provincia Magmática Chon Aike (PMCA) cubrió casi la totalidad de la Patagonia austral extra-andina. Estas rocas han sido asignadas a la Formación Ibáñez, entre las latitudes 44°S y 49°S en las regiones de Palena y Aysén; al Complejo Quemado en Argentina y la Región de Magallanes, y a la Formación Tobífera, como depósitos equivalentes en subsuperficie (Niemeyer et al., 1984; De la Cruz et al., 1996, 2003, 2004; Riccardi, 1971; Katz, 1963, 1964; Thomas, 1949; Charrier et al., 2007).

La PMCA, de carácter bimodal, está compuesta de mantos de ignimbritas félsicas y, en forma subordinada, por basaltos alcalinos. Estudios para la exploración petrolera indican que este volcanismo habría estado asociado a sistemas de hemigrábenes con orientación NNO a NO (Robbiano et al., 1996). De forma sincrónica, se habrían desarrollado sistemas de *rift* con orientación NO-SE como los de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Fígari, 2005), y otros casi ortogonales a la Cordillera Patagónica.

El cese de la actividad del Batolito Subcordillerano a los 178 Ma (Rapela et al., 2008); junto a la fusión cortical, y al desarrollo de hemigrábenes y sistemas de *rift*, permiten inferir una interrupción de la actividad magmática ligada a la subducción y el establecimiento de un régimen de extensión durante este periodo.

5. Entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior, la fase de rifting regional que dio origen a los depósitos de la Provincia de Chon Aike, y provocó el desarrollo de la cuenca marginal “Rocas Verdes” (Dalziel et al., 1974) al sur de los 50°S; culmina en un proceso de subsidencia termal (Harambour & Soffia, 1988; Soffia & Harambour, 1988; Skarmeta & Castelli, 1997; Mella, 2001) y una transgresión marina generalizada, que se extiende desde la Patagonia norte (43°S) hasta el extremo occidental de Tierra del Fuego (Charrier et al., 2007).

Durante el Jurásico Superior se deposita la secuencia volcanosedimentaria calcoalcalina de la Formación Ibáñez, cuya depositación, en ciertos sectores, continuaría durante la transgresión marina.

Durante el mismo periodo se emplazó el Batolito Patagónico en el margen occidental de Sudamérica, a lo largo de una traza paralela al margen continental. La ocurrencia de granitoides calcoalcalinos en diferentes ubicaciones del continente, evidencian una fuerte migración del frente magmático hacia el suroeste entre los 150 – 110 Ma (Nelson et al., 1988; Bruce et al., 1991; Pankhurst et al., 1999; Hervé et al., 2007).

Adicionalmente, se desarrolla la cuenca de tras-arco denominada Cuenca de Aysén. La Cuenca de Aysén, que en sus inicios fue de intra-arco (De la Cruz & Suarez, 2008) contiene las rocas sedimentarias marinas del Cretácico Temprano del Grupo Coihaique (Haller & Lapido, 1980).

Por último, este período culmina con una alteración epitermal local asociada al volcanismo de la época, con vetas y vetillas con oro y plata (Suárez & Márquez, 2007; De la Cruz & Suárez, 2008).

Estos antecedentes permiten interpretar que este periodo se caracterizó por una extensión de tras – arco asociada a un régimen de subducción.

6. En el Aptiano, se depositaron en la Cuenca de Aysén, andesitas de signatura calcoalcalina intercaladas con sedimentos marinos, evidenciando el cierre de la Cuenca de Aysén asociada a un régimen tectónico compresivo. En la Cuenca Austral de Magallanes se emplaza el Complejo de Ofiolitas, de composición ultramáfica con afinidad de corteza oceánica, que implica la ocurrencia de procesos de sutura continental (De Wit & Stern, 1981; Townley et al., 2000). Durante el Albiano superior se depositan rocas félsicas volcanoclásticas, piroclásticas y epiclásticas de la Formación Divisadero, que evidencian que el arco magmático se encuentra activo hasta el Cretácico Superior (Townley et al., 2000).

7. Durante el Paleoceno-Eoceno, ocurre el volcanismo responsable del emplazamiento de los Basaltos del *Plateau* Patagónico. La signatura geoquímica alcalina de los basaltos evidencia volcanismo de intraplaca. Durante el oligoceno tardío ocurre una transgresión marina de afinidad Atlántica, en la cual se deposita la Formación Guadal. Por otra parte, El *ridge* habría colisionado con el continente hacia los 14 Ma, con posterior migración del punto triple hacia el norte (Ramos & Kay, 1992; Gorrington et al., 1997; Ton-That et al., 1999; D' Orazio et al., 2000, 2001; Kaplan et al., 2004; Singer et al., 2004; Charrier et al., 2007; De la Cruz & Suárez, 2008). Finalmente, hasta el Holoceno ocurre sedimentación fluvial, glaciaciones esporádicas, y cambios de nivel base.

3.5 Geología del distrito de Cerro Bayo

En el registro rocoso de la zona predominan las rocas volcánicas de la Formación Ibáñez del Jurásico-Cretácico Temprano que cubren alrededor de un 65% del área. Las rocas más antiguas están representadas por el Complejo Metamórfico Andino Oriental de edad Paleozoica, que ocupa solo un 3% del área total. Sobre las rocas volcánicas, se acumulan tanto depósitos sedimentarios del Cretácico Inferior (formaciones Toqui, Katterfeld y Apeleg, 3%), como volcánicos cenozoicos (Basaltos inferiores, superiores y Pico Sur, de la Meseta Chile Chico, 8%). Las rocas intrusivas ocupan un 3% del área, mientras que las rocas volcánicas cretácicas un 0.5% (Formación Divisadero) y las sedimentarias cenozoicas, alrededor de un 0.5% (formaciones Ligorio Márquez; Guadal, y Santa Cruz). Los depósitos sedimentarios cuaternarios, con distintos grados de consolidación, cubren un 17% de la superficie de estudio, principalmente en el sector oriental, que fue ocupado por hielos durante el Pleistoceno (De la Cruz & Suarez, 2008).

3.5.1 Rocas estratificadas

La secuencia mesozoica se compone en términos generales, de 3 unidades estratigráficas ampliamente reconocidas. La unidad inferior está constituida por las rocas estratificadas de la Formación Ibáñez, que son cubiertas por las rocas del Grupo Coihaique, y finalmente, por la secuencia del Grupo Divisadero.

Dentro del distrito de Cerro Bayo (DCB) afloran principalmente los miembros inferiores de la Formación Ibáñez, y parcialmente, rocas pertenecientes a los miembros superiores (De la Cruz & Suarez, 2008; *Figura 14*).

- Formación Ibáñez (Jurásico Tardío-Berriasiano, ca. 152-142 Ma; JK_i) *Niemeyer, 1975; Niemeyer et al., 1984*

Es una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas de carácter principalmente ácido. Sobreyace discordantemente al Complejo Metamórfico Andino Oriental, el cual no aflora en el DCB. Subyace en concordancia a la Formación Toqui y en paraconcordancia a la Formación Katterfeld (fuera del DCB). En el sector comprende principalmente rocas piroclásticas de al menos 2000 m de espesor y representa alrededor del 65% del área.

La Formación Ibáñez está constituida por ignimbritas, tobas de caída riolíticas y dacíticas, lavas dacíticas a basálticas, domos dacíticos, filones y cuerpos irregulares basálticos a riolíticos. Incluye, además, intercalaciones finamente laminadas de tobas, tufitas, calizas y brechas matriz soportadas (depósitos de flujo de detritos).

Las lavas y domos expuestos en la zona de estudio y al norte de ella indican un carácter calcoalcalino y sugieren procesos de subducción durante el

Jurásico Medio-Superior (Baker et al., 1981; Suarez et al., 1999). La Formación Ibáñez representa los productos de calderas, estratovolcanes y conos subaéreos y localmente costeros. Estudios realizados en Argentina indican que este volcanismo estuvo asociado a un tectonismo extensional (e.g., Gust et al., 1985; Sruoga, 1989; Pankhurst et al., 1998).

Adicionalmente, Poblete (2014) define 4 unidades pertenecientes a la Formación Ibáñez: un miembro basal (Unidad 1; JK_i(1)) de rocas volcánicas y lavas dacíticas a andesíticas; una unidad inferior (Unidad 2; JK_i(2)) y una superior (Unidad 4; JK_i(4)) de rocas piroclásticas fragmentadas de composición riolítica a riodacítica; y una extensa unidad volcanosedimentaria intermedia (Unidad 3; JK_i(3)), que separa las dos unidades piroclásticas. En general, todas las unidades presentan una suave inclinación al este (5°-25°), y se encuentran en contacto concordante; la unidad 4 subyace a la Formación Toqui de edad Cretácico Inferior (Poblete et al., 2014).

Las rocas de la Formación Ibáñez son las más antiguas del distrito y corresponden a la unidad huésped de la mineralización. Suarez *et al.* (1997) indica edades de 144 Ma, en base a edades radiométricas K-Ar en biotita realizadas en el sector suroccidental del distrito.

En concordancia sobreyacen rocas volcánicas del Grupo Coihaique, y del terciario, que afloran en el extremo sur del distrito y comprenden las unidades de la Formación Chile Chico, y el complejo de Basaltos de la Meseta de Chile Chico.

- Grupo Coihaique (Titoniano-Aptiano) *Haller y Lapido (1980)*

El grupo Coihaique fue definido por Haller & Lapido (1980) en Argentina, quienes elevaron de rango la Formación Coihaique, definida por Lahsen (1966) para incluir las rocas sedimentarias marinas transgresivas del Cretácico Inferior de la Cordillera Patagónica Austral.

El grupo alcanza potencias de 500-1100 m. En ciertos sectores, sobreyace concordantemente a la Formación Ibáñez, y subyace a la Formación Divisadero. Tres formaciones, cuya sucesión vertical no se haya frecuentemente expuesta, forman este grupo; de base a techo: Formación El Toqui; Formación Katterfeld, y Formación Apeleg. Solo la primera aflora en el DCB.

Este grupo representaría acumulaciones en un mar epicontinental somero de una cuenca de trasacro (Cuenca Austral), elongada norte-sur, y generada por las últimas etapas de *rifting* del Jurásico Medio-Superior (Formación Toqui), y subsecuentemente, por subsidencia térmica *post-rift* (Formación Katterfeld y Apeleg; Bell et al., 1994, 1996, 1999).

Formación Toqui (Titoniano-Berriasiano- ¿Hauteriviano?, 148-132 Ma; Kict)

La Formación Toqui es una unidad sedimentaria marina y piroclástica, la cual está representada básicamente por dos asociaciones de facies: una piroclástica y otra arenosa, que incluyen intercalaciones coquinoideas de fósiles marinos. En general no supera los 20 m. de espesor. Sobreyace

concordantemente a la Formación Ibáñez; y subyace en paraconcordancia a la Formación Divisadero de la cual la separaría un *hiatus*, y con discordancia angular y de erosión a la Formación Ligorio Márquez y los Basaltos Inferiores de la meseta Chile Chico. (De la Cruz & Suarez, 2008). De acuerdo con consideraciones paleontológicas y estratigráficas, la base de la Formación Toqui sería titoniana-berriasiana, existiendo contemporaneidad entre el volcanismo de la Formación Ibáñez y transgresiones marinas. Respecto al ambiente depositacional, la unidad representaría el inicio de la transgresión marina en la zona, con un ambiente depositacional tranquilo, de mar somero, localmente agitado, con tormentas locales y actividad volcánica de las etapas finales del volcanismo iniciado en el Jurásico Medio (Suarez & De la Cruz, 2000).

- Volcanitas Estero Los Burgos (Albiano, 111-102 Ma; Kivt)

Corresponden a rocas andesíticas y basálticas alteradas y erosionadas. No se reconocen relaciones de contacto, aunque afloran topográficamente sobre capas de la Formación Ibañez. Datación radiométrica K-Ar en roca total en un basalto fresco y en una andesita levemente alterada, arrojaron edades de 102 ± 3 y 111 ± 4 Ma respectivamente (Suarez & De la Cruz, 2008).

- Basaltos Inferiores de la Meseta Chile Chico (Paleoceno Tardío-Eoceno, 57-34 Ma; PaEb) Ruiz, 1946; Charrier et al., 1978

Son basaltos afaníticos y porfídicos, localmente brechosos. Principalmente basaltos de olivino con nefelina normativo, cercanos al promedio de basaltos alcalinos oceánicos y continentales OIB. Su espesor aproximado es de 200-350 m. En el DCB, sobreyacen en discordancia de erosión a las formaciones Ibáñez y Toqui, mientras que fuera del DCB, sobreyacen discordantemente a las formaciones Toqui, Divisadero y Ligorio Márquez. Subyacen a los Basaltos Superiores, y a la Formación Guadal (fuera del DCB). Se han obtenido edades del paleoceno superior, en base a dataciones radiométricas K-Ar en roca total (Charrier et al., 1979; Baker et al., 1982; Espinoza, 2003).

- Basaltos Pico Sur (Plioceno, ca. 5-3 Ma; Pb)

Tradicional y sistemáticamente, esta unidad ha sido incluida dentro de los Basaltos Superiores como parte del techo de la secuencia, sin embargo, Suarez y De la Cruz (2008) lo excluyen, debido a la existencia de un *hiatus* entre ambas unidades. Los Basaltos Pico Sur alcanzan un espesor máximo de 170 m, y se ubican sobre los Basaltos Superiores de edad Miocena, constituyendo la actual superficie de erosión.

Incluyen basaltos, basanitas, traquibasaltos y traquiandesitas basálticas, son en general, alcalinos. Edades pliocenas fueron determinadas a partir de edades K-Ar en roca total (Charrier et al., 1979; Baker et al., 1982; Espinoza, 2003). La unidad se interpreta como extruida posteriormente a la colisión del Ridge de Chile con la placa sudamericana a los 6 Ma. (Suarez & De la Cruz, 2008).

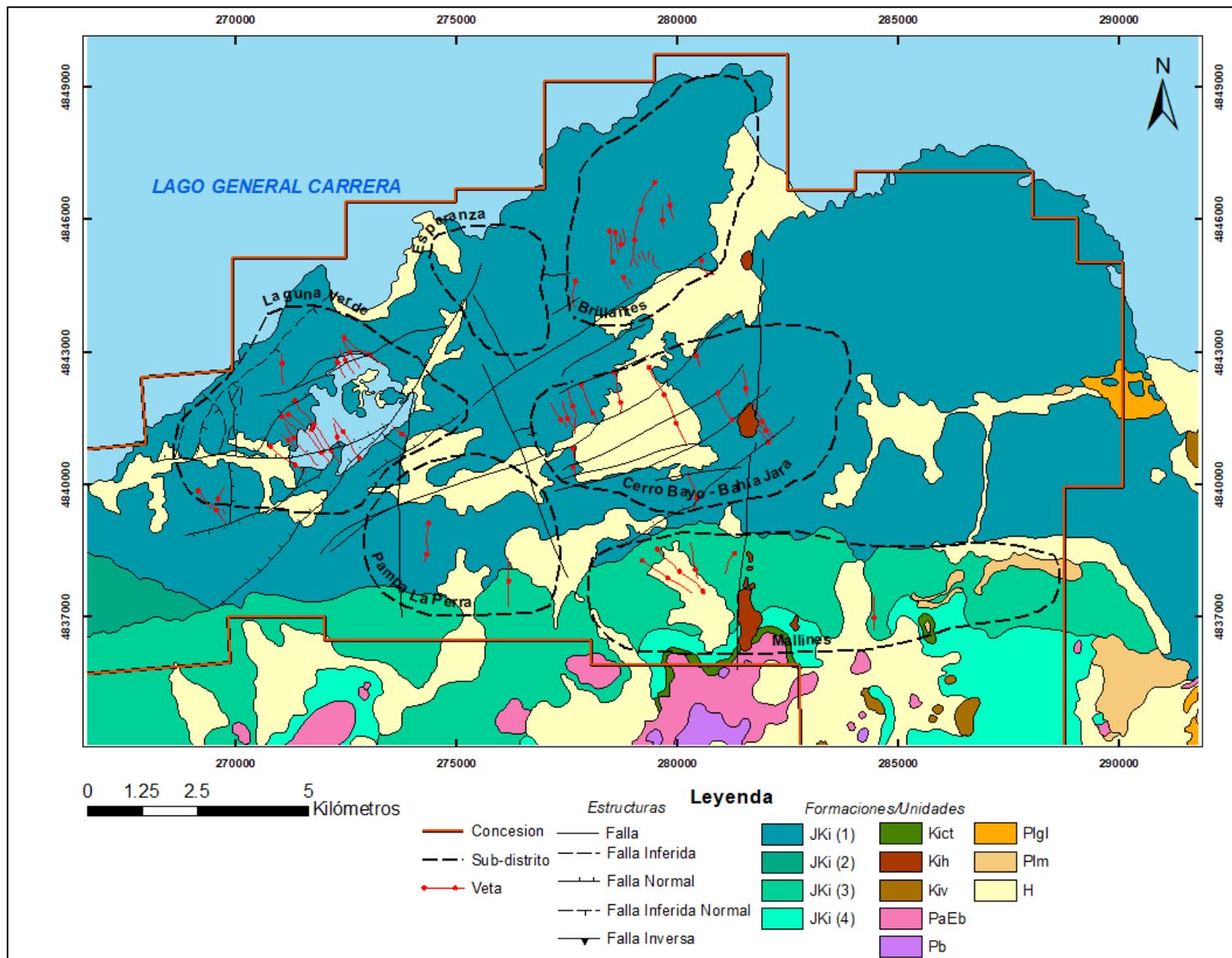


Figura 14 Mapa geológico Distrito Cerro Bayo, Región de Aysén, Chile. JKi (1 a 4): miembros de base a techo de la Fm. Ibáñez del Jurásico Superior; Kict: miembro inferior del Gr. Coyhaique del Cretácico Inferior; Kiv: Volcanitas Estero Los Burgos de finales del Cretácico Inferior; Kih: Hipabisales y domos Cerro Bayo de finales Cretácico Inferior; PaEb: Basaltos Inferiores de la Meseta Chile Chico del Eoceno; Pb: Basaltos Pico Sur del Plioceno; Plm: Depósitos morrénicos del Pleistoceno tardío; Plgl: Depósitos glaciolacustres pleistocenos del Pleistoceno tardío; H: Depósitos sedimentarios holocenos. Basado en De la Cruz & Suárez (2008), Boetsch (2014), Poblete et al. (2014) y Mandalay Resources Corporation (2017).

3.5.2 Intrusivos

Las rocas intrusivas se encuentran escasamente expuestas en el DCB. Estas comprenden domos subvolcánicos, cuellos volcánicos (*plugs*), y enjambres de diques de variada composición que abarcan desde el Mesozoico al Terciario. Los intrusivos mesozoicos son generalmente domos riolíticos y dacíticos, subcirculares, y con bandeamientos de flujo. Se caracterizan por presentar diaclasado columnar y escarpes abruptos que se levantan desde 100 a 250 m. sobre la superficie (Townley, 1996; Mandalay Resources Corporation, 2017). Los domos subvolcánicos se pueden separar en una serie principal de orientación N-S, que se extiende desde el área de Mallines a las áreas de Cerro Bayo y Bahía Jara, y una serie volumétricamente menos importante de orientación NE-SW que aflora desde el área de Laguna Verde hasta el área de Cañadón Verde (Poblete, 2014).

Los primeros están emplazados a lo largo de fallas regionales N-S, siendo el más prominente de ellos el Domo Cerro Bayo. Estos son coetáneos a la depositación de rocas volcánicas félsicas de la Unidad 4 de la Formación Ibáñez. Mediante relaciones de corte con vetas mineralizadas, Poblete (2014) concluye que el emplazamiento de estos domos y diques riolíticos antecede a la actividad hidrotermal en Cerro Bayo.

Se determinan edades U-Pb en circones de 146.5 ± 0.21 Ma para el Domo Cerro Bayo, y de 82.6 ± 0.2 Ma y 83.0 ± 0.3 Ma para los domos Laguna Verde y Cañadón Verde respectivamente, en el sector de Laguna Verde (Poblete, 2014).

3.5.3 Estructuras

En el DCB se observan 4 sistemas de falla de tipo normal, que cortan los estratos volcánicos de la Formación Ibáñez. Estas estructuras poseen orientaciones que se pueden agrupar en diferentes categorías: paralelas al arco, normales al arco, y de tipo transferencia-conjugada. Desplazamientos pre y post-mineralización han sido documentados en todas ellas (Mandalay Resources Corporation, 2017). Boetsch (2015) confirma el emplazamiento de vetas mineralizadas en los sistemas con orientación NO - SE, y NS, y su ausencia en los sistemas de orientación NE - SW y E - W.

3.5.3.1 Estructuras Arco-Paralelas

Corresponde a un sistema de fallas profundo, de escala regional y orientación N - S y NNE - SSO con manteos subverticales, que controla el emplazamiento de diques y domos pre-mineralización en el sector de Cerro Bayo; y el emplazamiento de vetas y brechas hidrotermales con mineralización de Ag-Au-Mo-Pb-Zn en el sector de Laguna Verde. (Boetsch, 2014; Mandalay Resources Corporation, 2017).

Pequeñas fallas normales N - S pre-mineralización con manteos desde subverticales a 50°E se observan en el dominio intracaldera, así como fallas post-mineralización, que hospedan brechas tectónicas (Tippet et al., 1991).

3.5.3.2 Estructuras Arco-Normales

Es el sistema menos frecuente en el DCB, de orientación E - W y manteos subverticales. En el dominio intracaldera, se presentan como pequeños sets de fracturas syn y post-mineralización con desplazamientos laterales menores, mientras que en el dominio extracaldera, se observan como fallas post-mineralización que controlan el emplazamiento de diques. (Townley, 1999; Mandalay Resources Corporation, 2017). Este sistema consiste en fallas con un gran desplazamiento, evidenciado por la caída de bloques en patrón en-echelon hacia el norte y con orientación E - W, la que sería responsable de la diferencia de altura entre el sector norte (200-500 m.s.n.m.) y el sector sur (700-1400 m.s.n.m.; Tippet et al., 1991).

3.5.3.3 Estructuras Transferencia-Conjugadas

En esta categoría se agrupan dos sistemas de fallas principales. El primero, de orientación NE - SW, se constituye como el rasgo estructural más importante del DCB. Este corresponde a una zona de fallas normales arqueadas con caída de bloques hacia el NO, la cual se interpreta como el anillo de fracturamiento de la caldera de Laguna Verde, que divide los dominios de intra y extracaldera (Tippet et al., 1991). El segundo sistema, de orientación NO - SE, controla la mayoría de las vetas epitermales de metales preciosos relacionadas a la mineralización principal, tales como Lucero y Javiera en Cerro Bayo, Guanaco en el sector homónimo, y Delia y Dagny en Laguna Verde. Por ende, se considera como el sistema estructural más importante en términos económicos (Mandalay Resources Corporation, 2017).

3.5.4 Alteración

La alteración hidrotermal observada en el DCB consiste principalmente en silicificación, con zonas externa de alteración argílica en los bloques colgantes de las vetas mayores. La alteración propilítica es extensa en el distrito, y se encuentra caracterizada por clorita, carbonatos y montmorillonita, junto a menor epidota, sericita y zeolitas (Tippet et al., 1991).

Alteración cuarzo – sericita junto a caolinita y calcita es común en el bloque yacente. Vetillas de cuarzo – adularia también son frecuentes.

La piritización asociada con cuarzo es habitual en el DCB y sería parte de una etapa temprana de alteración (Tippet et al., 1991). Barita también es reportada en cuerpos de brecha freatomagmática, sin embargo, sería parte de una etapa tardía de alteración, no relacionada a la mineralización aurífera (Townley, 1996).

3.5.5 Mineralización

La mineralización en el DCB consiste en oro, plata y metales bases presentes en vetas, *stockworks* y brechas, localizados en seis áreas principales dentro del distrito. Hasta la fecha, más de 90 vetas mayores han sido reconocidas en el DCB, ya sean de forma aislada o en grupo. Estas se adelgazan y ensanchan a lo largo de fracturas o fallas pre-mineralización, con largos de 300 – 2200 m. a lo largo del rumbo, y espesores que van desde los 0.5 m hasta los 5 m., alcanzando localmente los 7 m. Las vetas son usualmente bandeadas y brechizadas, y exhiben una variedad de texturas (crustiforme, coloforme, peineta, y de reemplazo carbonatado) que indican numerosos pulsos de relleno, deposición de sílice y brechización (Mandalay Resources Corporation, 2017). Townley (1999) reconoce tres tipos de cuerpos de brecha mineralizada en el distrito, todas ellas hospedadas en fallas:

- Brechas hidrotermales tabulares, matriz soportadas con fragmentos redondeados y silificados de tobas dacíticas. La matriz de sulfuros y cuarzo se encuentra particularmente enriquecida en sulfosales.
- Brechas tectónicas, con matriz de harina de roca reemplazada a sílice microcristalino y menor pirita, y fragmentos angulares sericitizados.
- Brechas freatomagmáticas en fallas de escala distrital, con fragmentos angulares de tobas dacíticas y rocas del basamento metamórfico, cementados por sílice, carbonatos y menor fluorita y sulfuros, principalmente galena y esfalerita. Se encuentran cortadas por *stockworks* de ankerita/siderita.

Se sugieren al menos tres etapas de depositación de metales preciosos, a escala distrital (Mandalay Resources Corporation, 2017):

- Un evento mesotermal temprano, con Ag - Au y metales base Mo - Zn – Pb, hospedados en vetas arqueadas de orientación N – S a N – NE y brechas tectónicas. Resultado de intrusiones ígneas, domos y colapsos de estos.
- Un evento mineralizador epitermal de Au – Ag hospedado en direcciones estructurales NNW y NS – NNE.
- Un evento mineralizador tardío caracterizado por un patrón de alteración tipo pórfido. La mineralización se encuentra caracterizada por Au – Ag asociada con menor Cu – Pb – Zn.

Geocronología de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar en adularia y sericita realizada en diferentes vetas del DCB (Tippet et al., 1992; Townley, 1996; De la Cruz & Suárez, 2008; Poblete, 2011) indican edades de mineralización que van desde fines del Jurásico

Superior (145 Ma) hasta el Cretácico Inferior (111 Ma). La mineralización más antigua registrada corresponde al área de Mallines, entre 145 Ma y 142 Ma. Las vetas en la zona de Bahía Jara – Cerro Bayo presentan edades entre 137 Ma y 124 Ma, mientras que aquellas ubicadas en el área de Laguna Verde se encuentran entre 114 Ma y 111 Ma, registrando, por ende, la mineralización más joven en el DCB.

Tanto las paragénesis minerales, como las texturas minerales varían de una zona a otra en el DCB, entre diferentes sistemas de vetas, y entre diferentes elevaciones en una misma veta. Pizarro (2000) caracteriza la mineralogía de mena y ganga en distintas vetas del sector de Laguna Verde (sistema de vetas Taitao, Cóndor y Cristal), Townley (1996) y Poblete (2011) lo hacen adicionalmente en los sectores de Bahía Jara, Brillantes y Mallines.

A partir del estudio de secciones pulidas, Townley (1991) indica una mineralización consistente en pirita, calcopirita, esfalerita, bornita, hematita, limonita y menores cantidades de arsenopirita, galena, covelina, tetrahedrita, freibergita, proustita, plata nativa y oro.

Los sulfuros de metales base son comunes, pero no abundantes en el DCB. La esfalerita, galena y calcopirita se hallan como vetillas masivas y en forma de agregados irregulares (Mandalay Resources Corporation, 2017). La tetrahedrita, famatinita y bornita son raras.

El oro nativo se presenta principalmente como inclusiones en pirita, llenando cavidades en granos intensamente fracturados, en galena, a lo largo de planos de clivaje, y en esfalerita pobre en Fe. También ocurre como diseminaciones de < 5 μm en bordes de grano de cuarzo (Mandalay Resources Corporation, 2017). Oro en forma de electrum con hasta un 40% Ag es igualmente reportado (Tippet et al., 1991).

La plata se encuentra principalmente como sulfosales, dentro de las cuales se incluyen: proustita, pirargirita, polibasita, estefanita y freibergita. La plata nativa también es común. Estos sulfuros se hallan usualmente en las fracturas de granos de pirita, así como en bandas irregulares en vetas, y finamente diseminadas en la matriz de brechas hidrotermales.

Las mayores concentraciones de molibdeno en el DCB se hallan en el sector de Laguna Verde (Poblete, 2011). El molibdeno es común en vetas y brechas tectónicas y se encuentra en paragénesis con wulfenita rica en zinc y tungsteno.

El cuarzo, principal mineral de ganga, presenta una variedad de texturas y tamaño de grano. La adularia es común en vetillas e intercrecida con cuarzo. Los carbonatos presentes, usualmente como vetillas, incluyen principalmente calcita, y menor rodocrosita, ankerita y siderita. Fluorita y barita se presentan como minerales de ganga tardíos. La pirita es ubicua y se presenta de forma diseminada, como agregados, y en vetillas; la hematita ocurre localmente, y de forma limonitizada.

Townley (1996) propone un origen supérgeno para la covelina y la calcosina, pues estas se observan en asociación con hematita y limonita, y sólo como reemplazo de calcopirita y bornita. Otros minerales supérgenos como cerusita y smothsonita; y sulfuros de plata como acantita/argentita, clorargirita y boleita también son reportados (Mandalay Resources Corporation, 2017).

Basado en el estudio de texturas minerales, Townley (1996) propone la siguiente paragénesis preliminar para el DCB:

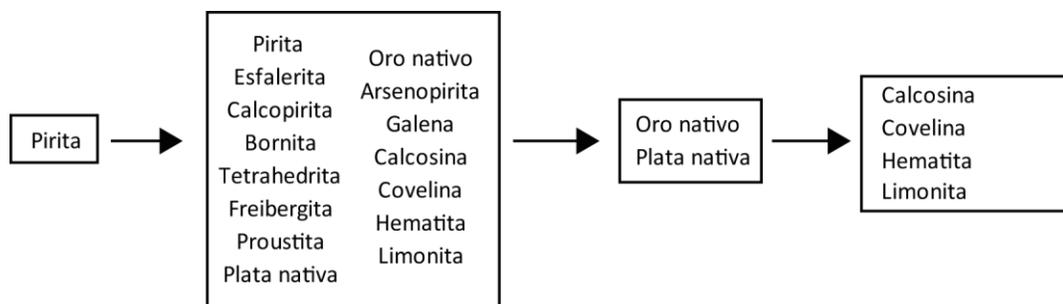


Figura 15 Paragénesis mineral preliminar del distrito de Cerro Bayo según Townley (1996).

3.5.6 Geoquímica

La siguiente sección ha sido principalmente referenciada de Poblete (2011), a partir de datos geoquímicos compilados de Couer d'Alene Mines y Hermosilla (2009).

A partir de geoquímica de roca total obtenidas por sondajes en vetas, se tiene que las mayores concentraciones de elementos, en todos los casos, menos en Ag y Mo, se encuentran en el sector de Bahía Jara.

En el sector de Laguna Verde se hallan las mayores concentraciones medias de Ag, Cu, Pb y Zn en superficie; las razones As/Ag, Cu/Ag, Mo/Ag y Zn/Ag más bajas, y coeficientes de correlación Cu-Pb, Cu-Sb, y Cu-Zn relativamente buenos (>0.72). Esto último indicaría una fuerte afinidad con mineralización de metales bases. A profundidad, las vetas poseen las concentraciones medias más altas de Mo; concentraciones crecientes de Cu, Pb y Zn; concentraciones decrecientes de Ag; la razón Au/Ag más baja, y la razón Pb/Ag más alta, lo cual podría indicar un potencial para mineralización de vetas polimetálicas en profundidad.

3.5.7 Sub-distrito de Laguna Verde

Utilizando como evidencia tanto la presencia de flujos de ignimbritas de espesores superiores a 100 m; como la presencia de cuellos subvolcánicos dacíticos-riolíticos; y la ocurrencia de fracturas arqueadas; Tippet (1991) y Davidson (1987) interpretan el origen de estas secuencias volcánicas como producto de la evolución de un ambiente volcánico tipo caldera, que dan lugar a un sistema complejo de calderas colapsadas en un área de ~ 3000 km² con numerosas vetas mineralizadas.

De acuerdo con lo anterior, se interpreta la existencia de dos dominios espaciales respecto del borde de la caldera, el cual se ubica aproximadamente en el escarpe de falla que limita el borde oriental de la Laguna Verde. Adicionalmente, y en base a levantamientos geológicos en superficie, correlaciones entre sondajes y mapeo de labores mineras, se definen unidades estratigráficas tanto para el dominio intracaldera como para el dominio extracaldera (Tippet et al., 1991; Cornejo, 1989).

En general, se distinguen 6 unidades litológicas principales, que de base a techo son las siguientes: Cerro Colorado (JKicc), Rodados Colorados (JKirc), Coigües (JKic), Temer (JKit), Guadal (JKig), y Los Juncos (JKij) (Figura 15; Tabla 9). La litología es fundamentalmente de naturaleza volcanosedimentaria de composición dacítica a riolítica, con contactos concordantes y manteos subhorizontales.

Unidad	Litología, distribución y relación estratigráfica
Los Juncos (JKij)	Toba de pómez riolítica de tamaño de grano fino a medio. ~ 50 m de espesor. Subyace a Jkig
Guadal (JKig)	Afloramientos masivos y estratificados de tobas pobres en líticos de espesor <400 m; Intercalaciones de tobas líticas félsicas y sedimentos tobáceos finos, entre 20 - 50 m. de espesor; capa de flujo de 10 m. de espesor de tobas félsicas finas. Subyace a Jkit
Temer (JKit)	Tobas de pómez y líticos con flujos de cenizas; rocas volcánicas máficas. ~ 200 m. de espesor, subyace a Jkic
Coigües (JKic)	Depósitos de lahar y depósitos estratificados de tobas dacíticas a riodacíticas de pómez y líticos. Espesor >135 m. Subyace a JKirc.
Rodados Colorados (JKirc)	Tobas líticas; tobas piroclásticas félsicas de grano grueso; y sucesión intercalada de flujos de tobas y sedimentitas volcanoclásticas afaníticos a porfíricos, de composición intermedia a félsica. Subyace a JKicc
Cerro Colorado (JKicc)	Toba lítica dacítica de tamaño de grano medio. ~ 20 - 25 m de espesor, extensión lateral >1200 m.

Tabla 9 Unidades litológicas estratificadas del sector de Laguna Verde. Modificado de Boetsch (2014).

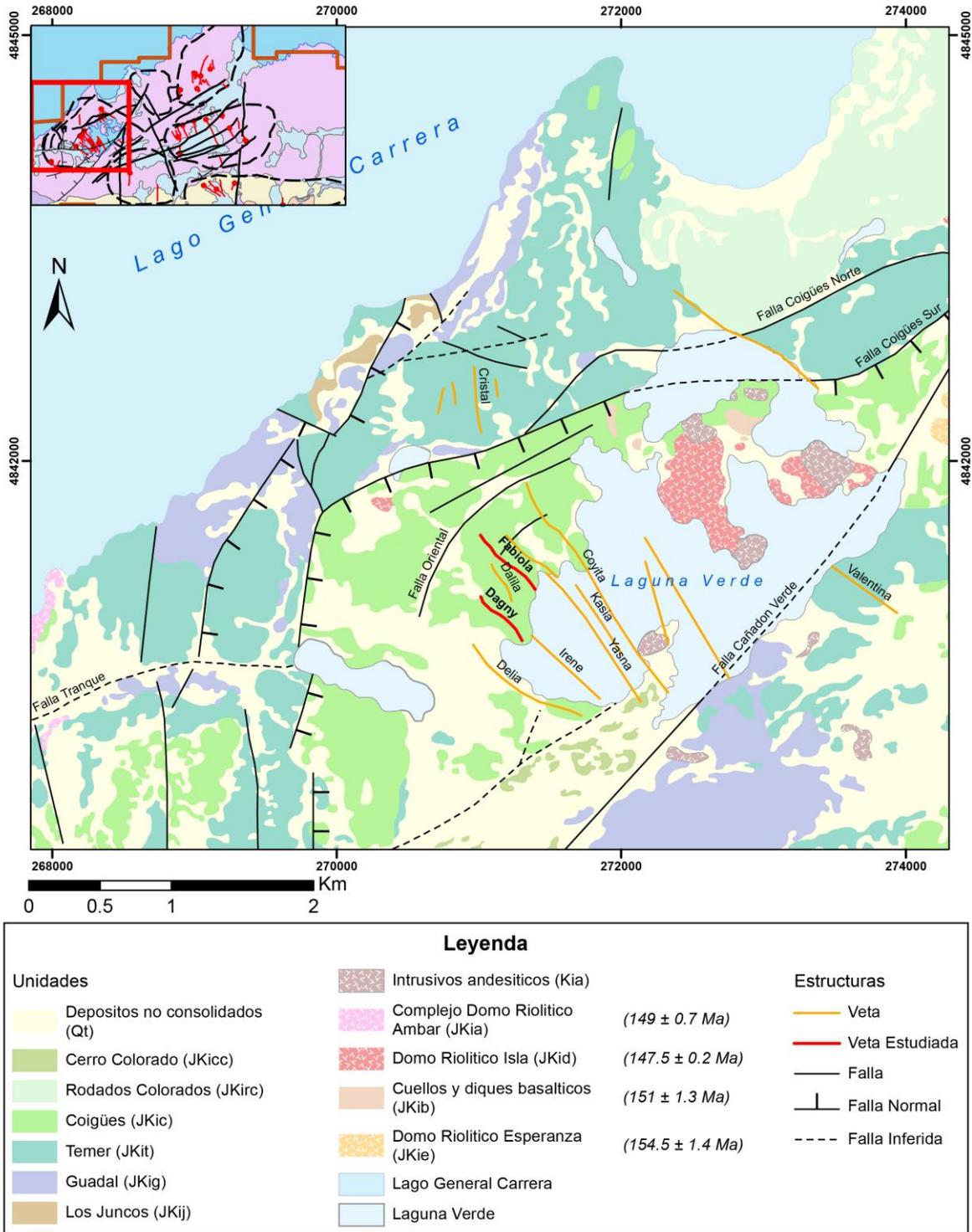


Figura 16 Mapa geológico sector de Laguna Verde. Se remarcan las vetas analizadas en el presente estudio. Basado en De la Cruz & Suárez (2008), Boetsch (2014), Poblete et al. (2014) y Mandalay Resources Corporation (2017).

4. METODOLOGÍA

4.1 Petrografía Macroscópica

Las muestras con las que se trabajó en la presente investigación son propiedad del Profesor Asociado y co-guía de esta investigación, Brian Townley, las cuales fueron obtenidas en el distrito de Cerro Bayo, con la colaboración de Minera Cerro Bayo, propiedad de la corporación canadiense *Mandalay Resources*.

El total de muestras asciende a 72 especímenes de roca, pertenecientes a distintos sectores y vetas dentro del distrito minero (Figura 17). El detalle del muestreo realizado en las vetas Fabiola y Dagny, ubicadas en el sector de Laguna Verde, lugar donde se enfoca el estudio, se detalla en las Figura 19 y 22.

En veta Fabiola, el muestreo abarca desde la labor más somera (312 m.s.n.m.) hasta las labores accesibles más profundas (252 m.s.n.m), cubriendo, por ende, una distancia vertical de ~60 m. El muestreo también considera espaciamiento horizontal, el cual varía dependiendo del nivel en cuestión, aunque la distancia máxima horizontal corresponde a ~370 m.

De manera análoga, en veta Dagny, el muestreo abarca desde la superficie (~310 m.s.n.m.) hasta las labores accesibles más profundas (235 m.s.n.m), cubriendo, una distancia vertical de ~75 m. La distancia horizontal entre muestras también varía dependiendo del nivel muestreado, aunque la distancia total abarcada en el estudio de la veta corresponde a ~320 m.

En el sector de Bahía Jara, solo se poseen especímenes de roca provenientes de veta Guanaco I. En particular, estos corresponden a dos pares de muestras, cada par localizado originalmente en los niveles 430 y 420 m.s.n.m.; y una muestra extraída en el nivel 410 m.s.n.m. de la veta ya mencionada. En el sector de Mallines, se poseen muestras pertenecientes a veta Madre, a partir de cuatro niveles cuyas profundidades se extienden desde los 857 hasta los 940 m.s.n.m.; y, por otra parte, se tienen 2 muestras, una proveniente de la Meseta Este a 1131 m.s.n.m., y otra del depósito de sinter ubicado a 1328 m.s.n.m.

El análisis macroscópico de las muestras consistió en la clasificación de las rocas, así como un reconocimiento de la mineralogía, tanto de ganga como metálica, su estilo de mineralización y abundancia relativa; las alteraciones hidrotermales presentes y su intensidad aparente; las texturas de ganga reconocibles, y la diferenciación de eventos mineralizadores en caso de ser posible. Se realizaron dos análisis, uno preliminar, a partir del espécimen en bruto, y un segundo análisis más en detalle a partir de la realización de un corte perpendicular y fresco a posibles vetas o vetillas observadas en la muestra.

Asimismo, se integró esta nueva información, con datos de terreno previo facilitados por el Profesor Townley, generando una base de datos completa consistente en descripciones a escala de afloramiento y su detalle a muestra de mano asociado.

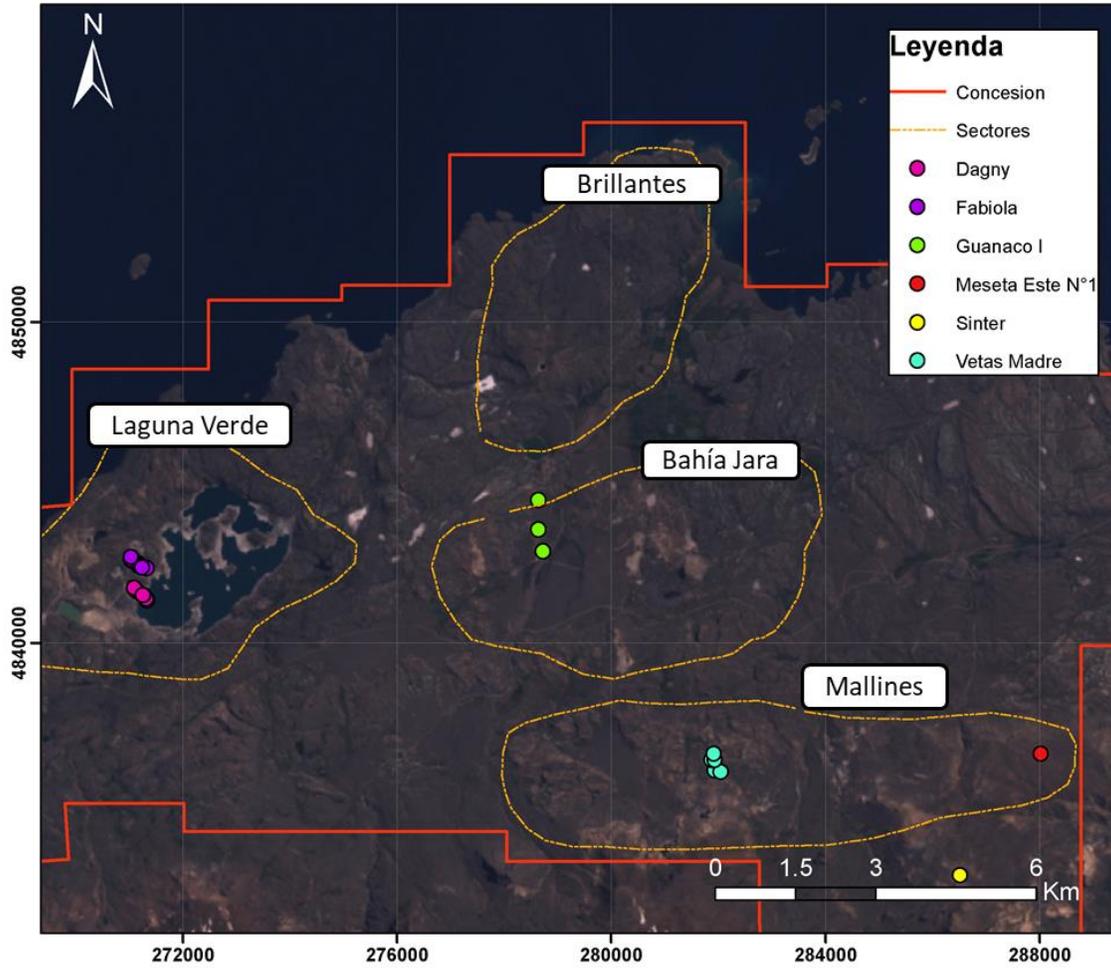


Figura 17 Mapa satelital del Distrito de Cerro Bayo, en el sistema de coordenadas proyectadas *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19 Sur con *datum* WGS84. En puntos, la localización de las muestras de roca por sector.

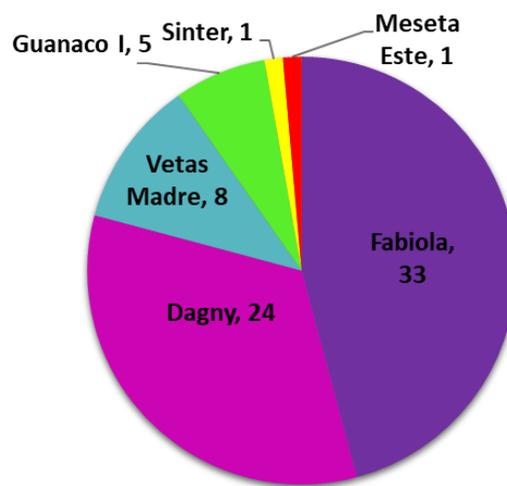


Figura 18 Gráfico circular indicando el número de especímenes por sector representados en la Figura 17.

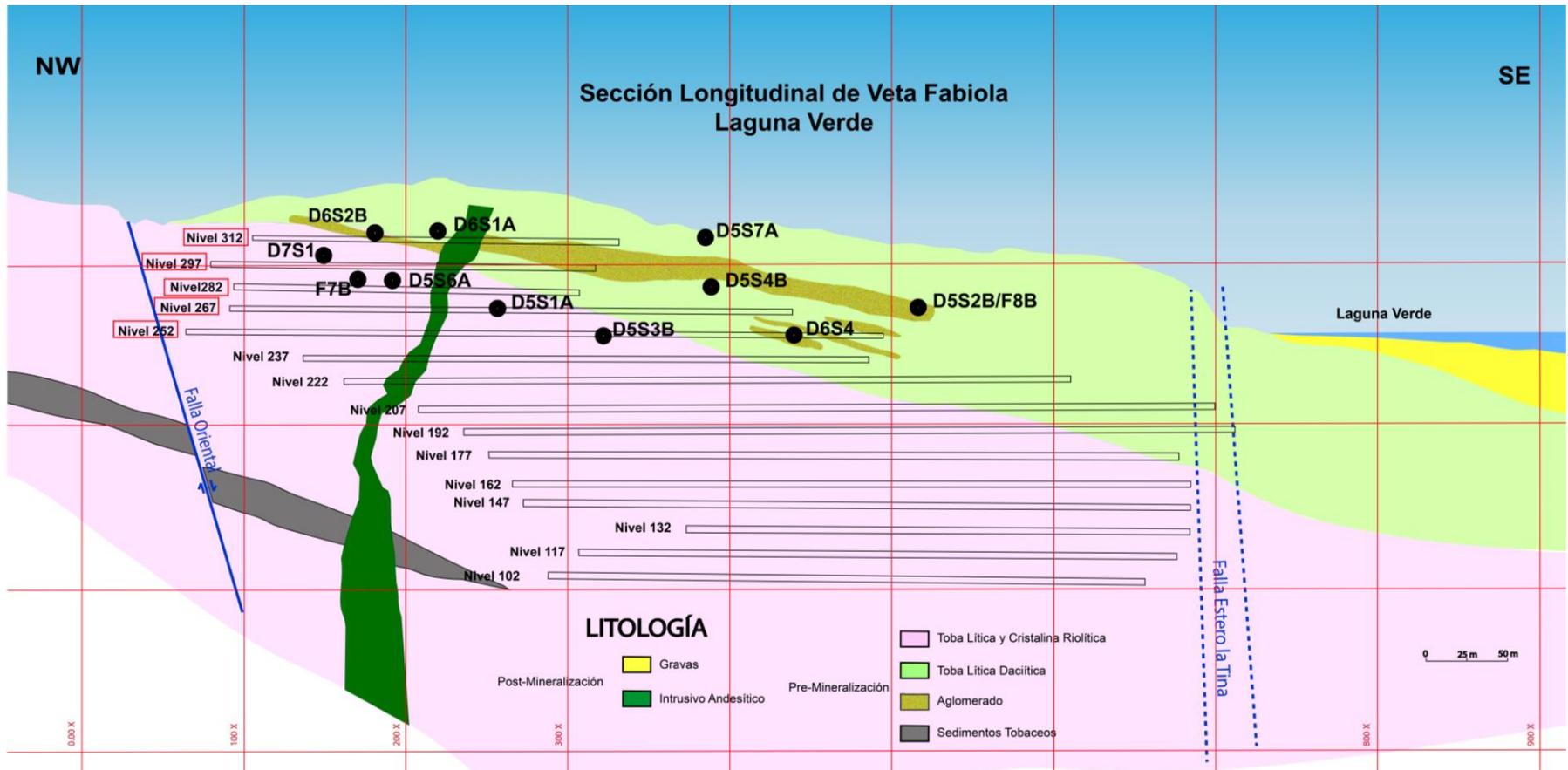


Figura 19 Sección longitudinal de veta Fabiola, sector de Laguna Verde, en dirección NW-SE. En ella se muestra la geología del sector, la localización de las muestras estudiadas, así como el diseño de las labores mineras a distintas profundidades; en rojo se destacan los niveles muestreados.

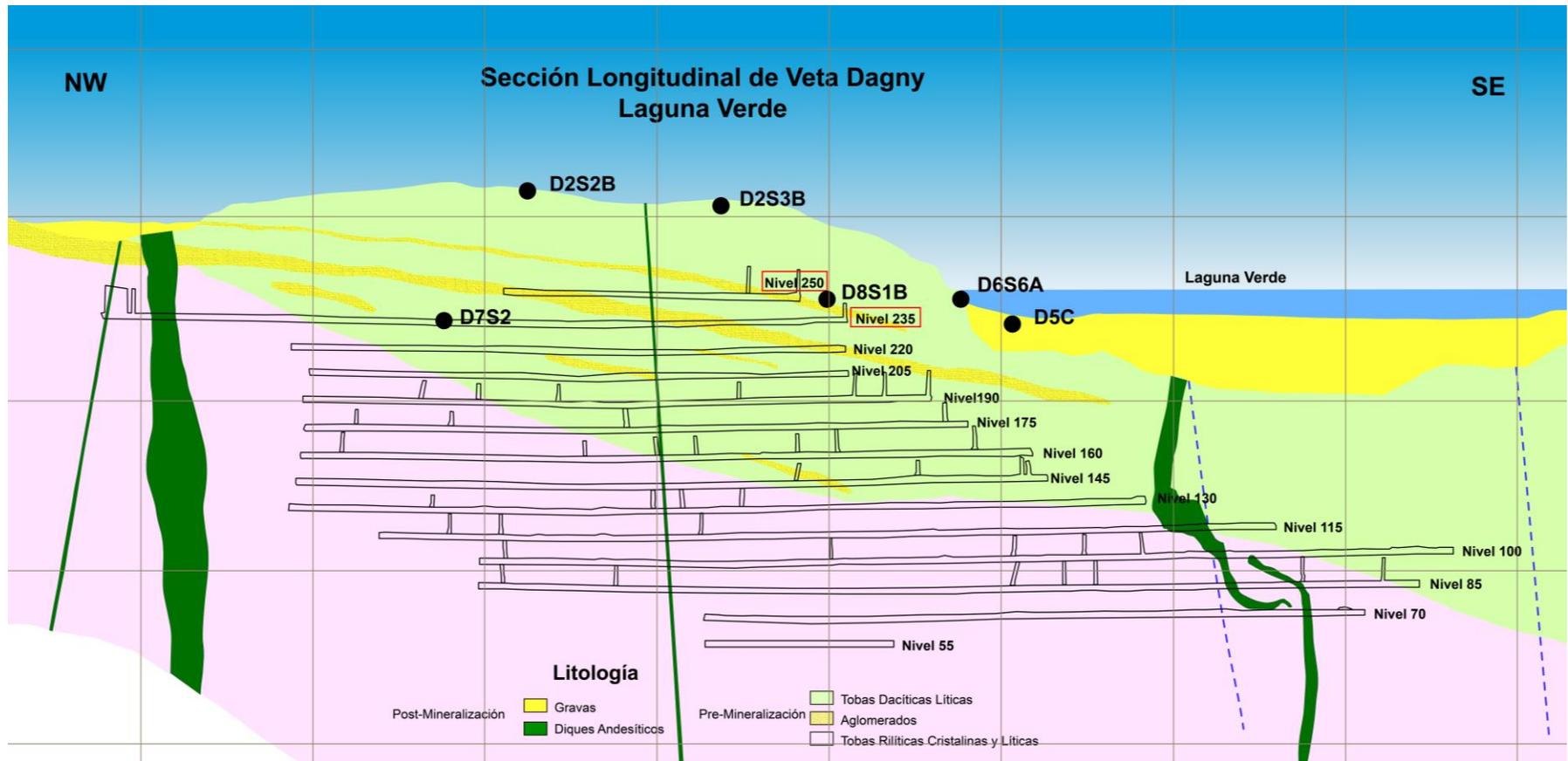


Figura 20 Sección longitudinal de veta Dagny, sector de Laguna Verde, en dirección NW-SE. En ella se muestra la geología del sector, la localización de las muestras estudiadas, así como el diseño de las labores mineras a distintas profundidades; en rojo se destacan los niveles muestreados.

4.2 Preparación de cortes transparentes rápidos “Quickplates”

Un corte *quickplate* es un corte transparente cuyo grosor se encuentra entre los 70 y 100 μm . Se prepara de la misma forma que un corte doble pulido, sin embargo, es más rápido y barato pues no se requiere pulido, en reemplazo, se utiliza aceite de inmersión con un índice de refracción cercano al mineral huésped en que uno desea observar inclusiones. El aceite de inmersión petrográfico estándar de índice ~ 1.51 es suficiente para observar inclusiones en cuarzo (Goldstein & Reynolds, 1994). La técnica de preparación de cortes transparentes rápidos, utilizada y extraída de Goldstein y Reynolds (1994), se detalla a continuación.

En primer lugar, se obtiene una cara plana fresca de la muestra de interés, en este caso, será idealmente una cara perpendicular a la veta, que refleje la temporalidad de la mineralización (Figura 22A). Para ello se cortará la muestra con una sierra con disco de corte diamantada (Figura 21A) y enfriada por agua. A continuación, se selecciona un área de 21 x 35 mm en la superficie plana de la roca (Figura 22B/C), y se procede a cortarla de la misma forma, para obtener una “caluga”, o cubo de muestra de dimensiones ideales 21x35x15 mm (Figura 22D). Con el objetivo de obtener una cara completamente plana y uniforme, se debe desgastar la superficie de interés con carburo de silicio en polvo (*grit* 120), mediante la maquinaria apropiada (Figura 21B), eliminando toda irregularidad. Posteriormente, se sumerge la “caluga” en un baño ultrasónico con agua para eliminar todo residuo de carburo de silicio remanente. Luego, utilizando resina epóxica o cianocrilato, se adhiere un portaobjeto de vidrio previamente desgastado con *grit* 120, a cada “caluga”, para posteriormente cortarla, una vez seca la resina, a menos de 1 mm de grosor. A continuación, se desgasta la superficie libre, con carburo de silicio (*grit* 120), hasta obtener un espesor aproximado entre 70 - 100 μm . Finalmente, se limpia el corte mediante un baño ultrasónico de duración aproximada de 10 s.



Figura 21 Maquinaria ubicada en los laboratorios del Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile; utilizada en la fabricación de cortes *quickplates*: (A) Sierra de corte diamantada. (B) Desbastadora/Pulidora consistente en dos discos rotatorios.

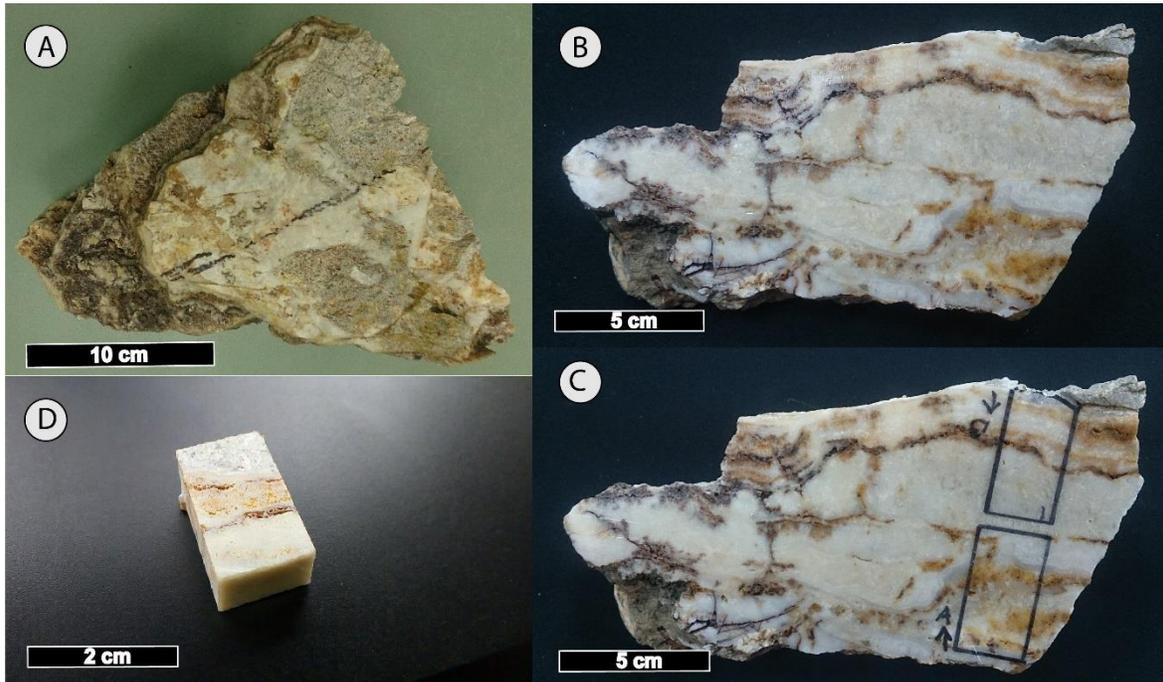


Figura 22 Pasos en la preparación de cortes quickplate. (A) Selección de plano fresco en la muestra de interés. (B) Corte de muestra y obtención de cara fresca. (C) Selección de zonas de interés (D) Obtención de “caluga” o paralelepípedo de roca tras corte con sierra diamantada, la obtención de una quickplate se realiza tras un nuevo desgaste hasta 100 μm .

4.3 Petrografía

Para el análisis petrográfico se utilizó el microscopio *Olympus BX53* (Figura 23) perteneciente al Departamento de Geología (FONDEQUIP EQM140009 “Microtermometría de Inclusiones Fluidas”) ubicado en el Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Vítreas de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

El procedimiento consistió, primeramente, en la observación detallada de los cortes transparentes rápidos ya fabricados, que comprendiese el reconocimiento de la mineralogía, texturas en minerales de ganga, arreglos de inclusiones fluidas (FIAs), eventos mineralizadores, y temporalidad.

De esta forma, en cada corte se buscó identificar la relación entre mineralogía de ganga y metálica, texturas y tipo de FIA en caso de existir, con el objetivo de establecer la paragénesis del sistema.

Respecto a las FIAs, se registraron aquellas que presentaban una relación líquido-vapor consistente, o bien evidencia clara de ebullición y/o flashing; así como un origen claro, de forma de obtener una clasificación rápida y precisa. De los cortes que presentaban FIAs que cumpliesen estas condiciones, y a partir de

su rechazo, se procedía a la realización de cortes doble pulido para análisis microtermométrico posterior.

4.4 Microtermometría

La microtermometría corresponde a la técnica utilizada para determinar temperaturas de cambios de fase al interior de una inclusión fluida, mediante el calentamiento y enfriamiento progresivo de la muestra (Goldstein & Reynolds, 1994). Previo a la realización de la microtermometría, es necesario realizar una petrografía de inclusiones en detalle. Esto tendrá por objetivo principal, la verificación de la existencia de inclusiones que permitan responder las preguntas del estudio en cuestión; y de forma secundaria, la clasificación de dichas FIAs (Asociación de Inclusiones Fluidas) por origen, relacionándolas a un contexto paragenético detallado, realizado previamente, que dé cuenta de la temporalidad de las inclusiones y la relación entre los distintos eventos de atrapamiento.

Por otra parte, las FIAs deben cumplir requerimientos adicionales para ser consideradas aptas para la realización de microtermometría, entre ellos se hallan el cumplimiento de las tres reglas de Roedder, así como la existencia de una razón líquido-vapor consistente entre las inclusiones de una misma FIA. De lo contrario, se considerará la posible ocurrencia de procesos de estrangulamiento (*necking down*) después de un cambio de fase; decrepitación; o bien reequilibrio de la inclusión por sobrepresión/temperatura debido a procesos naturales, procediendo al descarte de la FIA.

Las temperaturas medidas en este estudio corresponden a la temperatura de homogeneización (T_h), es decir, a la temperatura a la cual el líquido o vapor homogeniza a la fase predominante, comúnmente será la temperatura a la cual desaparece la burbuja al interior de la inclusión; y la temperatura del último fundido (T_m), es decir, la temperatura a la cual se funde la última fase sólida presente en la inclusión, esta temperatura es útil en la interpretación de la salinidad del fluido atrapado.

Previo a la realización de la microtermometría, se seleccionaron los cortes dobles pulidos de interés y las FIAs aptas para el presente estudio. A continuación, se procedió a cortar secciones de tamaño máximo 1x2 cm en cada corte, mediante el uso de una sierra diamantada delgada, para posteriormente sumergirlas en acetona, con el objetivo de separar el portaobjetos de vidrio, de la muestra. Una vez transcurrido un plazo suficiente (~24 hr), se limpian las secciones con etanol para remover los residuos de pegamento.

La microtermometría se realizó usando la platina *Linkam THM-600* montada en el microscopio *Olympus BX53* (Figura 23) del laboratorio de inclusiones fluidas (FONDEQUIP EQM140009) del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. La termocupla de la platina fue calibrada usando inclusiones sintéticas estándar de H_2O y CO_2 en cuarzo (Bodnar & Sterner, 1985). La exactitud y precisión de la temperatura de

homogeneización fue estimada en ± 1 °C. La precisión y exactitud del último fundido fue estimada en ± 0.1 °C.



Figura 23 Microscopio óptico Olympus BX53 y platina Linkam THM-600, pertenecientes al Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

4.5 Ablación Láser ICP-MS

La Ablación Láser ICP-MS fue realizada por Daniel Moncada, Profesor Asistente de la Universidad de Chile y Profesor Guía de la presente investigación. La ablación láser es un proceso que consiste en la vaporización de material desde la superficie de un sólido mediante la utilización de un rayo láser. Desde 1990, la ablación láser constituye un método bien establecido para la cuantificación de elementos mayores y trazas en inclusiones fluidas (Walle & Heinrich, 2014). En este caso, se utilizó para el análisis de elementos en los cristales huéspedes y en la mineralización metálica presente (minerales opacos).

El equipo utilizado corresponde al *Agilent 7500ce quadrupole ICP-MS* acoplado a un sistema de ablación *GeolasPro Eximer 193-nm ArF* (Figura 24), ubicado en el *Fluid Research Laboratory*, perteneciente al Departamento de Geociencias, Virginia Tech, Estados Unidos.

El análisis se ajustó para la medición de un total de 42 elementos, utilizando un tiempo de ablación (*Dwell time*) de 10 ms. La concentración de elementos a partir de las señales fue determinada por la integración de intensidades, aplicando para ello, el estándar *NIST SRM-610*. El detalle de los parámetros utilizados en los análisis se muestra en la Tabla 10.

El software *AMS* (Mutchler et al., 2008) se utilizó para la reducción de datos obtenidos en el LA-ICP-MS mediante las instrucciones detalladas en el Anexo F.



Figura 24 LA-ICPMS *Agilent 7500ce quadrupole ICP-MS* acoplado a un sistema de ablación láser *GeolasPro Eximer 193-nm ArF*. Equipo perteneciente a Virginia Tech. (Imagen online, extraída de <http://www.geochem.geos.vt.edu/fluids/facilities.shtml>, 2017).

Sistema ICP-MS	<i>Agilent 7500ce quadrupole ICP-MS</i>
Tiempo de ablación	10 ms
Estándar externo	<i>NIST SRM-610</i>
Tipo de láser	Sistema de ablación láser <i>GeolasPro Eximer 193-nm ArF</i>
Energía del láser para ablación	7-10 J/cm ²
Frecuencia de pulso del láser	10 Hz
Diámetro de ablación	60 μm

Tabla 10 Detalle de parámetros utilizados en los análisis de LA-ICPMS.

4.6 SEM-BSE

Tras la realización de microtermometría, se seleccionaron cortes de los cuales no se obtuvieron datos claros de temperatura de homogeneización y salinidad, por la dificultad en la observación de cambios de fase.

El estudio durante esta fase tiene por objetivo determinar la presencia de metales traza en piritita diseminada en cuarzo rompecabezas (*jigsaw*) y coloforme; así como dilucidar la composición química del fluido hidrotermal en FIAs primarias.

Para esto, y, en primer lugar, se procede a la limpieza de las muestras para remover posibles contaminantes en la superficie; en particular, se sumerge el espécimen en un vaso precipitado con etanol en un equipo de limpieza ultrasónico

durante al menos 180 segundos. Posteriormente, se procede al calentamiento de las muestras hasta una temperatura lo suficientemente elevada para provocar la decrepitación de las FIAs presentes. Esto fue realizado mediante el uso de la platina *Linkam THM-600*, equipo microtermométrico de baja temperatura. El procedimiento consistió en el calentamiento de la muestra de dimensiones aproximadas 1x1 cm hasta una temperatura de 100°C a una tasa de 30°C/min; para posteriormente incrementar la temperatura hasta 500°C, a una tasa de 50°C/min.

A continuación, y una vez realizada y verificada la decrepitación, se hace uso del equipo *Cressington 108C Auto carbón Coater* (Figura 25A), el cual permite metalizar las muestras con una capa de carbono superficial, que, al ser conductiva, inhibe la aparición de cargas eléctricas, reduce el daño termal, y mejora la resolución de la imagen en el SEM.

El equipo SEM-EDX-CL Quanta 250 (Figura 25B), acoplado al detector de electrones retrodispersados (*BSE*), permite el análisis posterior de microscopía electrónica de barrido, este pertenece al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA)

Todos los equipos utilizados durante este análisis están ubicados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, en el laboratorio de inclusiones fluidas, y en el laboratorio de microscopía electrónica.

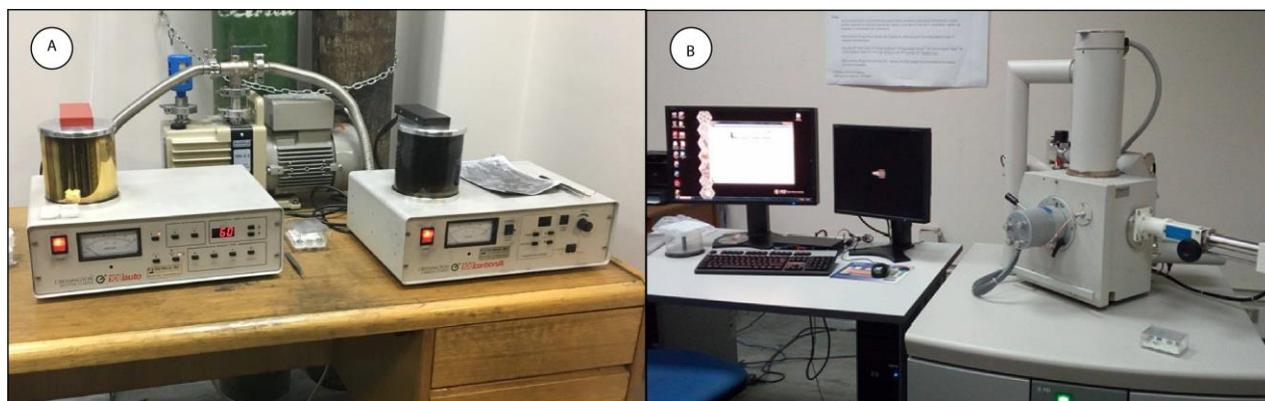


Figura 25 (A) Equipo Cressington 108C Auto carbón Coater. (B) Equipo SEM-EDX-CL Quanta 250. Ubicados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

4.7 Modelamiento 3D: Softwares Leapfrog Geo y DataMine

El modelamiento 3D se realizó mediante el uso del *software* Leapfrog Geo desarrollado por la compañía ARANZ Geo. Esta herramienta de modelado permite la representación tridimensional de datos de sondajes, puntos, polilíneas y mallas, a partir de los cuales se pueden obtener modelos geológicos complejos, tales como sistemas de vetas, sistemas de fallas, o bien secuencias estratigráficas. En particular, la presente investigación requiere de la representación 3D de datos de leyes de oro y plata en sondajes realizados y facilitados por *Mandalay Resources*

en la Mina Cerro Bayo, y datos texturales obtenidos por observación petrográfica. Adicionalmente, se hará uso de la herramienta de modelado numérico de Leapfrog Geo, que permite la construcción de interpoladores sencillos a partir de los datos indicados.

El *software* Studio RM desarrollado por DATAMINE, empresa especializada en el desarrollo de *softwares* de minería y entrega de servicios para la planificación, gestión y optimización de operaciones mineras; se crea como herramienta destinada a geólogos de exploración, para el modelado y evaluación de recursos y reservas mineras. En particular, se hace uso del módulo de geoestadísticas avanzadas incluido en el *software*, el cual provee de una serie de algoritmos para la realización de un análisis estadístico básico de datos de leyes de oro y plata de ambas vetas en estudio.

5. RESULTADOS

5.1 Petrografía y caracterización macroscópica de vetas

Se realizan descripciones a muestra de mano de 72 muestras provenientes del distrito de Cerro Bayo. Del total de los especímenes, 57 pertenecen al sector de Laguna Verde: 24 extraídos de veta Dagny, y 33 de veta Fabiola. De las 15 muestras restantes, 10 corresponden a rocas pertenecientes al sector de Mallines, y 5 al sector de Bahía Jara. Las descripciones macroscópicas realizadas por sector se hallan detalladas en el Anexo B. A partir de estas se sintetiza la información macroscópica en tablas descriptivas por sector (Anexo C, Tabla 18).

En veta **Dagny**, se reconocen tobas líticas y brechas volcánicas en superficie (~310 m.s.n.m.) intensamente cloritizadas y oxidadas, con moderada silicificación, y alteración argílica pervasiva, de intensidad moderada a alta (Figura 26A). Hematita especular junto a goethita y limonita se hallan relacionadas a mineralización de yeso, fluorita y posible baritina. En minerales de ganga, son predominantes las texturas masivas, oquerosa y peineta/zonal.

En el nivel de profundidad intermedia (250 m.s.n.m), se observan vetas de 35 a 40 cm de ancho con presencia de sulfuros de plata (Figura 27), hospedadas por rocas de caja de litología brecha volcánica en las cuales se detecta jaspe; la alteración argílica es predominante, junto a silicificación de moderada intensidad, y cloritización de fondo; texturas de cuarzo masivo, microcristalino/bandeado y débilmente coloforme son reportadas (Figura 26B); además de presencia local de textura hojosa en el límite inferior con el nivel 235.

En el nivel accesible más profundo (235 m.s.n.m), se observan vetas de 25 cm, hospedadas en brechas volcánicas y tobas vítreas y cristalinas, con débil alteración argílica, cloritización y silicificación. Texturas de bandado más grueso que el nivel anterior, sacaroidal y masivo también se hallan presentes (Figura 26C).

Adicionalmente, se observa un aumento notorio en la abundancia de calcita, y posible adularia, con la profundidad; con un máximo aparente ubicado en el límite entre los niveles 250 y 235. Respecto a la mineralización, se observó una distribución no uniforme, dependiente de la profundidad. En superficie, se hallaron sólo trazas de pirita, y posible azurita diseminados en litologías de roca caja y en vetillas; en secciones intermedias de la veta, se detectó la aparición de trazas de calcopirita y sulfuros de plata, específicamente proustita y/o pirargirita, junto a un aumento en la cantidad de pirita; de forma análoga al caso de la calcita, la abundancia de sulfuros alcanza un máximo aparente entorno al límite entre los niveles 250 y 235; por otra parte, el estilo de mineralización experimenta un cambio, de diseminado a bandado con cuarzo, o incluso como parte de la matriz de brechas hidrotermales locales.

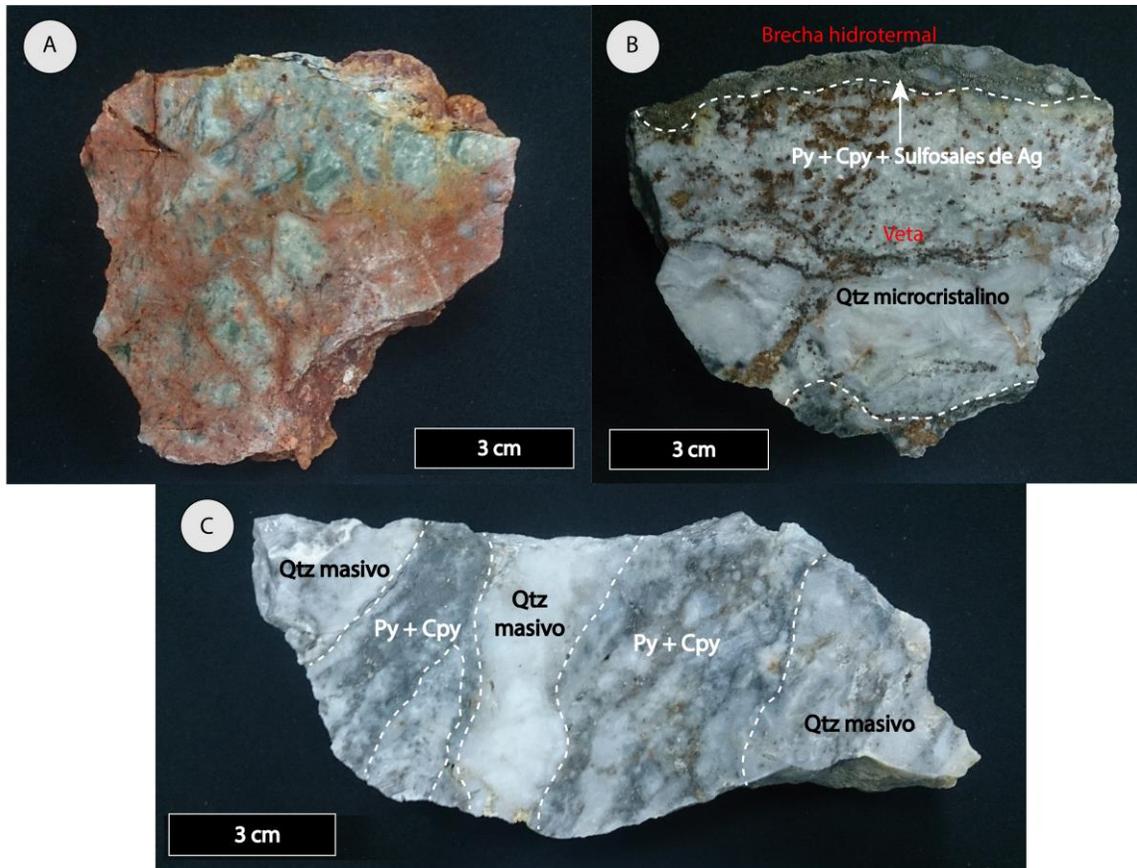


Figura 26 Muestras provenientes de veta Dagny: (A) Toba lítica superficial con abundante mineralización de óxidos de hierro, yeso, especularita y cloritización pervasiva. (B) Veta de cuarzo y brecha hidrotermal con mineralización de pirita, calcopirita y sulfosales de sales, perteneciente al nivel intermedio 250. (C) Veta de cuarzo masivo con bandeamiento de sulfuros consistentes en pirita y calcopirita, perteneciente al nivel profundo 235.

En veta **Fabiola**, se observan rocas de caja con litologías variables que incluyen desde andesitas; brechas volcánicas; tobas líticas, vítreas y cristalinas; brechas hidrotermales; hasta rocas volcánicas de carácter riolítico a riodacítico. En general no se observan zonaciones particulares en la vertical, aunque las brechas hidrotermales tienen a concentrarse en los niveles más superficiales (i.e. nivel 312 y 297). Las vetas muestreadas poseen espesores que van desde los 15 cm hasta los 40 cm en los niveles superficiales (312 y 297); y desde el metro hasta los 2.25 m en los niveles intermedios y profundos.

De forma análoga al caso de veta Dagny, las alteraciones hidrotermales presentes incluyen, alteración argílica y silicificación; además de procesos de cloritización y oxidación. Estas últimas dos, se hallan concentradas en los niveles superficiales (312 y 297 m.s.n.m), aunque son de menor intensidad que en el caso de veta Dagny. La alteración argílica es ubicua en todos los niveles analizados, generalmente de intensidad moderada, aunque localmente pervasiva.

Respecto a la mineralogía de ganga, esta consiste en cuarzo, fluorita, calcita, adularia y posible baritina. El cuarzo es el mineral más abundante, presente en toda la veta; la fluorita se halla concentrada en los primeros dos niveles, en forma de vetillas y parches de menor tamaño; la calcita se halla presente en todos los niveles en forma de vetillas y entramados de vetillas milimétricas, en general es abundante, con incrementos más bien locales, lo cual imposibilita el reconocimiento de alguna zonación distintiva en la vertical; la baritina es escasa, y sólo se halla en el nivel superficial; por último, la adularia se halla más bien concentrada en los niveles intermedios (nivel 282), en profunda asociación con la calcita, con la cual comparte el estilo de mineralización.

Las texturas minerales observadas son numerosas y abundantes incluso en un mismo nivel; estas incluyen: masiva, drusa, zonal, peineta, microcristalina, sacaroidal, colofome, calcita hojosa, y calcita hojosa reemplazada. Las cuatro primeras tienden a estar presentes en todos los niveles de la veta. La textura microcristalina o de bandeamiento se halla concentrada en los niveles intermedios de la veta (nivel 297, 282 y 267), con una leve transición a textura colofome en el nivel 282. En el nivel más superficial (312 m.s.n.m.) se observa textura de calcita hojosa y calcita hojosa reemplazada, las cuales reaparecen en el nivel 267 y en el nivel más profundo (252 m.s.n.m.).

Respecto a la mineralización metálica, no se distinguen zonaciones claras en la vertical. La pirita se halla presente en todos los niveles, así como la calcopirita y las sulfosales de plata, estas últimas dos aparentemente aumentan su abundancia entorno a los niveles intermedios-profundos (nivel 282 a nivel 252). El estilo de mineralización principal, corresponden a bandeamientos asociados a cuarzo y calcita/adularia; y como matriz en brechas hidrotermales.



Figura 27 Sulfosales de plata (proustita-pirargirita) a escala macroscópica halladas en muestras D8S1B y D5S1D, pertenecientes a los niveles intermedios de veta Dagny (nivel 250) y veta Fabiola (nivel 267) respectivamente.

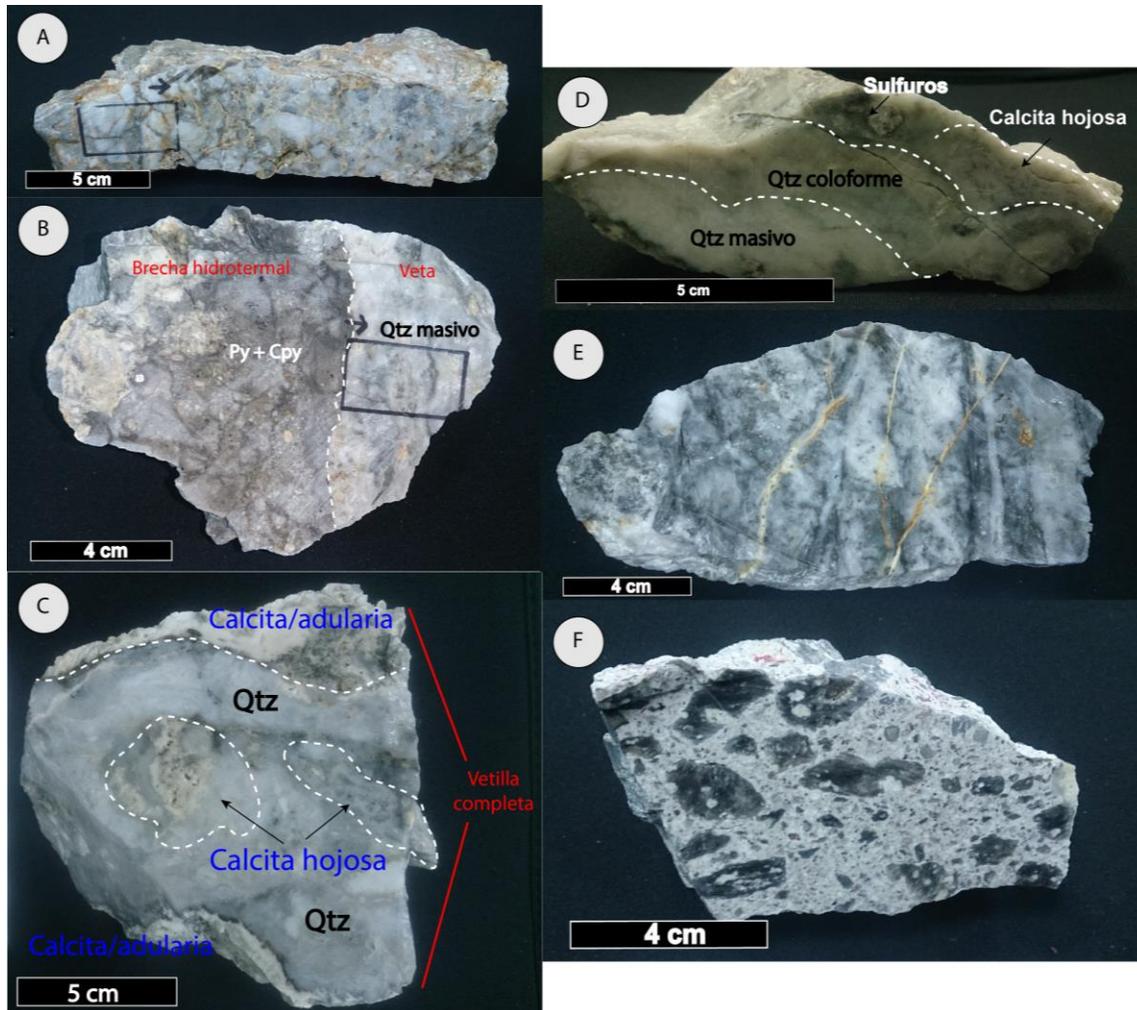


Figura 28 Muestras provenientes de veta Fabiola: (A) Brecha hidrotermal con clastos de calcedonia y matriz de sulfuros consistentes en pirita y menor calcopirita, perteneciente al nivel superficial 312. (B) Contacto entre brecha hidrotermal con matriz de pirita y calcopirita, y veta de cuarzo masivo, perteneciente al nivel 297. (C) Vetilla completa consistente en calcita/adularia masiva y relleno de cuarzo con calcita hojosa y pirita, perteneciente al nivel intermedio 282. (D) Veta de cuarzo, con texturas masiva, coloforme y calcita hojosa, en asociación a sulfuros, perteneciente al nivel intermedio 267. (E) Veta de cuarzo masivo con bandeamiento de sulfuros consistentes en pirita y calcopirita, y vetillas de calcita, perteneciente al nivel profundo 252. (F) Roca de caja consistente en toba cristalina silicificada con trazas de pirita diseminada, perteneciente al nivel profundo 252.

Respecto al sector de **Bahía Jara**, las muestras corresponden a tobas líticas, como rocas caja; y vetas de cuarzo masivo, druso, peineta y en algunos casos con oquedades; con anchos de veta que van desde los 0.5 m a los 1.8 m (Figura 29A). Estas muestras se hallan silicificadas, con alteración argílica pervasiva, y abundantes óxidos de hierro en pátinas, y posible jarosita. En general, no se reconoce presencia de calcita, salvo localmente. La mineralización metálica incluye pirita y calcopirita en trazas y diseminadas.

Respecto al sector de **Mallines**, en veta Madre, se hallan tobas líticas y brechas hidrotermales como rocas hospedantes, con indicadores de alteración argílica, oxidación, cloritización y silicificación de moderada intensidad; adicionalmente se observan vetas de cuarzo con espesores que alcanzan los 3 m. En cuarzo se reconoce una amplia gama de texturas minerales, entre las cuales se incluyen: cuarzo masivo, oqueroso, coloforme, druso, peineta, microcristalino, y sacaroidal (Figura 29B). La textura “microcristalina” se ocupa en el sentido dado por Shimizu (2014): a muestra de mano se reconoce por su apariencia homogénea, masiva y vitrea; con bandas finas irregulares, reconocibles por cambios de color en caras pulidas de la muestra. Respecto a la mineralización de ganga y metálica, no se observa calcita en ninguna muestra, aunque se reporta baritina masiva en los niveles más profundos de la veta (857 m.s.n.m.), en asociación con cuarzo cristalino masivo; no se observan sulfuros, aunque sí posibles trazas de azurita; adicionalmente se identifica especularita, también en niveles profundos. Por otra parte, la única muestra proveniente del depósito de sinter del distrito, corresponde a una brecha hidrotermal con fragmentos líticos tobáceos y calcedonia, textura de cuarzo masivo, y leve oxidación en pátinas; la muestra proveniente de la Meseta Este corresponde a una veta de cuarzo con textura oquerosa, drusa y sacaroidal, junto a calcita hojosa; y sin mineralización metálica (Figura 29C).

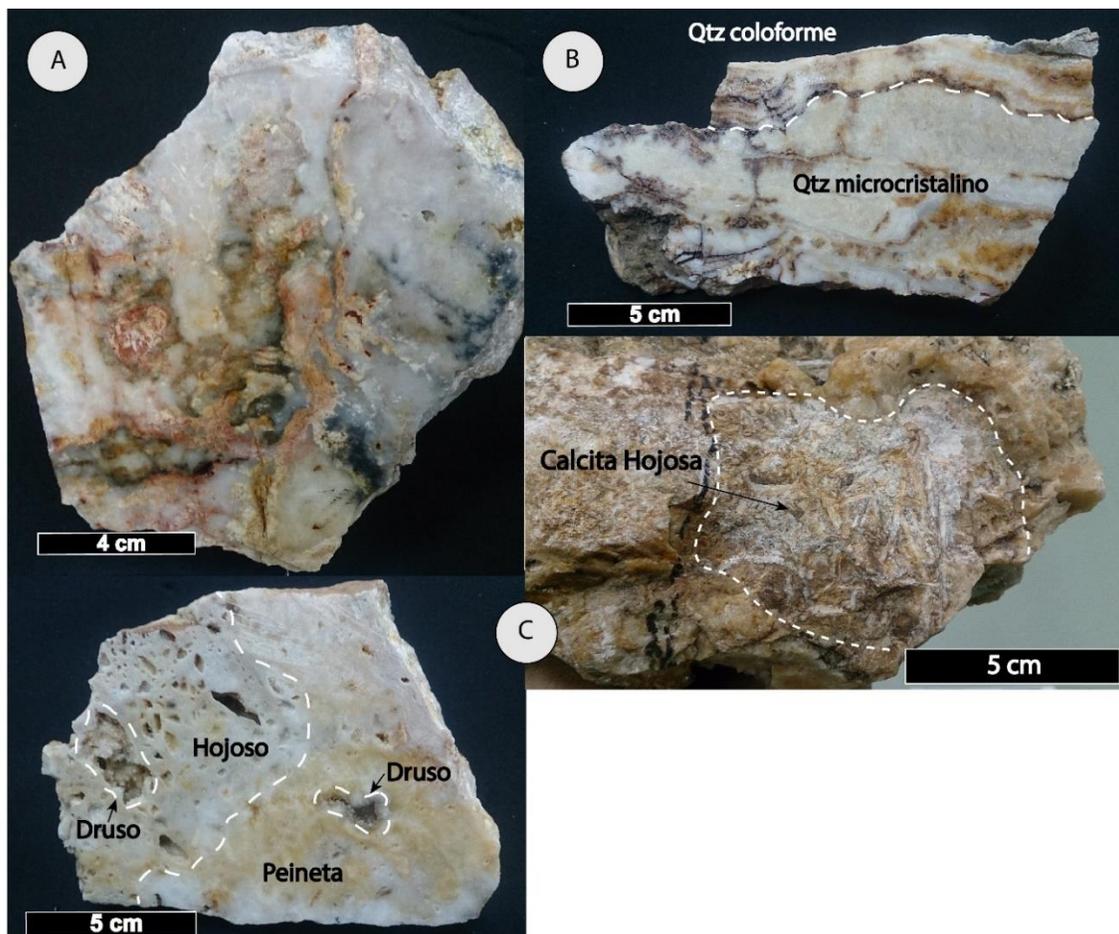


Figura 29 Muestras provenientes de los sectores de Bahía Jara y Mallines: (A) Veta de cuarzo masivo proveniente del nivel 420 de veta Guanaco I, perteneciente al sector de Bahía Jara. (B) Veta de cuarzo microcristalino y coloforme proveniente del nivel más superficial (920 m.s.n.m) de veta Madre, perteneciente al sector de Mallines. (C) Veta de cuarzo peineta, druso y masivo; y calcita hojosa, proveniente de la Meseta Este del sector de Mallines (1130 m.s.n.m.).

5.2 Petrografía

Posterior a la descripción macroscópica de las muestras, se procede a la definición de criterios para la selección de muestras relevantes para la investigación. En primer lugar, las muestras deben corresponder a especímenes de vetas de cuarzo con elevado grado de preservación (i.e. lo menos alteradas posible) y de preferencia de grano cristalino grueso, con el objetivo de aumentar las probabilidades de hallar fluidos hidrotermales preservados en inclusiones. Una excepción a este criterio fue la selección de una muestra de roca caja proveniente de veta Dagny, para la determinación de la mineralogía de la misma. En segundo lugar y de ser posible, se debe dilucidar el sentido de crecimiento de la veta, con el objetivo de generar la paragénesis preliminar; para ello se identifica la dirección de la roca caja respecto del relleno de la veta, ya sea localizando el contacto directo entre ambas litologías, o bien hallando remanentes de esta, concentrados en algún sector de la veta, lo que indicaría a priori una posible proximidad a la roca hospedante. En tercer lugar, se privilegian muestras que presenten una amplia gama de texturas, en especial si estas son indicadoras de ebullición. Esto último permitirá la creación y delimitación de posibles zonas de ebullición y no ebullición al interior de la zona de estudio.

Tras la selección de muestras que cumplan con uno o más de los criterios anteriormente descritos, se obtiene un set de 33 cortes quickplates y 1 transparente pulido; provenientes de 29 muestras en el distrito. Según veta, 10 cortes pertenecen a veta Dagny, 17 cortes a veta Fabiola, y 7 cortes a los sectores de Mallines y Bahía Jara. El detalle de la petrografía microscópica por corte se halla en el Anexo D, mientras que el resumen textural se sintetiza en el Anexo E y se grafica en la Figura 34.

5.2.1 Mineralogía

Respecto de la mineralogía, se distinguió la presencia de diversos minerales de ganga tales como cuarzo, calcita, dolomita, adularia, fluorita, yeso, anhidrita y posible barita. El cuarzo se constituye como el mineral ubicuo en el depósito epitermal, estando presente en todas las muestras analizadas y exhibiendo diversas texturas. La calcita posee abundancia variable, estando presente en torno a un tercio de las muestras observadas; y siendo el principal de relleno de vetillas y microvetillas, aunque también mineraliza de forma masiva, exhibiendo ocasionalmente sus caras euhedrales y clivaje; o bien morfologías lamelares.

Tanto la dolomita como la adularia se reconocen por su clivaje y birrefringencias características. La dolomita se observa con su clivaje romboédrico perfecto y sus colores de interferencia extremos, pasteles y blanco-crema, debido a su elevada birrefringencia; a nicoles paralelos muestra colores marrones posiblemente debido a los efectos de meteorización e inclusiones de óxidos de hierro. La adularia se presenta como agregado anhedral a subhedral, con cristales de clivaje rómbico y colores de interferencia de primer orden, típicos de los minerales de la familia de los feldespatos. Generalmente ambos se hallan asociados a calcita. Ambos minerales se reconocen en profundidades intermedias de Veta Dagny y Veta Fabiola.

La fluorita, de abundancia moderada, se presenta principalmente rellenando microfracturas, y en menor medida de forma masiva, como agregados anhedrales-subhedrales. Fácilmente reconocible, al ser incoloro, isótropo y poseer un clivaje octaédrico característico, se encuentra asociado principalmente a cuarzo rompecabezas. Se reconoce en los niveles superficiales de Veta Dagny y Veta Fabiola.

El yeso y la anhidrita corresponden a minerales raros en el ambiente epitermal, ambos se presentan como parches y agregados anhedrales incoloros, el primero más bien fibroso, y de colores de interferencia de tercer orden; el segundo con elevada birrefringencia, y, por ende, con colores de interferencia de tercer orden. Estos minerales solo fueron reconocidos en los niveles superficiales de Veta Dagny. Por último, se reconocen inclusiones dentro de cuarzo de tamaño ~10 μm , posiblemente de illita o alguna otra arcilla.

Respecto a la mineralización metálica, tanto en veta Fabiola como Dagny, el oro se halla en forma de inclusiones de ~ 5 μm de electrum en cristales de pirita y esfalerita (Figura 30B-C-D); la plata se encuentra como las sulfosales proustita-pirargirita principalmente rellenando fracturas y de menor forma en estilo masivo; adicionalmente en veta Dagny se observa acantita rellenando fracturas en pirita (Figura 30A). Hematita, magnetita y menor pirrotita se hallan fundamentalmente en asociación con pirita, como productos de oxidación de la misma; y localizadas preferentemente en los niveles someros de las vetas. Menor esfalerita y arsenopirita en asociación mutua también es reportada (Figura 30E) en niveles someros e intermedios. El grueso de la mineralización se hospeda principalmente en cuarzo rompecabezas, y raramente en adularia (Figura 30F); como cristales diseminados, bandeamientos y ocasionalmente de forma masiva. Adicionalmente, y a priori, se reconoce la existencia de una relación entre la mineralización metálica y texturas colofome y de calcita hojosa. Esto pues, la mineralización tiende a aparecer/desaparecer, o bien disminuir/aumentar en abundancia o tamaño cristalino, de forma previa o posterior a la aparición de alguna de estas texturas (Figura 31B); por otra parte, en numerosos cortes quedan registrados los diferentes eventos hidrotermales, cada uno con su mineralogía y abundancia metálica particular (Figura 31A).

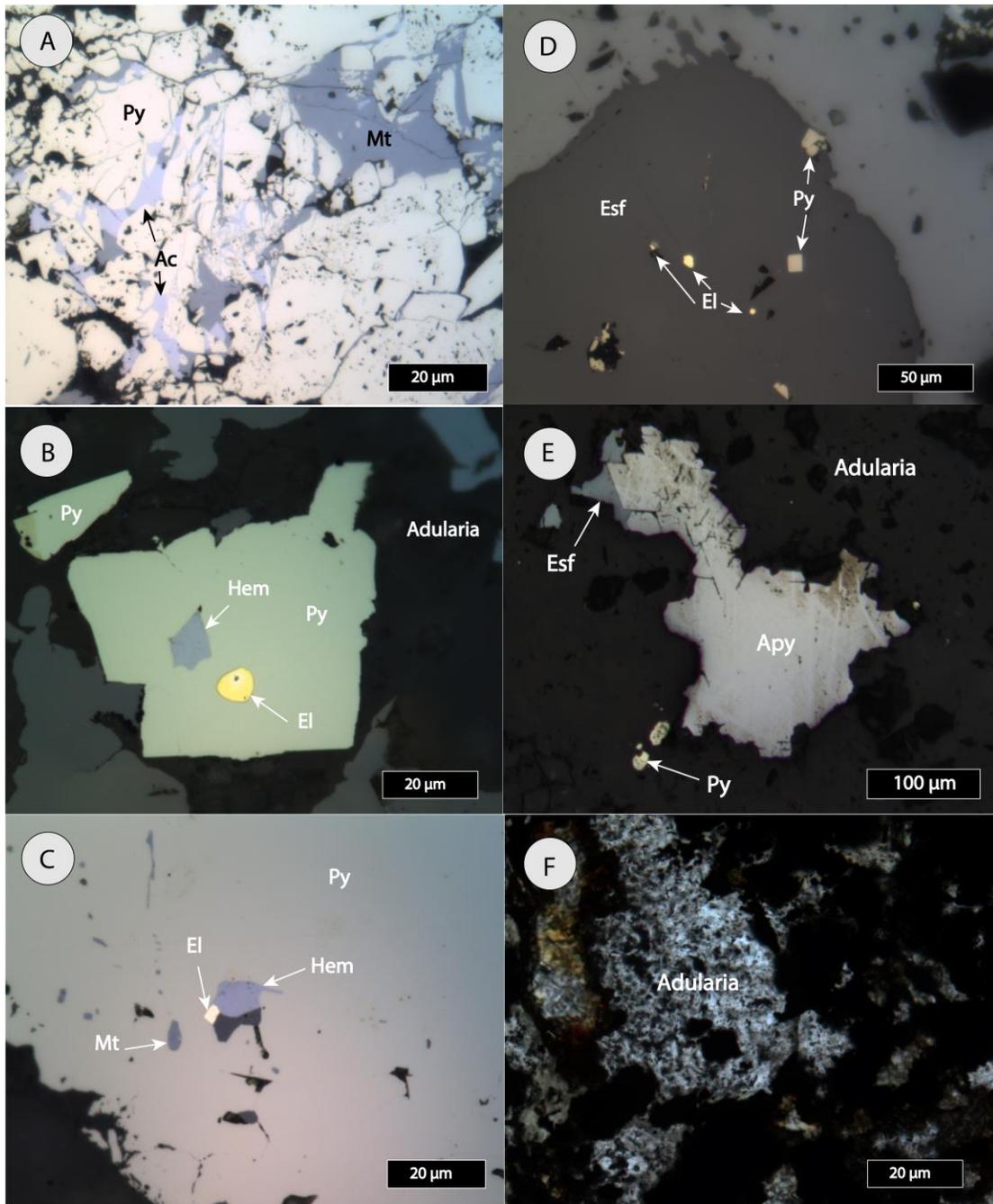


Figura 30 Ejemplos de sulfuros y óxidos a luz reflejada, hallados en veta Dagny y Fabiola: (A) Asociación de pirita masiva con magnetita y acantita en vetillas. (B) Inclusión de electrum y hematita en cristal de pirita con adularia como huésped. (C) Inclusión de electrum, hematita y magnetita en pirita. (D) Inclusiones de electrum y pirita en esfalerita. (E) Arsenopirita exhibiendo su clivaje característico, en asociación con esfalerita, en una matriz de adularia. (F) Adularia microcristalina como huésped de la mineralización; imagen a nicoles paralelos. Mt: magnetita; Hem: hematita; El: electrum; Py: pirita; Ac: acantita; Esf: esfalerita.

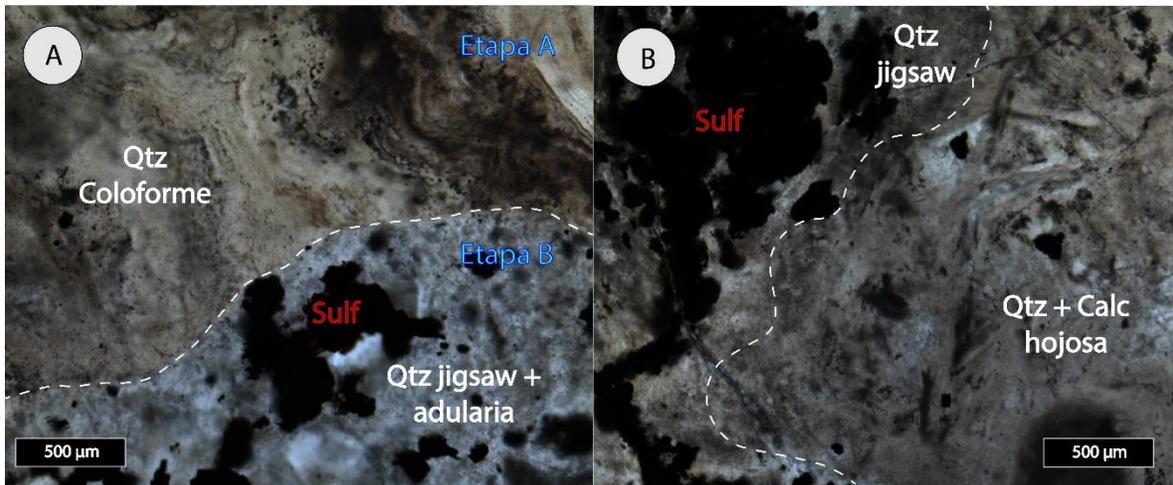


Figura 31 (A) Ejemplo de registro de dos eventos hidrotermales distintivos: Etapa A con cuarzo coliforme estéril; Etapa B de cuarzo rompecabezas y adularia con abundante mineralización metálica. (B) Ejemplo de relación entre texturas minerales de ganga y mineralización metálica; en este caso, abrupta desaparición de opacos al cristalizar calcita hojosa.

5.2.2 Texturas de ebullición

El cuarzo rompecabezas (Figura 32a) corresponde a una textura de tipo ubicua en el Distrito de Cerro Bayo, siendo encontrada en el 100% de las muestras observadas, independiente del sector, veta y/o profundidad. Este se observa como un agregado cristalino a microcristalino de cuarzo anhedral de tamaño variable, pero en general en torno a las 10-30 μm , constituyendo la mayor parte de especímenes, ya sea como parte de la matriz o bien rellenando microfracturas y vetillas. Su relación a otras texturas y mineralogía es variable, hallándose en paragénesis con casi todas las otras texturas de ambiente epitermal. Igualmente se observa fuertemente vinculada a la mineralización metálica, la cual se halla inmersa en esta.

Las texturas extravagante y plumosa (Figura 32b) se hallan en el 33 y 24% de los especímenes, respectivamente, con distribución relativamente homogénea en todos los sectores. Ambos se observan a nicoles cruzados, en la posición de máxima extinción del cristal de cuarzo. En la textura extravagante se reconocen zonaciones con extinción radial en el borde de un cristal de cuarzo más bien redondeado, mientras que, en la segunda, zonaciones de extinción más bien fibrosa en el borde de cristales de cuarzo prismático. En general, ambas texturas se hallan preferentemente asociadas a dominios espaciales de cuarzo mosaico euédral, siendo rodeadas a su vez por cuarzo rompecabezas. En algunos casos, esta textura puede estar relacionada a mineralización metálica, solamente bordeándola.

El cuarzo coliforme (Figura 32c) se halla presente en el 42% de los especímenes, con desarrollo e intensidad variable en todos los sectores. Se observa como capas de morfología botroidales y reniforme de calcedonia y cuarzo cristalino, principalmente de textura rompecabezas, y en menor caso (6%) de

textura plumosa. Se halla localizado solo en profundidad (nivel 235) en Veta Dagny, y en todos los niveles en veta Fabiola, pero con mayor desarrollo en el nivel 282, de profundidad intermedia.

La textura de calcita hojosa (Figura 33a) se halla solamente presente en el 18% de los especímenes, estando ausente en el sector de Bahía Jara, y solo presente en el sector de Mallines, en 1 muestra perteneciente a las Vetas Madre. En el sector de laguna verde, se halla solo en los niveles de profundidad intermedia, nivel 250 en Veta Dagny, y nivel 282 en veta Fabiola. A nicoles paralelos, se observa como calcita que exhibe morfología en tablas de grosor variable; a nicoles cruzados, está asociada a cuarzo euhedral ubicado entre hojas.

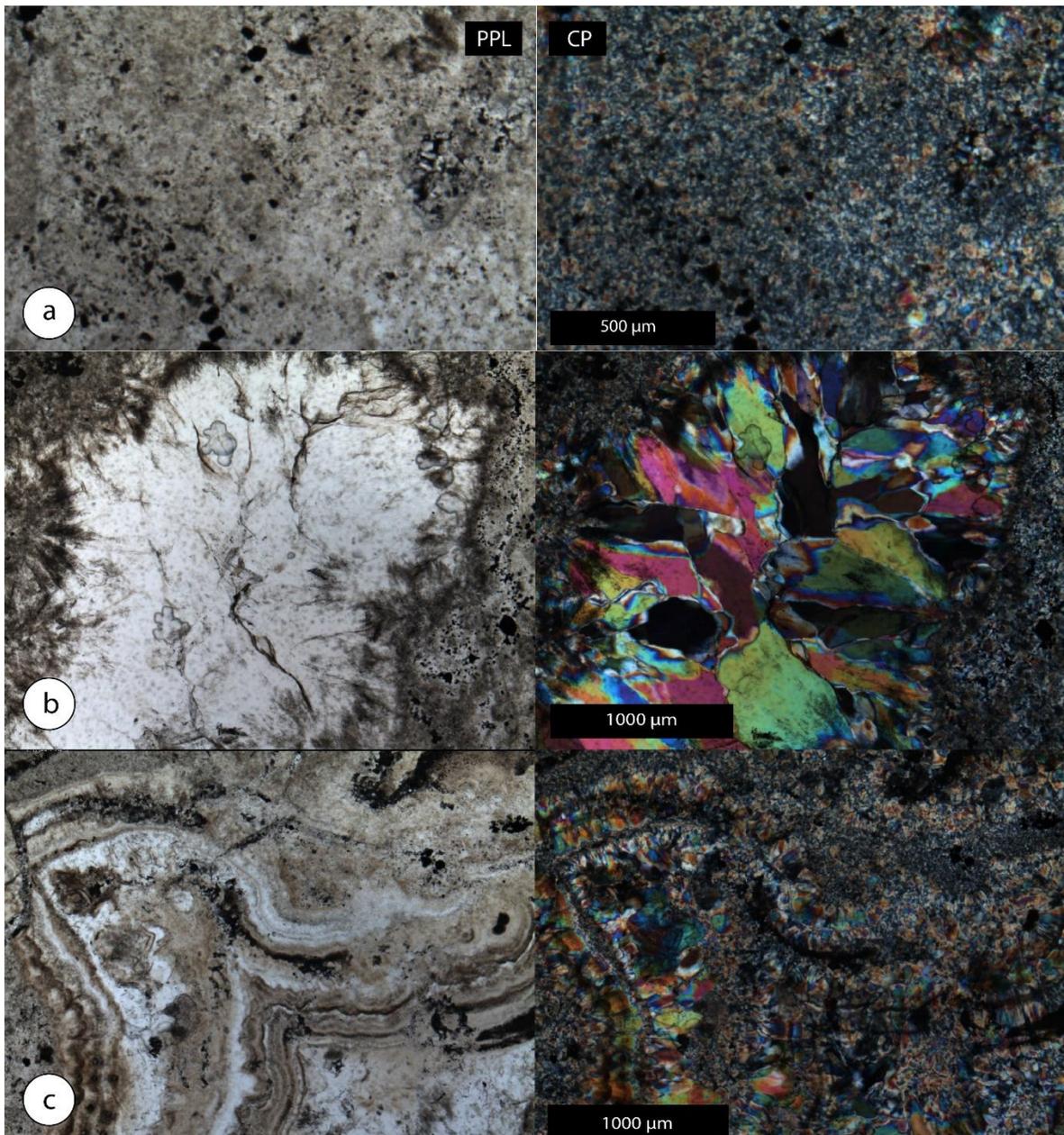


Figura 32 Texturas de ebullición observadas en minerales de ganga en el Distrito de Cerro Bayo. (a) Cuarzo rompecabezas. (b) Dominio de cuarzo subhedral y cuarzo plumoso. (c) Textura coliforme, con variedad rompecabezas y plumoso en el extremo inferior derecho. PPL: Nicoles paralelos; CP: nicoles cruzados.

La textura de cuarzo reemplazando calcita hojosa, se halla más ampliamente distribuida en el distrito, con cerca de un 42% de los especímenes exhibiendo esta característica. A diferencia de la textura de calcita hojosa, esta textura de reemplazo de cuarzo se observa en casi todas, excepto una, de las muestras analizadas de los sectores de Mallines y Bahía Jara. Sin embargo, en el sector de Laguna Verde, se comporta de manera similar, solo estando presente en el nivel 250 de Veta Dagny, y focalizado en el nivel 282 de Veta Fabiola, aunque con algunas apariciones más en profundidad. La textura se observa con morfología de laminillas a nicoles paralelos, análogo y fácilmente confundible con calcita hojosa, sin embargo, a nicoles cruzados se revela la presencia de cuarzo rompecabezas o cristalino, o bien, cuarzo intercrecido con calcita, en el caso de que el reemplazo haya sido solo parcial. Cabe destacar que, al observar una textura con morfología en placas, se catalogó como la presente, solo en el caso de observar un reemplazo mayor del 50% de cuarzo por la mineralogía primaria, puesto que todas exhibían cierto grado de reemplazo. Adicionalmente, y de acuerdo con Dong et al. (1990), esta textura puede ser subdividida en diferentes clases según la morfología del agregado de placas. En el presente caso, se observó que la calcita hojosa reemplazada era predominantemente de tipo hojoso en red (*lattice bladed*; Figura 33b), seguido de hojoso fantasma (*ghost bladed*; Figura 33c) y raramente hojoso paralelo (*parallel bladed*).

La textura moho (Figura 33d) se halla presente en el 12% de los especímenes. No se observa en el sector de Bahía Jara, y solo en 1 muestra del sector de Mallines. En el sector de Laguna Verde, se halla en profundidades intermedias en Veta Dagny (Nivel 235), y profundas en Veta Fabiola (Nivel 267 y 252). La textura se observa como grupos de esferas de entre 0.1-1 mm de diámetro, con distribuciones de impurezas de tipo concéntricas o radiales, observables a nicoles cruzados, en capas de agregados de sílice. Solo en 1 corte, se observó como esfera fantasma (*ghost sphere*), un tipo especial de textura moho, en la cual las impurezas son gradualmente removidas y la mineralogía de sílice huésped se transforma en cuarzo cristalino debido a procesos de recristalización posterior. Adicionalmente, la textura se observa fuertemente relacionada a la presencia de textura coliforme en la mayoría de los casos.

Textura de cuarzo pseudoacicular fue raramente observada (6%), solo presente en el nivel 282 de Veta Fabiola en Laguna Verde. A nicoles paralelos, se observa como un set de estructuras aciculares-radiales de cristales de cuarzo.

5.2.3 Texturas de no-ebullición

Las texturas más abundantes corresponden a cuarzo peineta, cuarzo zonal, y mosaico subhedral a euohedral; presentes en el ~45%, ~51% y ~57% respectivamente, de los especímenes analizados.

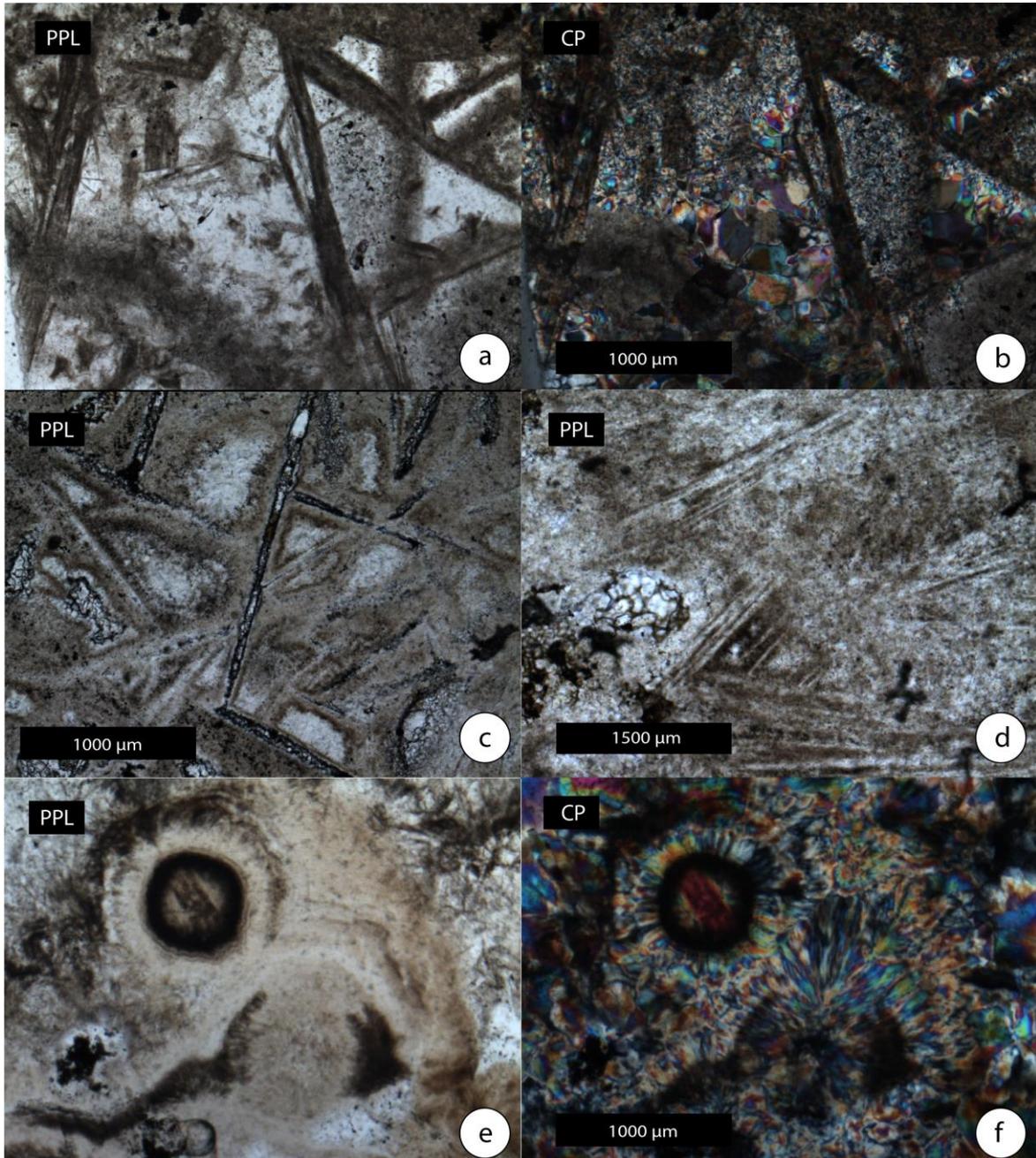


Figura 33 Texturas de ebullición observadas en minerales de ganga en el Distrito de Cerro Bayo. (a) Calcita hojosa a nicols paralelos. (b) Calcita hojosa a nicols cruzados (c) Calcita hojosa reemplazada por cuarzo, de tipo *lattice bladed* a nicols paralelos. (d) Calcita hojosa reemplazada por cuarzo, de tipo *ghost bladed* y *parallel bladed*. (e) Textura moho a nicols paralelos. (f) Textura moho a nicols cruzados. PPL: Nicols paralelos; CP: Nicols cruzados.

Las primeras dos se hallan presentes en todo el distrito, excepto en el sector de Mallines, e independiente de la profundidad; la última es observable en todo el distrito. El cuarzo mosaico (Figura 34a) consiste en agregados de cristales de cuarzo subhedral con desarrollo parcial de las caras cristalinas, que se encuentra fundamentalmente relleno espacios. Se encuentra en fuerte

asociación con el cuarzo rompecabezas, generalmente presente como dominios inmersos en dicha textura.

El cuarzo peineta se observa como grupos de cristales de cuarzo paralelos o subparalelos de tamaño uniforme, perpendiculares a la pared de microfracturas, y con terminaciones euhedrales en el extremo libre del cristal. El cuarzo zonal (Figura 34b), como cristales euhedrales de cuarzo de tamaño variable, con zonaciones reveladas por la presencia de trenes de inclusiones de tipo primario paralelos a las caras bien desarrolladas del cristal. El cuarzo peineta se halla exclusivamente localizados en microfracturas, mientras que el cuarzo zonal puede observarse en grupos de cristales, o bien como cristales aislados. Por otra parte, cristales de cuarzo euhedrales aislados, sin zonaciones aparentes, se observan en el 66% de los especímenes del distrito.

La calcita rómbica (Figura 34c) se identificó en el ~30% de las muestras del distrito, solo presente en el sector de Laguna Verde, en el nivel más profundo de Veta Dagny, y en todos los niveles de Veta Fabiola. Se observa rellenando fracturas o bien como dominios de calcita en los cortes, sin ninguna asociación aparente a otras texturas. La textura cocarda, representa <5% de las muestras analizadas. Solo se observó en una muestra del sector de Mallines, como bandeado concéntrico de sílice alrededor de fragmentos de la roca caja, que en este caso constituye una roca volcánica de carácter dacítico-riolítico (Figura 34d).

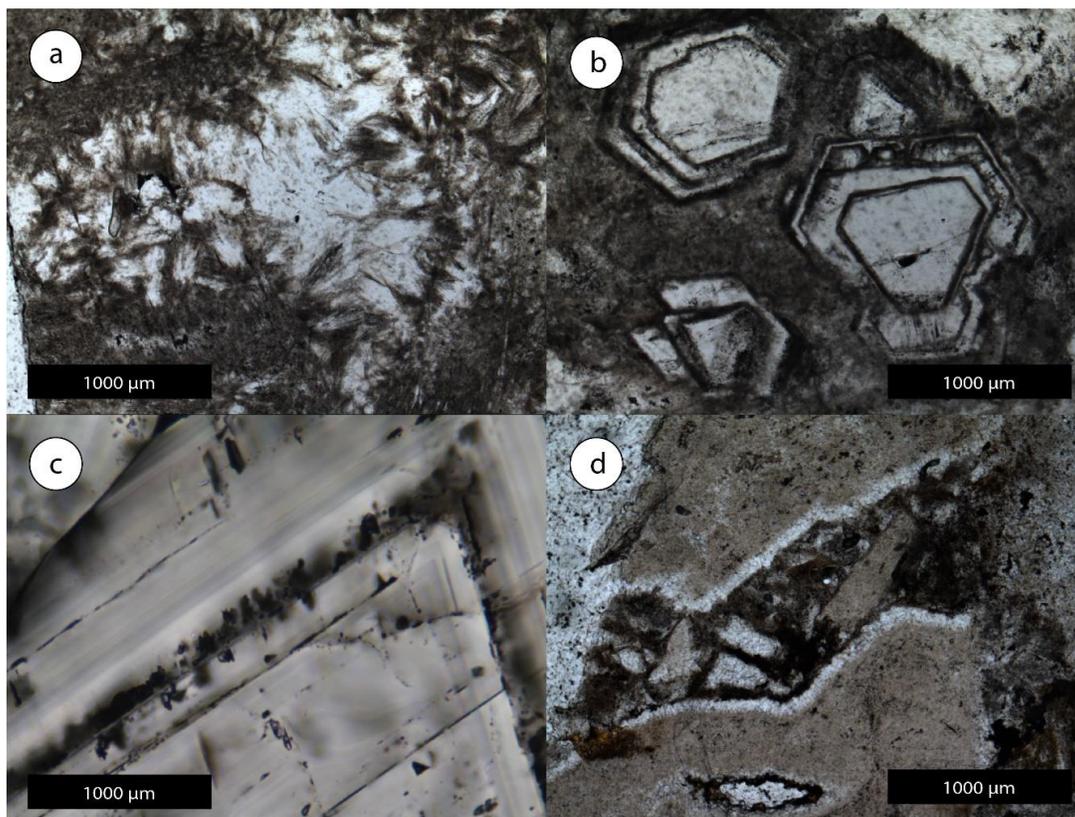


Figura 34 Texturas de no-ebullición observadas en minerales de ganga en el Distrito de Cerro Bayo. (a) Cuarzo mosaico (b) Cuarzo zonado euedral (c) Calcita rómbica (d) Textura cocarda. Imágenes representan observaciones realizadas a nicols paralelos.

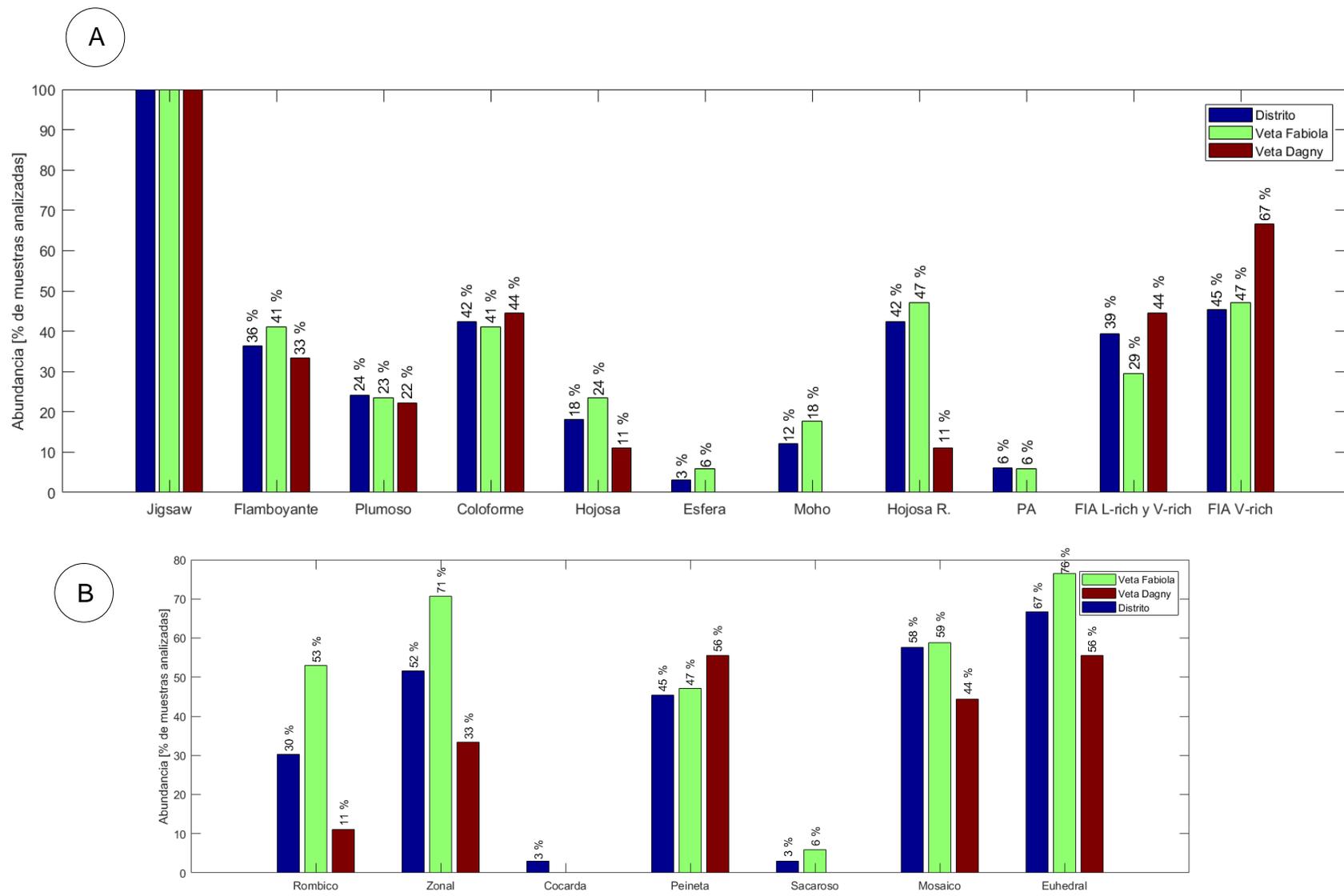


Figura 35 Indicadores de ebullición (A) y no-ebullición (B) observadas en el distrito de Cerro Bayo, en veta Fabiola, y veta Dagny. PA: pseudoacicular; Hojosa R.: calcita hojosa reemplazada.

5.2.4 Muestra D5S6A: Estudio de vetilla en veta Fabiola

La muestra D5S6A corresponde a una vetilla completa en veta Fabiola, y por ende se constituye como un buen registro de eventos hidrotermales durante parte de la evolución de la veta (Figura 36A). Por lo mismo, y como a priori se observan FIAs de ebullición, se decide realizar dos cortes doble pulido en los extremos de la vetilla y un *quickplate* en el centro de ella (Figura 36B) en un intento por caracterizar los fluidos hidrotermales. A grandes rasgos, el relleno de la vetilla inicia con la depositación de calcita/adularia masiva, a la que le sigue un relleno de cuarzo con una sucesión textural que incluye rompecabezas, coloforme, calcita hojosa reemplazada, y musgo, entre otras; además de emplazamiento de microvetillas de calcita y mineralización metálica en diferentes fases. El estudio microtermométrico y paragenético posterior se enfocará entorno a esta muestra. La petrografía microscópica se detalla en el Anexo D.

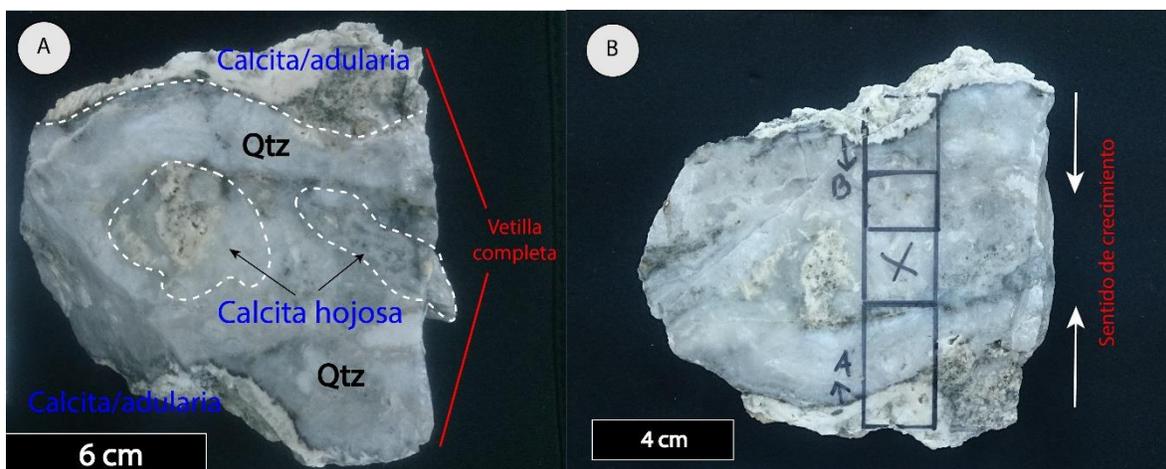


Figura 36 Muestra D5S6A de veta Fabiola, en la cual se enfoca el estudio paragenético y microtermométrico. (A) Sucesión mineral y texturas reconocidas a escala de muestra de mano. (B) Localización de cortes doble pulido.

5.3 Petrografía de inclusiones

De acuerdo con el análisis petrográfico en el total de cortes, se identificaron arreglos de inclusiones fluidas en cuarzo, calcita-adularia, y fluorita. La descripción de estas incluye su clasificación según origen y características a temperatura ambiente. A modo de resumen, las FIAs observadas corresponden a:

- (A) FIAs ricas en líquido con razones líquido-vapor consistentes.
- (B) FIAs de ebullición. Es decir, FIAs ricas en líquido, con razones líquido-vapor consistentes, en coexistencia con inclusiones ricas en vapor.
- (C) FIAs ricas en vapor.
- (D) FIAs ricas en líquido con presencia de posibles sólidos accidentales.

(*) Inclusiones con presencia de CO₂.

En general, las inclusiones fluidas se encontraban escasamente preservadas. La mayoría de los cortes analizados no presentaban familias de inclusiones, o bien si se hallaban, su tamaño medio entorno a los 1-10 μm , dificultaba su petrografía. Adicionalmente, las inclusiones se hallaban frecuentemente decrepitadas o evidenciaban claros procesos de estrangulamiento.

En cuarzo, las inclusiones se hallaban principalmente en cuarzo euhedral, zonal, y mosaico subhedral. Los arreglos anteriormente descritos fueron observados tanto en veta Dagny como en veta Fabiola, sin embargo, solo la primera evidenció inclusiones de tipo (*). En fluorita, se hallan fundamentalmente FIAs de tipo A, B, C y D; mientras que en calcita-adularia, sólo de tipo A, en textura de tipo rómbica euhedral.

Las FIAs ricas en líquido son ubicuas en el distrito. En cuarzo, se dividen en aquellas de tipo primaria, y aquellas de tipo secundaria. Las primeras se componen de inclusiones de tamaño medio \sim 5-10 μm con razones líquido-vapor consistente; se encuentran escasamente preservadas, de tal forma que solo se distinguió 1 claro arreglo de este tipo en los cortes doble pulido (Figura 37), y 1 en cortes quickplates; se reconocen por su disposición concéntrica al interior del cristal huésped. Las segundas (Figura 38) se componen de inclusiones de tamaño medio $<$ 5 μm , y cortan uno o más cristales de cuarzo en numerosas direcciones, evidenciando su formación posterior al crecimiento del cristal; este tipo de inclusiones se halla mejor preservado, sin embargo, su petrografía en detalle probó ser dificultosa debido a su menor tamaño.

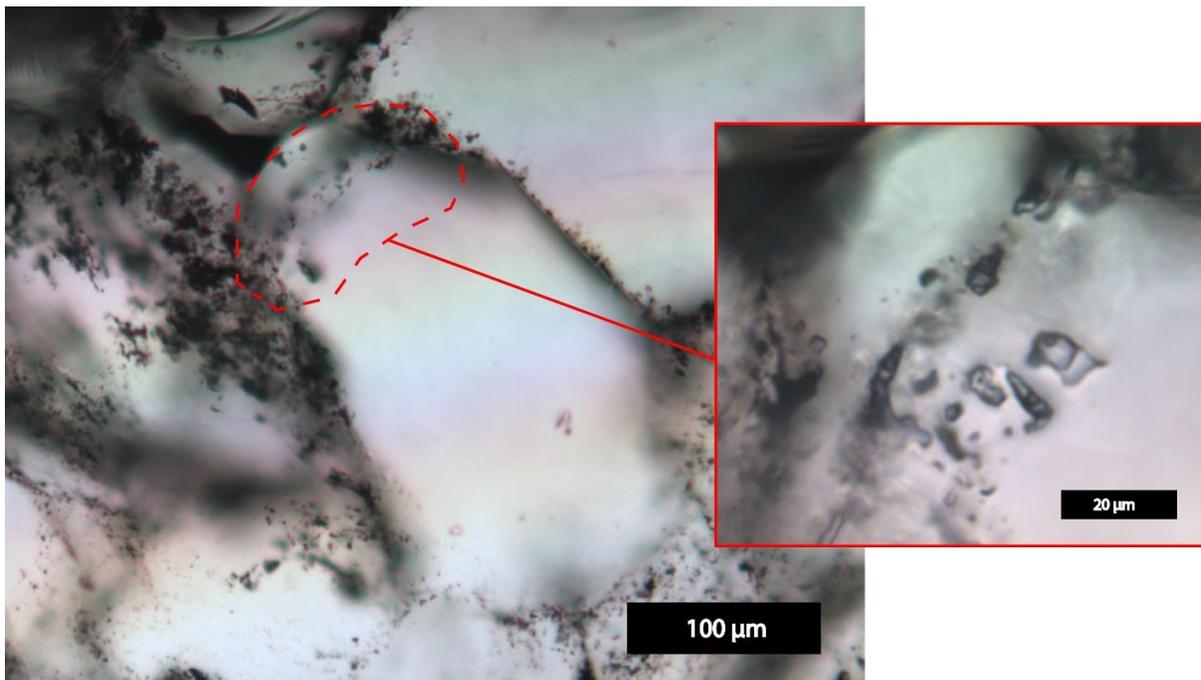


Figura 37 Arreglo de inclusiones fluidas de tipo primaria en cuarzo euhedral, hallado en muestra D5S6A.A perteneciente al nivel 282 de veta Fabiola.

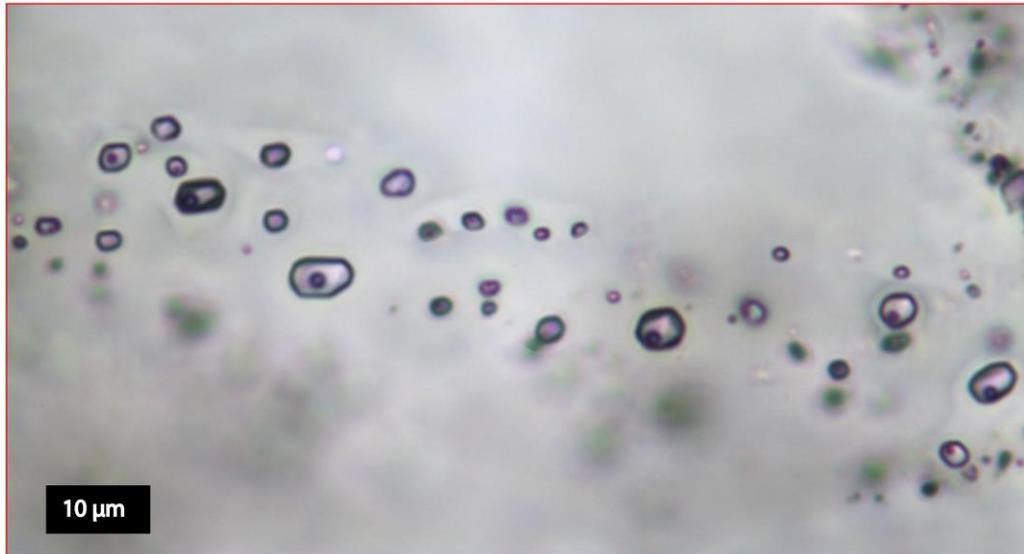


Figura 38 Arreglos de inclusiones fluidas secundarias ricas en líquido en cuarzo euhedral. Halladas en muestra D5S6A.B, perteneciente a nivel 282 de veta Fabiola.

Las FIAs primarias ricas en líquido en fluorita (Figura 39), son inclusiones que alcanzan tamaños de hasta $\sim 20 \mu\text{m}$, numerosas y en general bien preservadas, con morfología de cristal negativo en ciertos casos. Al igual que en el caso del cuarzo, su reconocimiento se realizó en base a patrones concéntricos al interior del cristal. Dicha disposición es menos clara y discreta que en el caso del cuarzo, siendo más bien de carácter gradacional hacia el borde del cristal. La fluorita se dispone como una masa más o menos homogénea de límites cristalinos poco claros, adicionalmente al ser un mineral isótropo, la diferenciación de los bordes de un cristal individual con su vecino, a nicoles cruzados, es dificultoso; de esta manera el criterio principal para la distinción de FIAs primarias, fue la disposición de una misma FIAs en más de una dirección, generalmente las direcciones de clivaje, y algún tipo de disposición concéntrica. Las FIAs de carácter secundario (Figura 40), son inclusiones de tamaño medio $5\text{-}10 \mu\text{m}$, distribuidas en trenes de inclusiones muy claros; que atraviesan uno o más cristales, en general son de baja temperatura, en base a su elevada razón líquido-vapor a temperatura ambiente. Se distinguieron numerosos trenes paralelos de inclusiones secundarias en al menos 3 direcciones, los que indicarían numerosos eventos hidrotermales tardíos.

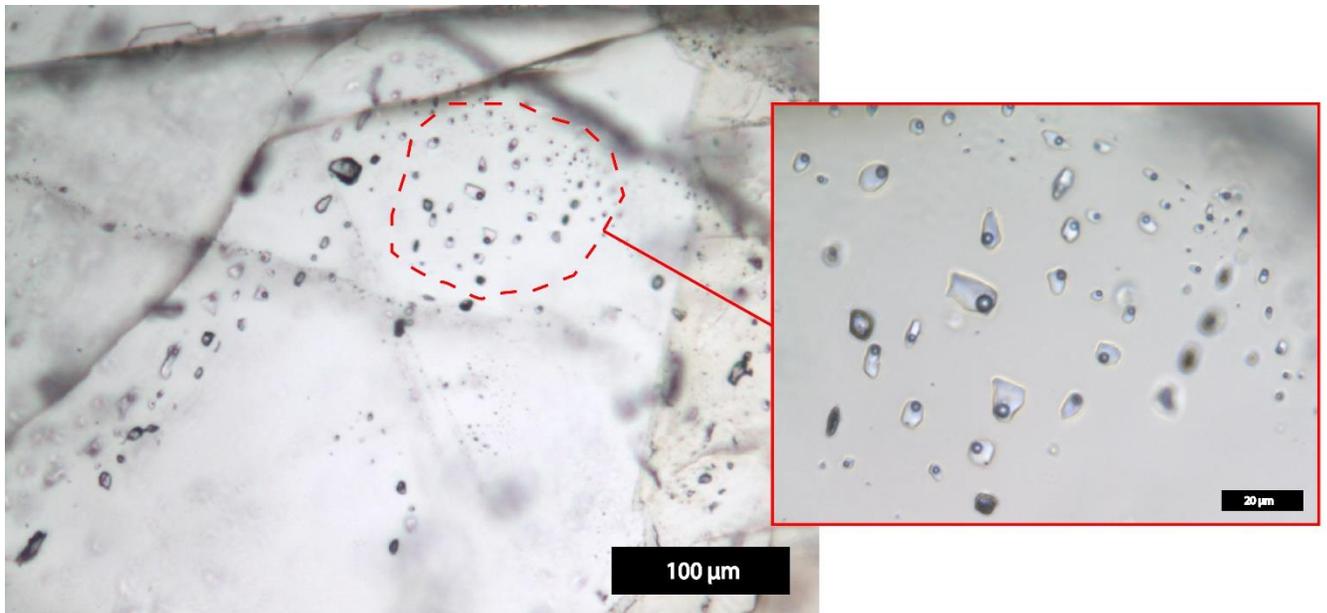


Figura 39 Arreglo de inclusiones fluidas de tipo primaria en fluorita masiva, hallado en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.

Las FIAs en calcita (Figura 41) se hallan particularmente decrepitadas y con evidencias de estrangulamiento. En este caso, las FIAs son muy escasas, de tamaño $\sim 5 \mu\text{m}$, y con razones líquido-vapor de muy baja temperatura. En general se disponen siguiendo el clivaje y la morfología rómbica de la calcita, aunque la poca preservación y la escasez solo permite clasificarlas tentativamente como primarias.

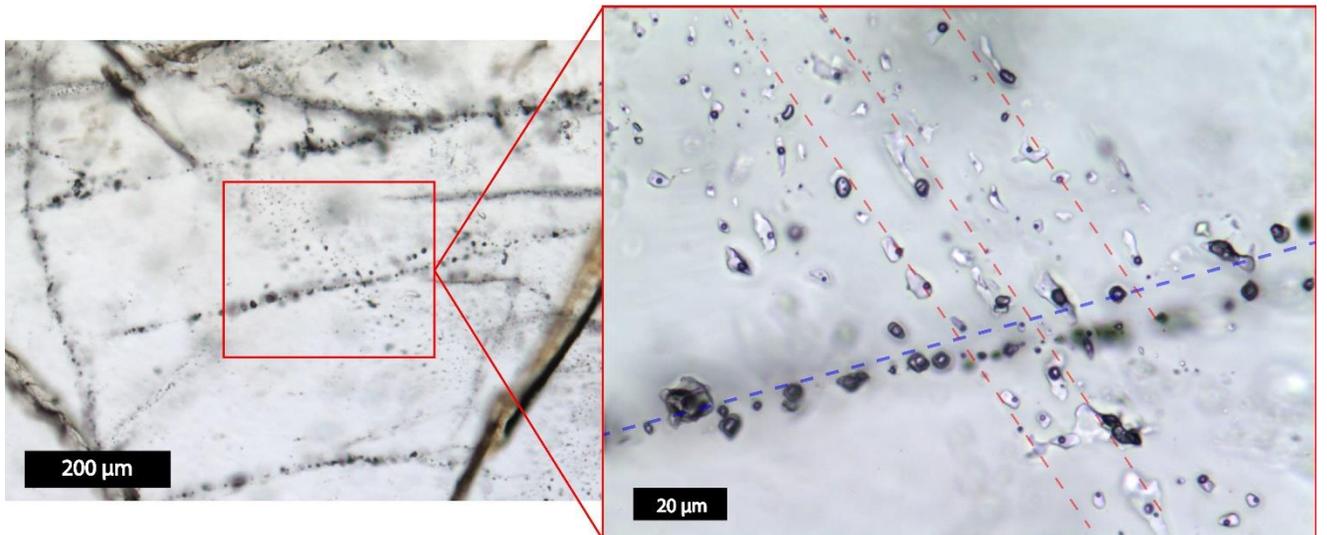


Figura 40 Arreglos de inclusiones fluidas secundarias ricas en líquido en fluorita masiva, con trenes de inclusiones demarcados mediante líneas discontinuas rojas; y arreglo de tipo secundaria rica en vapor, demarcado mediante línea discontinua azul. Ambas halladas en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.

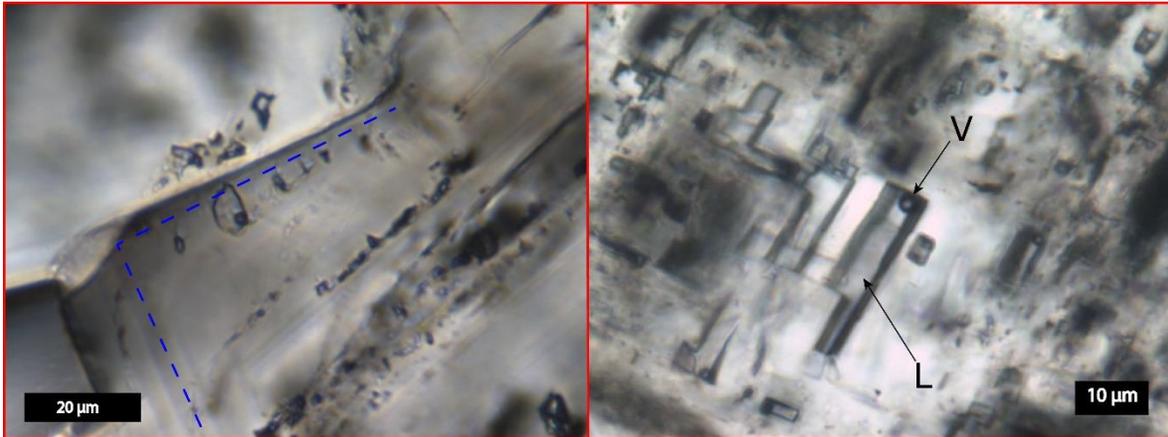


Figura 41 Arreglos de inclusiones fluidas ricas en líquido en calcita rómbica, hallado en muestra D5S6A.A, perteneciente al nivel 282 de veta Fabiola.

Las FIAs de ebullición (tipo B), son de menor abundancia y se encuentran restringidas a niveles específicos al interior de ambas vetas, en el caso de veta Fabiola, en torno al nivel 280; y en el caso de veta Dagny, entorno al nivel superficial. En cuarzo (Figura 42), son de tipo exclusivamente secundario, y de baja persistencia, es decir, raramente cortaban el cristal huésped en toda su longitud; su tamaño es variable, sin embargo, se mantiene dentro de los parámetros generales descritos para el yacimiento (i.e. $\sim 10 \mu\text{m}$). Raramente, se encontraban como cúmulo de inclusiones en el núcleo del cristal, en cuyo caso se clasifica tentativamente como primaria, reflejando el crecimiento temprano del cristal; aunque también podría tener un origen secundario en el caso de disolución y reemplazo del núcleo en un evento hidrotermal posterior. Las FIAs de ebullición en fluorita (Figura 43), son igualmente de origen secundario, de mucha menor persistencia, pero mayor tamaño y más localizados que sus análogos en cuarzo; y mucha menor abundancia que los arreglos ricos en líquido.

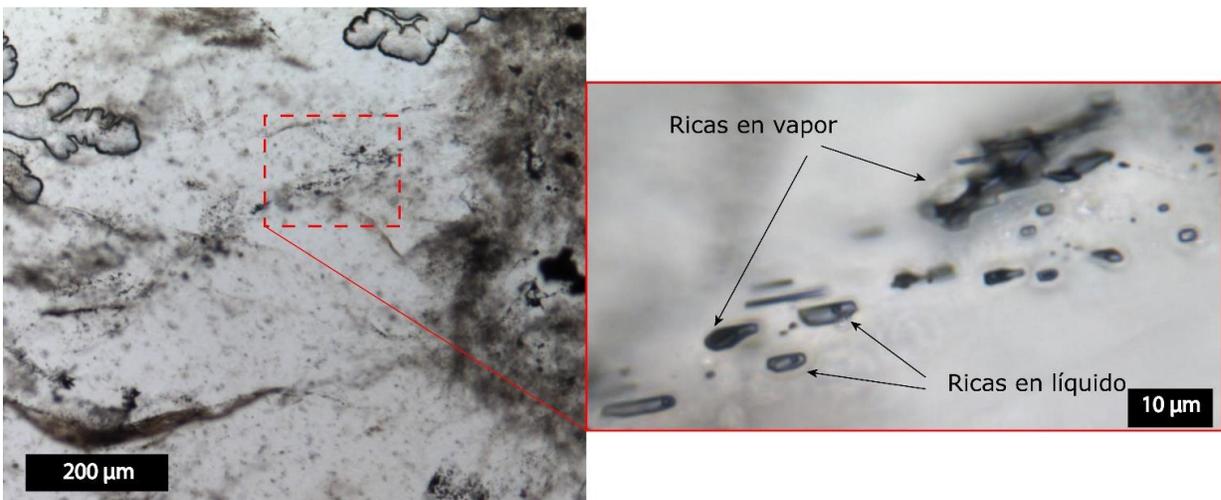


Figura 42 Arreglo de inclusiones fluidas secundarias de ebullición en cuarzo plumoso, hallado en muestra D5S6A.A, perteneciente al nivel 282 de veta Fabiola.

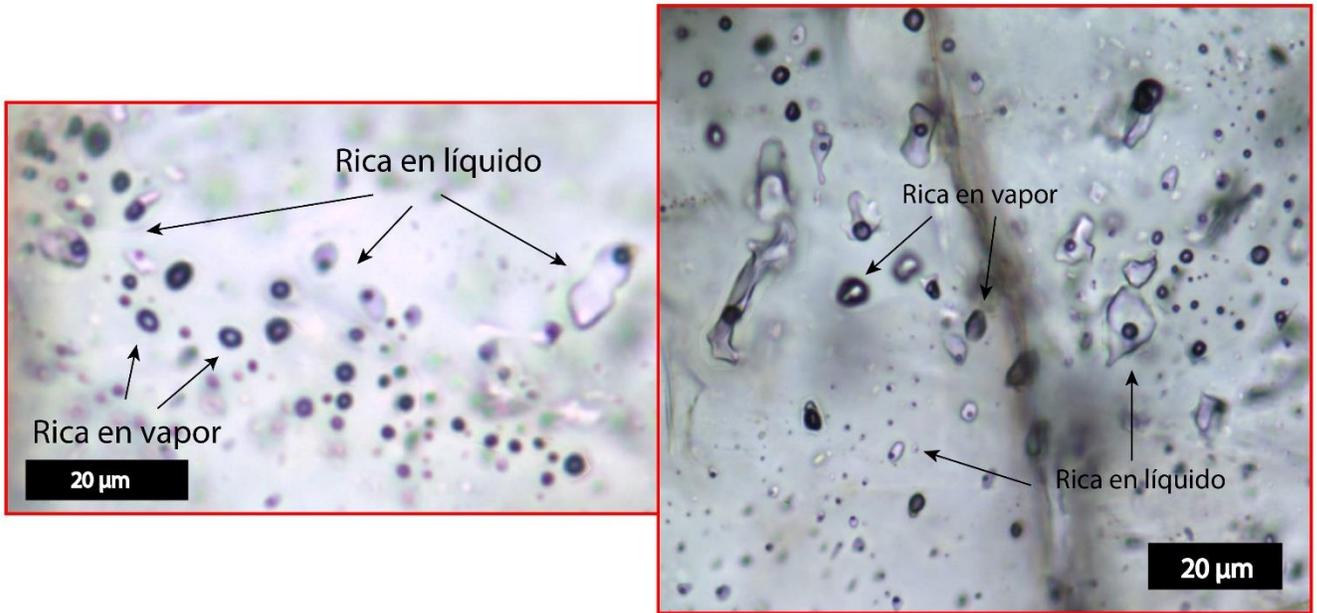


Figura 43 Arreglos de inclusiones fluidas secundarias de ebullición en fluorita masiva, hallados en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.

Las FIAs ricas en vapor en cuarzo (Figura 44A) son exclusivamente secundarias, localizándose generalmente en notorias fracturas que cortan numerosos minerales, tienden a ser muy pequeñas, de entre 1-5 μm ; aunque también tienden a observarse en cúmulos de inclusiones. En fluorita, las FIAs ricas en vapor son de mayor tamaño que su contraparte rica en líquido, tienden a observarse como trenes bien definidos de inclusiones tanto de carácter primario (Figura 45) como secundario (Figura 40), o bien como cúmulos-trenes al interior del cristal, es decir, posiblemente constituyen trenes de inclusiones que por su cercanía son difíciles de diferenciar claramente, lo que les confiere una apariencia de “cúmulo de inclusiones” al interior de la masa de fluorita (Figura 44B)

Las FIAs ricas en líquido con presencia de sólidos se observan en fluorita y en cuarzo, en ambas vetas y en general a toda profundidad, aunque no son abundantes. Son de carácter secundario, de tamaño similar a las FIAs ricas en líquido (tipo A), con las cuales se encuentra en estrecha proximidad, son de menor persistencia y muy locales. Los sólidos asociados, son en la mayoría de los casos de tipo accidental, de la misma mineralogía que el cristal huésped, aparentemente de calcita-adularia por su cercanía a dicha mineralización; y en algunos casos posiblemente de arcilla (illita-esmectita-caolinita), debido a su presencia como inclusiones sólidas en el mineral huésped.

Las inclusiones con presencia de CO_2 son las más escasas en el distrito, encontrándose únicamente en veta Dagny. Solo se hallan en 1 muestra de cuarzo, como cúmulo al interior de cuarzo euhedral. A temperatura ambiente se reconocen las fases líquido-vapor de CO_2 , y líquido de H_2O , en inclusiones de tamaño medio 10 μm .

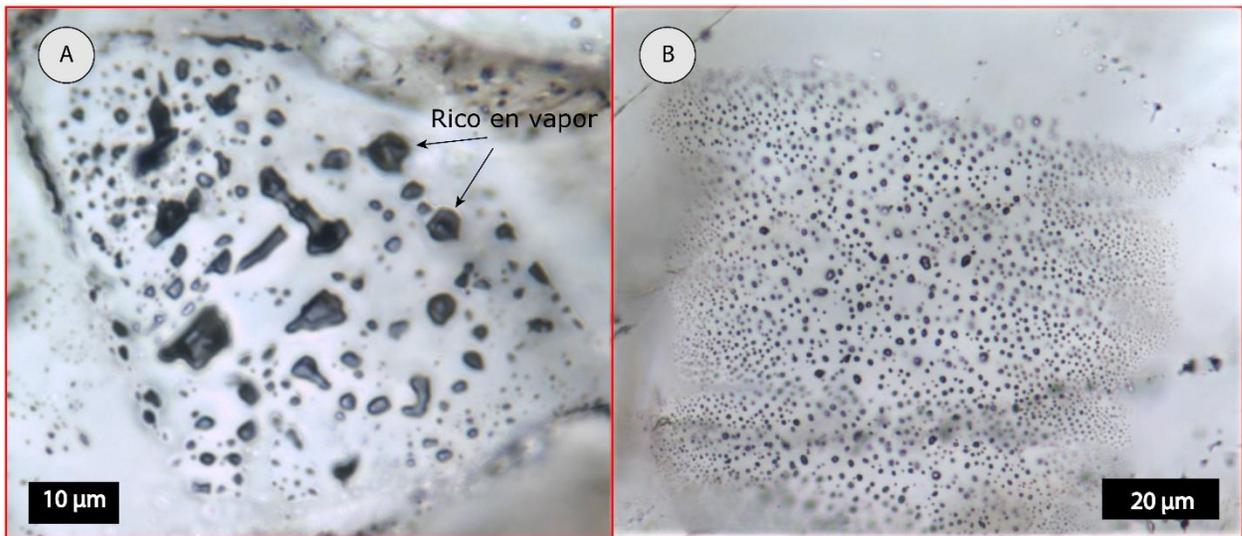


Figura 44 (A) Arreglo de inclusiones fluidas ricas en vapor en cuarzo mosaico, hallado en muestra D5S6A.A, perteneciente al nivel 282 de veta Fabiola. (B) Arreglo de inclusiones fluidas ricas en vapor en fluorita hallados en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.

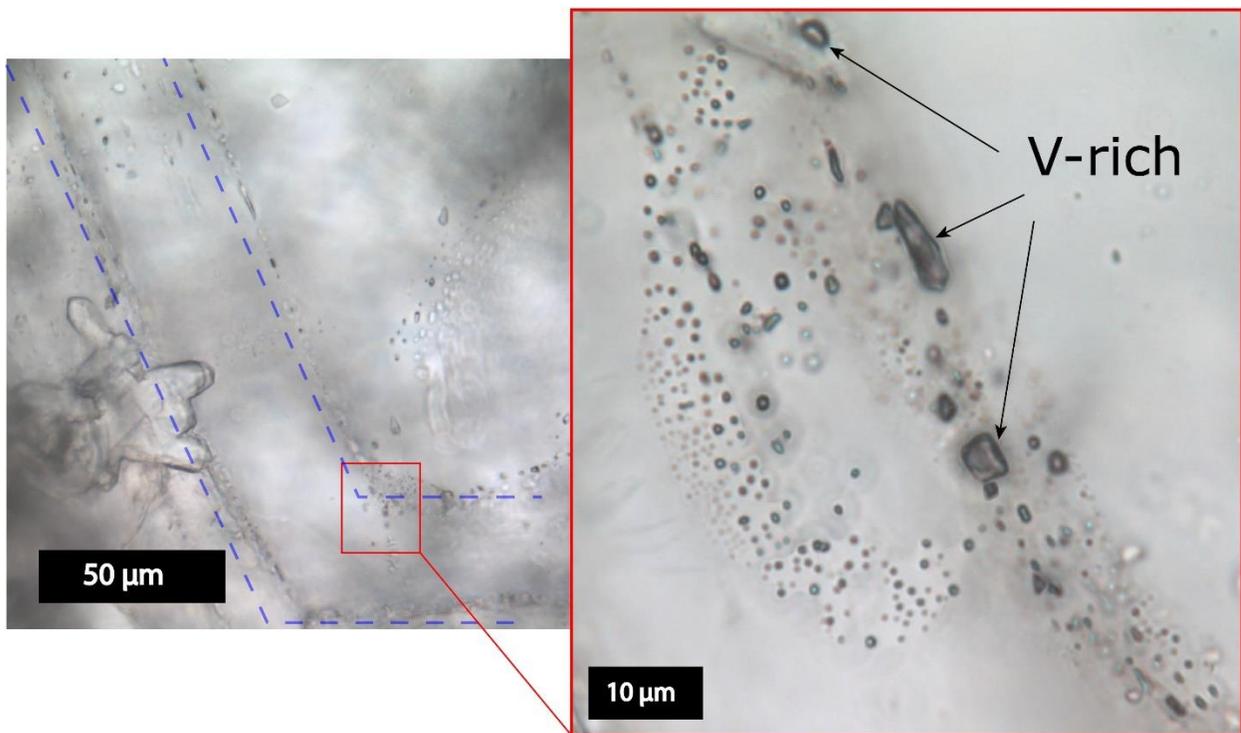


Figura 45 Arreglos de inclusiones fluidas primarias ricas en vapor fluorita masiva, con trenes de inclusiones primarios demarcados mediante líneas discontinuas azules. Arreglos hallados en muestra D2S3B, perteneciente al nivel superficial de veta Dagny.



Figura 46 (A) Arreglo de inclusiones fluidas ricas en líquido con presencia de sólidos en fluorita masiva. S: sólido de mineralogía desconocida; L: líquido; V: vapor. (B) Inclusiones con contenido de CO₂ en espécimen procedente del nivel 235 de veta Dagny; tanto la fase líquida como vapor de CO₂ son observables en coexistencia con las fases de H₂O.

5.4 Microtermometría

En primer lugar, y como fue mencionado anteriormente, los cortes presentan muy pocas inclusiones bien preservadas en cuarzo, por ende, la mayoría de los datos microtermométricos corresponden a aquellas FIAs halladas en fluorita. Adicionalmente, de las ya escasas FIAs en cuarzo, muchas de ellas se comportaban de manera metaestable al someterlas a los análisis, y, por lo tanto, no se pudieron obtener datos completos de dichas inclusiones. Las temperaturas de homogeneización T_h y las salinidades obtenidas a partir de la temperatura de último fundido T_m se hallan resumidos en la Tabla 11, y se detallan gráficamente en la Figura 47 en el caso de la fluorita.

Muestra	Zona	Host	FIA's	Tipo	Min.	T_h [°C]	Prom. [°C]	T_m [°C]	Prom. NaCl [%peso]	n	
D556A.A	Nivel 282	Qtz	1	Sec	si	120-122	121	Metaestable	-	4	
			2	Sec	si	107-109	108		-	4	
			3	Sec	si	90-100	95		-	4	
			4	Sec Eb	si	92-115	103.5	1.7 - 2.4	2.1	7	
			5	Sec	no	105-113	109	Metaestable	-	7	
			6	Prim	no	106-117	111.5	-	-	6	
D253B	Superficial	Fl	1	?	no	70 - 90	-	Metaestable	-	2	
			2	Sec	no	-	-	-7.4 to -8.1	11.5	8	
			3			112 - 160	135.1	-6.1 to -6.5	9.7	7	
			4			137 - 163	154.6	-6.6 to -6.9	10.1	7	
			5			100 - 119	107	-3.2 to -6.9	7.0	5	
			6			144-146	144.7	-6.9 to -7.0	10.4	3	
			7			135-140	136.3	-3.7 to -6.9	9.3	4	
			8			120-140	131.4	-6.8 to -7.0	10.3	5	
			9			195-225	209	-2.8 to -3.1	4.9	14	
			10			115-116	115.3	-8.1	11.8	4	
			11			120-130	125	-8.7 to -9.1	12.7	12	
			12			120-130	125	Metaestable	-	2	
			13			146-154	150				3
			14			154-157	155.5				3
			15			Prim	212-236	219.7	-7.7 to -8.5	11.8	13
			16				211-218	217	-8.1	11.8	3
			17				222-236	231	-8.0 to -8.1	11.8	4
	Ebullición	177-182	179.5	-7.9	11.6	8					

Tabla 11 Resumen de datos de microtermometría. Qtz: cuarzo, Cal: calcita, Fl: fluorita, Min: ¿asociadas a mineralización?, Prom: promedio, n: número de inclusiones, Sec: secundaria, Prim: primaria. 'Metaestable': Sin dato de salinidad, debido a la incapacidad de nuclear fase vapor durante el calentamiento de una inclusión congelada.

5.5 Microscopía electrónica de barrido (SEM-BSE)

Se detectó la presencia de Au y Ag en inclusiones decrepitadas en cristales de pirita hospedados en cuarzo rompecabezas (Figura 48). Las concentraciones resultantes de análisis semi-cuantitativos corresponden a 2.57% en peso Au, 0.6% en peso Ag, 1.5% en peso Cl, 0.5% en peso Al, y 3.2% Rh. Adicionalmente se detecta la presencia de cristales euhedrales de adularia con fluidos provenientes de inclusiones decrepitadas, con elevado contenido de Ca y S, ambos en el rango 12 - 20 % atómico (Figura 49).

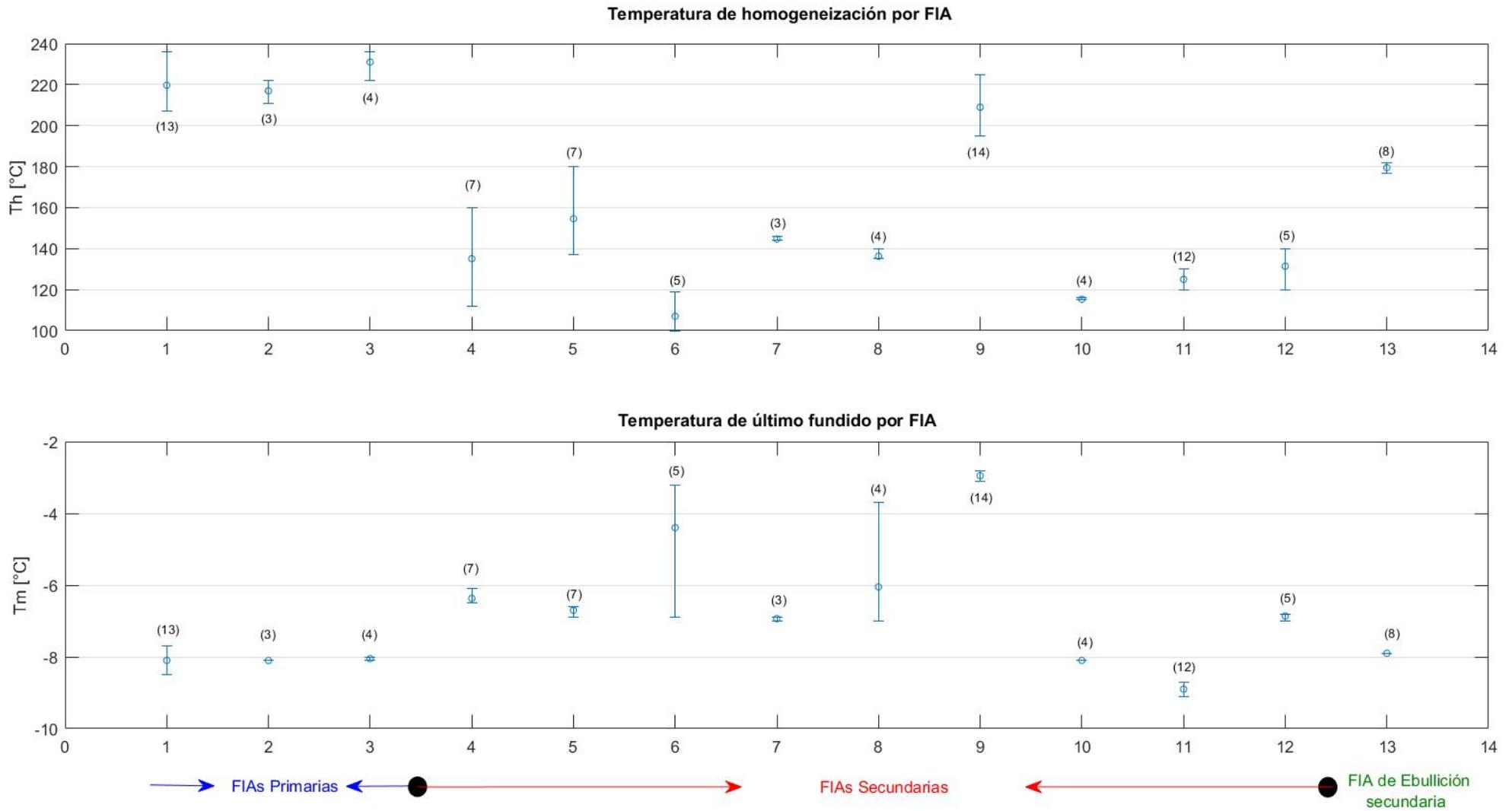


Figura 47 Gráfico de Temperatura de homogeneización (T_h) y último fundido (T_m) por FIA analizada en **fluorita**, se detalla la media y los valores extremos en cada familia de inclusiones.

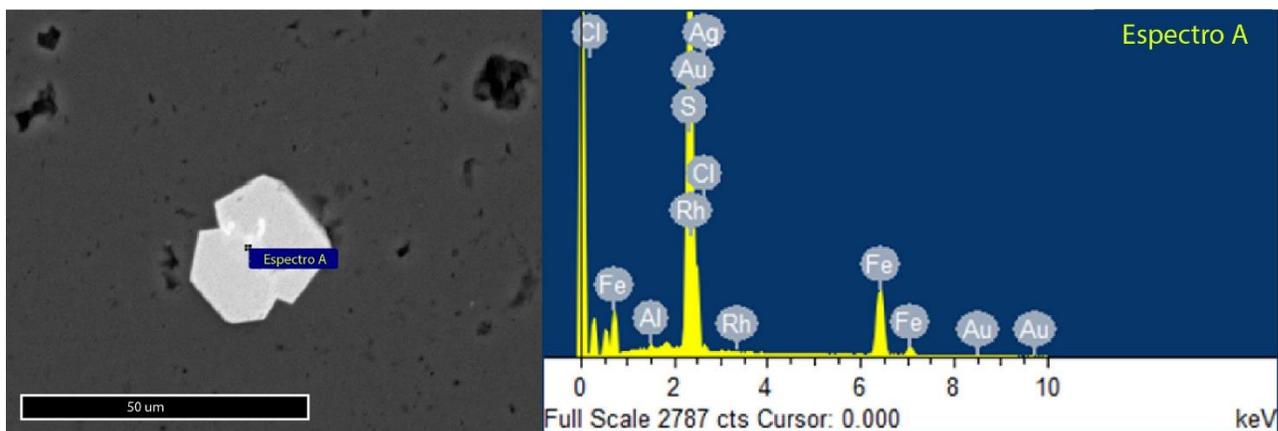


Figura 48 Análisis SEM-BSE en pirita. Inclusiones decrepitadas con presencia de Au y Ag.

Respecto a los fluidos provenientes de la decrepitación de las inclusiones en cuarzo rompecabezas, en general se detectó la presencia elevada de Cl^- , Na^+ , K^+ , y S; y en ciertos casos, menor Ca^{2+} (Anexo G). Las concentraciones % atómico semi-cuantitativas son altamente variables: para el Cl^- oscilan entre 4.4% y 36.0%; el Na^+ posee concentraciones entre 9.2% y 41.4%; el K^+ , concentraciones entre 1.6% y 28.5%; y el S, entre 0.6% y 14.8%. El Ca^{2+} , oscila entre los 0.4% y 1.9%.

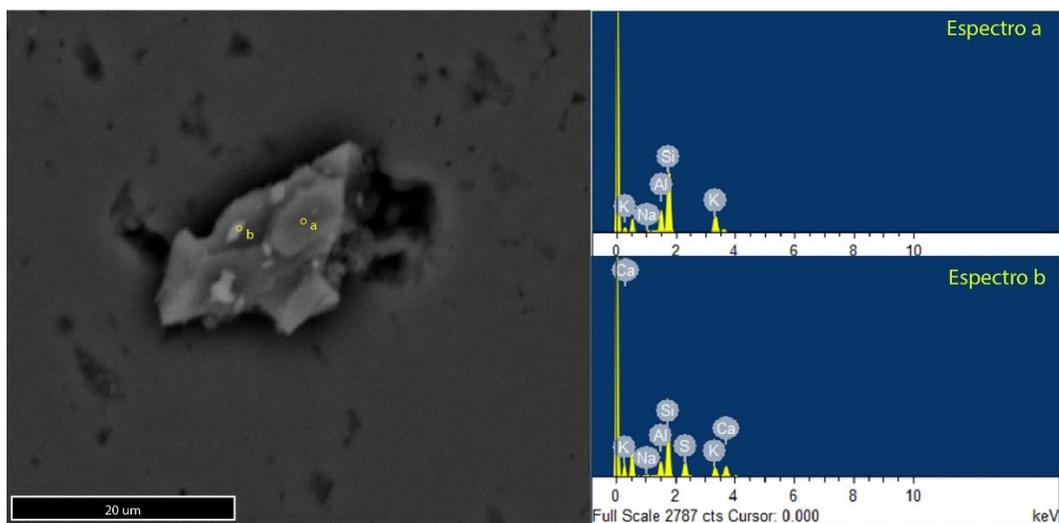


Figura 49 Análisis SEM-BSE en adularia (a). Espectro de inclusiones decrepitadas con presencia de Ca y S. (b) Espectro de cristal de adularia.

5.6 Ablación Láser

En primer lugar, es importante destacar que no fue posible obtener concentraciones absolutas de elementos mayores y trazas, debido a la ausencia de un estándar interno del material. Sin embargo, el estándar externo *NIST SRM-610* permite el cálculo de razones de elementos con lo cual es factible realizar un análisis comparativo de concentraciones relativas. La ablación láser fue realizada

en la muestra D5S6A.B, correspondiente a parte de la vetilla estudiada de veta Fabiola. Las razones de concentraciones promedio para elementos mayores en diferentes minerales huéspedes se muestran en la Tabla 12, el recuento completo de concentraciones en cada punto de análisis se halla en el Anexo H. A pesar de lo anteriormente mencionado, a continuación, se reportan y discuten resultados en concentraciones relativas (Anexo H) debido a que estas ayudan a realizar un análisis comparativo más intuitivo.

Según la petrografía mineral ya realizada y comentada, la sección inicial de la vetilla (ID "Adularia" en Tabla 12) correspondería a calcita y posible adularia, sin embargo, de acuerdo con el procesamiento de datos de ablación láser, se reconocen 3 picos con características químicas distintivas (Anexo H), lo que señalaría la ocurrencia de al menos 3 minerales o asociación de minerales huéspedes diferentes en esta zona. En porcentaje peso, el "huésped 1" presenta la mayor abundancia de Ca, de hasta el 57%, con 31-33% de Mg y Si despreciable (<1%); el "huésped 2" presenta entre 14-24% wt de Ca, 6-15% de Mg, y 44-49% de Si; por último, el "huésped 3" contiene 8% wt de Ca, 6% de Mg, y la mayor cantidad de Si, en torno al 68%.

Por otra parte, y respecto a las razones de concentraciones de elementos trazas en minerales opacos como la pirita, se observa enriquecimiento en elementos como Cu, Ag, Au y Mo; y elevadas concentraciones de As y Pb (Tabla 13). También pueden notarse diferencias entre las piritas mineralizadas inicialmente, en asociación con calcita-adularia; y las piritas mineralizadas durante el comienzo de la depositación de cuarzo. Las segundas presentan concentraciones de plata de hasta 1000 ppm de Cu, ~12000 ppm de Ag, y ~6 ppm de Au, lo que se traduce en factores de enriquecimiento del 1.5, 10, y 3 respectivamente, en comparación a las piritas de la fase anterior. Análogamente, la concentración de Zn aumenta desde 23 ppm hasta ~9800 ppm, y la concentración de As al doble, hasta los ~16000 ppm; las concentraciones de Mo y Pb se mantienen relativamente estables.

En la zona inicial de calcita-adularia, el huésped 2 es el que presenta mayor enriquecimiento metálico, con concentraciones máximas de 108 ppm Au, y 30 ppm Ag, así como las concentraciones más elevadas de Zn (~170 ppm) y Pb (~60 ppm). En contraste, en el huésped 1 se hallan las mayores concentraciones de tierras raras (La, Ce, Yb; hasta ~48 ppm). El huésped 3 presenta las concentraciones más elevadas de As (~900 ppm).

Respecto al cuarzo, ni la textura jigsaw ni colofome presentan enriquecimiento en metales preciosos, sin embargo, el cuarzo jigsaw posee mayor contenido de Ag (~1.3 ppm), y concentraciones de Ba de hasta 27 ppm. En contraste, el cuarzo colofome contiene cantidades despreciables de Ag (~0.1 ppm), y presenta mayor abundancia de Ga y Sb, de hasta 53 ppm y ~80 ppm respectivamente, en comparación a los ~5 ppm y ~10 ppm en cuarzo jigsaw. Por otra parte, se aprecia un fuerte aumento en el contenido de Ga, y una leve disminución en el de As y Sr en el sentido de crecimiento del cuarzo colofome, evidenciado por las abundancias dispares en las distintas bandas de depositación.

ID	Mineral	Elementos Mayores [elemento]/[Si/Ca]*10 ³								
		Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
"Adularia Inicio"	Huésped 1	1.42	457.01	0.54	2.90	0.12	-	0.01	82.35	120.07
	Huésped 2	300.30	448.49	30.79	955.61	26.50	807.76	0.32	61.03	105.28
	Huésped 3	312.51	112.78	24.87	-	27.25	183.90	0.27	4.71	8.58

ID	Mineral	Elementos Mayores [elemento]/[Si/Ca/Fe]*10 ³								
		Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
"Adularia medio"	Huésped 1	0.39	485.29	0.43	0.88	0.06	-	0.01	78.86	86.97
	Huésped 2	0.35	188.26	368.70	-	163.86	507.71	0.23	34.23	194.50
	Pirita	0.04	1.51	5.88	14.36	2.23	1.71	0.39	0.82	-

ID	Mineral	Elementos Mayores [elemento]/[Ca]*10 ³								
		Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
"Adularia final"	Huesped 1	0.29	475.53	0.27	1.00	0.04	-	0.01	99.77	104.10

ID	Mineral	Elementos Mayores [elemento]/[Fe]*10 ³								
		Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
"Opacos final"	Pirita	0.05	0.33	2.46	3.16	1.21	1.46	0.43	0.29	-

ID	Mineral	Elementos Mayores [elemento]/[Si]*10 ³									
		B	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
"Coloforme"	Cuarzo: Banda 1	0.19	0.10	0.10	0.13	-	0.12	1.33	-	0.01	0.00
	Cuarzo: Banda 2	0.16	0.05	-	0.06	-	0.05	0.82	-	0.25	0.01
	Cuarzo: Banda 3	0.18	0.10	0.01	0.12	-	0.10	1.05	-	0.42	0.03

ID	Mineral	Elementos Mayores [elemento]/[Si]*10 ³								
		Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe
"Jigsaw"	Cuarzo	0.10	0.22	2.25	-	0.23	0.19	-	0.22	0.15

Tabla 12 Razones promedio de elementos mayores en muestra D5S6A. Valores no indicados en caso de concentraciones << 0.1 % wt.

ID	Mineral	Elementos Trazas [elemento]/[Si/Ca]*10 ⁵												
		Cu	Zn	As	Mo	Ag	Ba	La	Ce	Yb	Au	Pb	Cu max	Ag max
"Adularia Inicio"	Huésped 1	0.08	2.43	0.20	LOD	LOD	0.07	0.72	1.18	0.36	LOD	0.07	0.15	LOD
	Huésped 2	0.70	1.20	27.17	LOD	LOD	7.10	0.51	0.78	0.17	LOD	2.92	0.85	LOD
	Huésped 3	0.09	0.21	28.04	LOD	0.003	6.80	0.06	0.09	0.01	LOD	0.24	0.10	0.003

ID	Mineral	Elementos Trazas [elemento]/[Si/Ca/Fe]*10 ⁵										Cu max	Ag max	Au max
		Cu	Zn	As	Mo	Ag	La	Ce	Yb	Au	Pb			
"Adularia medio"	Huesped 1	LOD	0.99	0.02	0.00	LOD	0.29	0.45	0.21	LOD	0.02	LOD	LOD	LOD
	Huesped 2	2.82	7.49	3.60	0.91	0.82	0.30	0.54	0.07	0.01	1.55	4.08	1.52	0.01
	Pirita	8.24	0.32	134.95	0.27	15.43	0.01	0.02	0.00	0.03	30.11	8.99	17.04	0.03

ID	Mineral	Elementos Trazas [elemento]/[Ca]*10 ⁵									
		Cu	Zn	As	Mo	Ag	La	Ce	Yb	Au	Pb
"Adularia final"	Huesped 1	LOD	1.32	LOD	LOD	LOD	0.38	0.66	0.19	LOD	0.02

ID	Mineral	Elementos Trazas [elemento]/[Fe]*10 ⁵									Cu max	Ag max	Au max
		Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Sb	Au	Pb			
"Opacos final"	Pirita	8.87	137.77	229.11	0.33	0.17	102.34	2.72	0.08	15.10	13.23	166.41	0.08

ID	Mineral	Elementos Trazas [elemento]/[Si]*10 ⁵						
		Cu	Ga	As	Sr	Ag	Sb	Au
"Coloforme"	Cuarzo: Banda 1	LOD	0.60	0.67	2.56	0.03	16.98	LOD
	Cuarzo: Banda 2	LOD	7.24	0.25	0.49	0.02	13.45	LOD
	Cuarzo: Banda 3	LOD	11.47	0.23	0.66	0.04	13.88	LOD

ID	Mineral	Elementos Trazas [elemento]/[Si]*10 ⁵								
		Cu	Ga	As	Sr	Ag	Sb	Ba	Au	Pb
"Jigsaw"	Cuarzo	LOD	0.10	0.02	0.10	0.03	0.21	0.59	LOD	0.07

Tabla 13 Razones promedio de elementos mayores en muestra D5S6A. LOD: bajo del límite de detección.

5.7 Análisis estadístico y modelamiento 3D

La base de datos facilitada por Mandalay Resources corresponde a información geológica de sondajes realizados en las vetas Dagny y Fabiola en el sector de Laguna Verde. Esta incluye datos de leyes de oro y plata en profundidad, y en el caso de veta Dagny, también en superficie. Los sondajes corresponden a perforaciones o barrenas de largo máximo 7.15 m en veta Fabiola, y 6.85 m en veta Dagny, con una media de 2.7 m y 2.8 m respectivamente; su orientación es principalmente horizontal, y su distribución espacial se asemeja a la morfología de las vetas en estudio (Figura 50).

En primer lugar, es necesario realizar una corrección a la base de datos original, ya que numerosos errores fueron detectados al momento de realizar la importación de la base a los softwares mencionados. Estos errores y las soluciones adoptadas corresponden principalmente a: collares de perforaciones duplicados, con lo cual se procede a ignorar 3 perforaciones en veta Fabiola; diferentes orientaciones para un mismo sondaje, con lo cual se ignoran 6 set de datos de rumbo y manteo adicionales en veta Fabiola; y por últimos segmentos coincidentes con diferentes leyes de oro y plata; en este último caso se ignoraron 12 segmentos provenientes de diferentes sondajes en veta Fabiola, y 15 en veta Dagny.

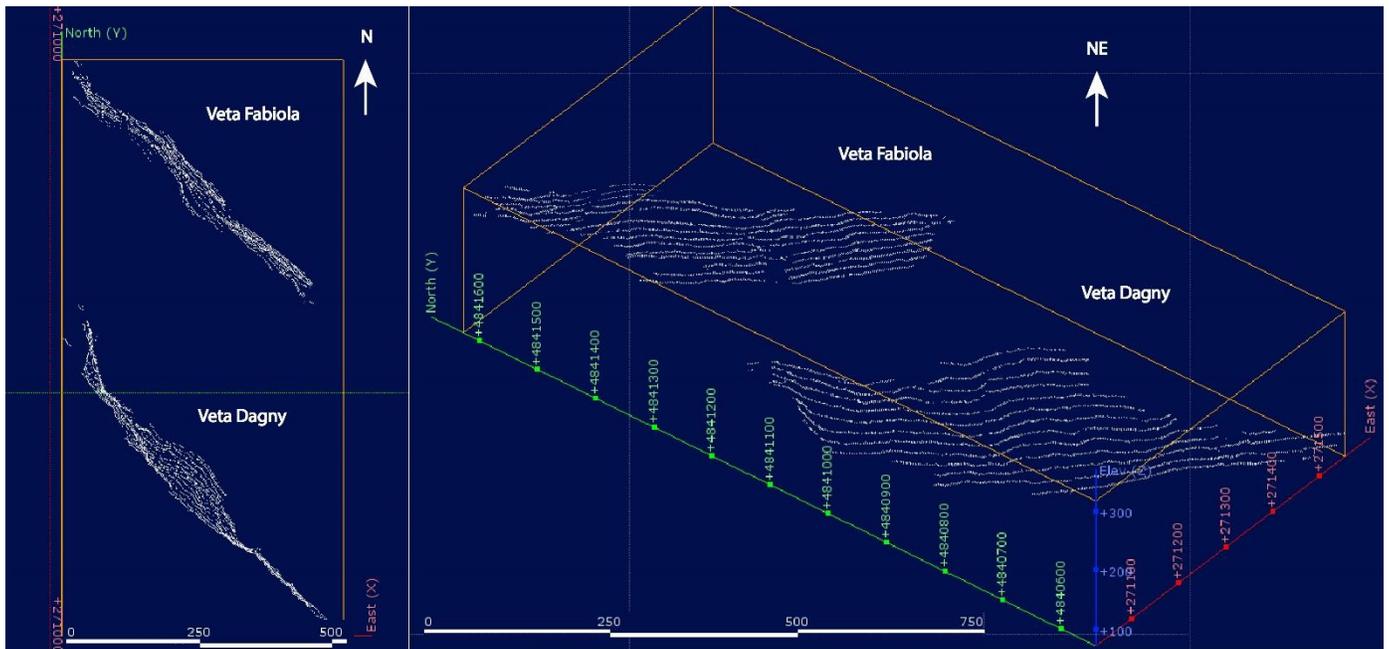


Figura 50 Vista en planta y de perspectiva en profundidad de veta Fabiola y Dagny, sector de Laguna Verde.

5.7.1 Análisis estadístico

A partir de la base de datos optimizada, se procede a la realización de un análisis estadístico básico para cada una de las vetas.

En primer lugar, se determinan los valores de las variables estadísticas básicas, tales como la media y la varianza experimental del espacio de muestreo; así como la distribución de frecuencia de los datos, la cual se representa mediante histogramas simples, histogramas de frecuencia acumulada (Anexo I) e histogramas log-normales (Figura 51); esto último para facilitar la visualización de los datos. El resumen de los estimadores se halla detallados en la Tabla 14. El coeficiente de variación (C.V.) se define como una medida adimensional del grado de variabilidad porcentual de una variable siempre positiva; consistente en la razón entre la media y la desviación estándar de la muestra. Típicamente, distribuciones con C.V. > 1 se consideran de alta varianza, con variables que despliegan una amplia heterogeneidad en sus valores. Por otro lado, la asimetría de una distribución representa el grado de asimetría de una variable respecto a su media; valores elevados indica asimetría positiva, i.e. la mayoría de los datos se concentra a la izquierda de la media.

	Dagny		Fabiola	
	Ag	Au	Ag	Au
N° de muestras	5958	5958	5313	5313
Mínimo	1	0.05	0.1	0
Máximo	28714	418	42664	194
Media	544	3.7	493	2.6
Desviación estándar	1377	9.6	1409	6.7
Coefficiente de variación	2.53	2.56	2.85	2.57
Asimetría	8.8	18.2	13.4	11.0

Tabla 14 Parámetros estadísticos básicos de leyes de Au y Ag en vetas Fabiola y Dagny.

Adicionalmente, se calcula el coeficiente bivariable o de correlación, entre las diferentes leyes. Las leyes de Au y Ag poseen un coeficiente de correlación de 0.54 y 0.57 en veta Fabiola y Dagny respectivamente. Además, se calcula el coeficiente entre las leyes de otros metales reportadas en los niveles superficiales de veta Dagny (Anexo H). Según esto, los pares Ag-Sb, Cu-Sb, Zn-Pb se hallan fuertemente correlacionados; mientras que Cu-Ag y As-Ag presentan cierta correlación.

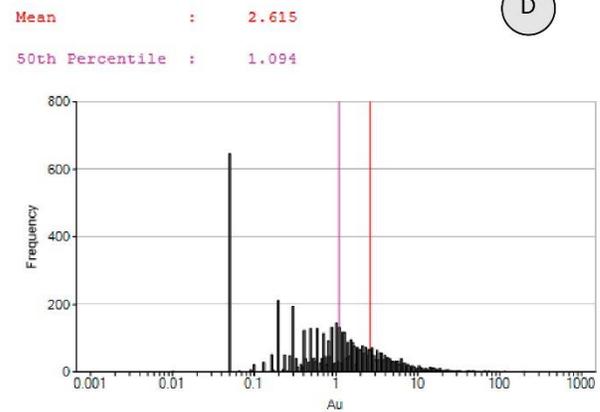
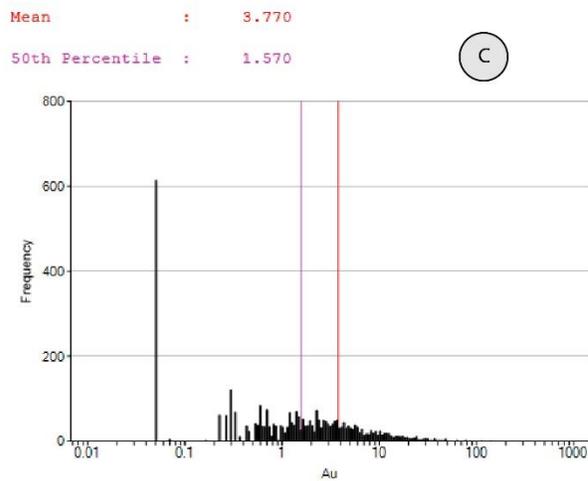
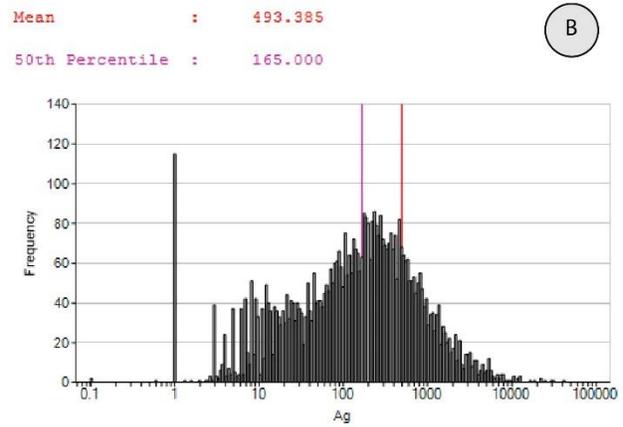
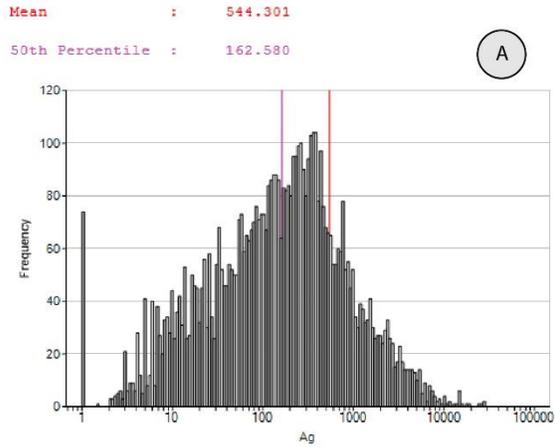


Figura 51 Histogramas Log-normal: (A) Ag en veta Dagny, (B) Ag en veta Fabiola, (C) Au en veta Dagny, (D) Au en veta Fabiola.

	<i>Au ppm</i>	<i>Ag ppm</i>	<i>Zn ppm</i>	<i>Pb ppm</i>	<i>As ppm</i>	<i>Cu ppm</i>	<i>Sb ppm</i>
Au ppm	1						
Ag ppm	0.268635	1					
Zn ppm	-0.03472	-0.11992	1				
Pb ppm	0.181113	0.472492	0.789143	1			
As ppm	0.181605	0.645657	0.021375	0.399752	1		
Cu ppm	0.191159	0.745436	0.084141	0.378864	0.318627	1	
Sb ppm	0.496792	0.987992	-0.23463	0.406465	0.731663	0.960274	1

Tabla 15 Coeficientes de correlación entre leyes provenientes de los niveles superficiales de veta Dagny. En rojo, destacados los valores más altos.

5.7.2 Modelamiento 3D: Construcción de bases de datos

Respecto a la **base de datos de sondajes**, en primer lugar, se hace necesario la aplicación de ciertas reglas básicas, con el objetivo de obtener un modelo geoestadístico medianamente robusto. Entre estos procedimientos se incluye: la compositación de los sondajes; definir una ley de corte “natural” para el Au y la Ag que delimite el dominio de las leyes trabajadas; y estimar el variograma de los datos.

La compositación numérica consiste en tomar datos de sondajes espaciados de manera desigual, y transformarlos en datos espaciados regularmente. Por ende, se constituye como un proceso de regularización de datos, y a la vez como un primer paso para la reducción de la varianza de las muestras. La compositación requiere de dos parámetros: el largo de compositación, y la cobertura mínima. El primero se refiere a los intervalos iguales en los cuales serán divididos los sondajes; el segundo al largo sobre el cual se retendrá algún segmento sobrante de sondaje para posteriores cálculos, es decir, tras la división en largos de compositación, generalmente sobra un segmento al final del sondaje, si este segmento posee una longitud mayor a la cobertura mínima especificada, se retendrán los datos del segmento y se utilizarán para futuros cómputos; si no es así, se descartarán.

Para determinar los largos de compositación óptimos, se determina el largo de toma de muestras más frecuente en cada veta (Figura 52). Para veta Fabiola, se decide ocupar un largo de compositación de 0.8 m, pues el muestreo se realizó preferentemente a dicho rango. Un largo de composite menor implicaría una separación de la mayoría de las muestras, repitiendo la misma ley por sobre y debajo del límite de compositación, lo que resultaría en una subestimación de la varianza real y en una sobreestimación de los recursos, puesto que las mayores leyes generalmente poseen el menor rango de muestreo. Por otra parte, un largo de compositación mayor implicaría un descarte desmesurado en el número de datos, especialmente aquellos que se ubiquen cercano al final de un sondaje, pues el largo de las perforaciones no excede los 3 m, esto junto a la restricción de que el largo mínimo de intervalo de compositación sea del 50% del valor ingresado (cobertura mínima), conduciría a no incluir dichos datos en los cómputos posteriores. En el presente caso, largos de compositación en el rango de [0.6,1.0] m son aceptables, sin embargo, el valor de 0.8 permite el trabajo con una población más numerosa. Bajo el mismo criterio, se establece un largo de compositación de 0.7 m para veta Dagny. Como resultado, los parámetros estadísticos se modifican de acuerdo a lo representado en la Tabla 16. Lo más relevante, es la disminución en la varianza de cada set de datos, así como la disminución en el coeficiente de variación; lo que hace que el conjunto de datos sea más propicio y adecuado para las interpolaciones posteriores.

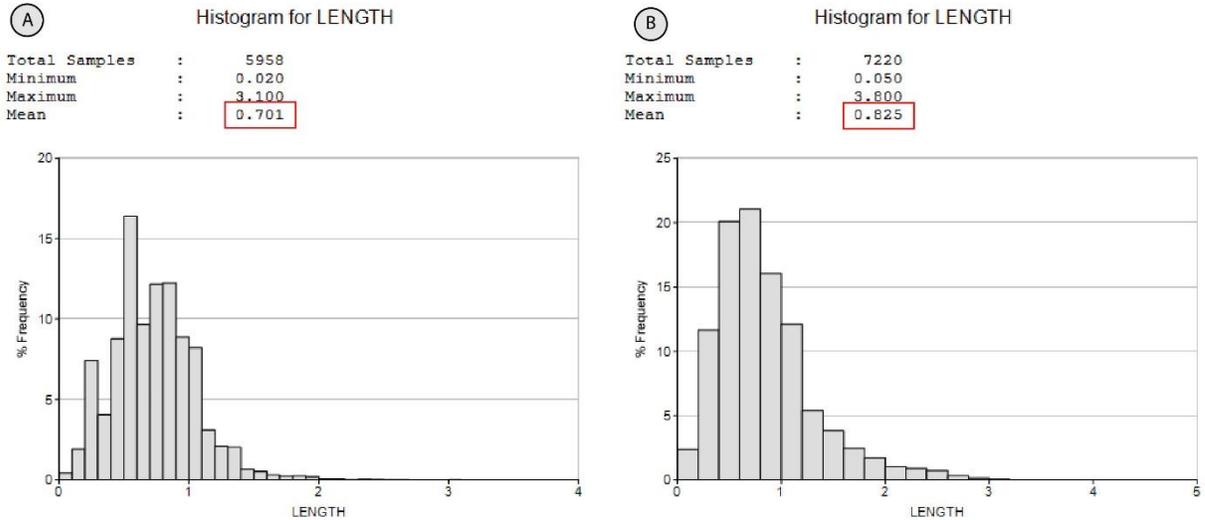


Figura 52 Espaciamiento de datos de sondaje en (A) Veta Dagny, y (B) Veta Fabiola.

	Dagny		Fabiola	
	Ag	Au	Ag	Au
N° de muestras	5927	5927	4560	4560
Mínimo	1	0.05	0.1	0.01
Máximo	28714	302	16379	114
Media	507.27	3.38	445.15	2.43
Desviación estándar	1276	7.8	16379	5.5
Coefficiente de variación	2.51	2.32	2.19	2.28
Asimetría	9.5	15.1	7.37	8.6

Tabla 16 Parámetros estadísticos básicos de leyes de Au y Ag en vetas Fabiola y Dagny, una vez compositados a 0.8m, y 0.7 m respectivamente.

Para la aplicación de una ley de corte para reducir la varianza de los datos, se requiere de la observación de los histogramas de leyes una vez realizada la compositación (Anexo I). El método utilizado corresponde a seleccionar la ley entorno a la cual el histograma comienza a segmentarse, es decir, se comienzan a presentar vacíos de frecuencia. Para veta Dagny, la ley de corte aplicada en Ag y Au, son aproximadamente 11000 ppm y 50 ppm; para veta Fabiola, 11000 ppm y 40 ppm respectivamente.

Respecto a la **base de datos de texturas**, en primer lugar, se procede a modificar el conjunto de texturas a utilizar en el modelamiento. Específicamente se pretende reducir el número de variables para lograr un modelo predictor más robusto; la reducción se hace mediante agrupamiento de texturas morfológicamente relacionadas. La textura extravagante, plumosa y *feathery*, son agrupadas en una categoría, pues todas se definen como texturas de recristalización y recrecimiento de cuarzo microcristalino, fibroso o sílice amorfa. Las variantes de textura coloforme, tanto coloforme-plumoso, como coloforme-rompecabezas, son agrupadas con la textura coloforme *sensu stricto*. Por último, la textura esfera fantasma es agrupada con la textura musgo, pues la primera tiene su origen genético en la recristalización de textura musgo previamente presente. Posteriormente, se procede a colapsar la Tabla 19, de resumen de datos de petrografía microscópica, respecto a la posición de las muestras. Esto pues, para el modelamiento, se requiere del total de texturas observadas en muestras de roca provenientes de posiciones claramente distintivas unas de otras. Sin embargo, durante la petrografía microscópica, en la mayoría de los casos se realizaron numerosas cortes y descripciones de muestras provenientes del mismo punto; por lo cual se hace necesaria esta corrección de agrupamiento.

En segundo lugar, se requiere definir la variable numérica a modelar. Se descarta la sumatoria simple del total de texturas, así como de solo las texturas de ebullición, pues a priori, algunas texturas se constituyen como mejores predictores de procesos de ebullición. Es así, como se decide utilizar el **Boiling Confidence Factor (BCF)**, o factor de confianza de ebullición. El BCF asignado a cada muestra representa la sumatoria de todas las características presentes, multiplicadas por su puntaje individual de confianza. La existencia de FIAs de ebullición posee puntaje 5, el cuarzo coloforme, 3, la presencia de adularia, 3, el cuarzo rompecabezas y el resto de texturas de ebullición, 1. De acuerdo con esta definición, el máximo BCF que una muestra puede tener es de 20 (Moncada et al., 2017). La base de datos final por veta se detalla en el Anexo J.

5.7.3 Modelamiento 3D: Interpolación

Una vez optimizadas las bases de datos, se procede a realizar las interpolaciones pertinentes en el *software* Leapfrog Geo. En primer lugar, se define el estilo y los parámetros a utilizar en la interpolación. Debido a que Leapfrog solo maneja herramientas geoestadísticas más bien simples, se considera innecesario realizar un estudio detallado de la distribución de los datos para la obtención de los variogramas experimentales. Los variogramas son indicadores de la autocorrelación o dependencia de los datos.

Se asume entonces un variograma de los datos de tipo esférico. Se descarta inmediatamente uno de tipo lineal, pues entonces, se estaría asumiendo que 2 muestras, sin importar la distancia entre ellas, siempre guardan una relación de tipo lineal, lo cual no es verdadero en un contexto geológico realista.

A continuación, se determina el efecto pepita a utilizar para el depósito. El efecto pepita es un término geoestadístico utilizado para describir la variabilidad

entre muestras cercanas, el cual considera tanto un componente geológico inherente, como un componente de muestreo variable (Gill, 2009). El efecto implica que dos muestras inmediatamente adyacentes siempre presentarán una diferencia intrínseca; y, a medida que estas muestras se distancian, cualquier relación entre ellas se perderá progresivamente. Debido a que los depósitos epitermales de Au poseen gran heterogeneidad en sus leyes, así como numerosas estructuras de pequeña y gran escala, Gill (2009) les atribuye un efecto pepita alto, por sobre el 50%. Se decide, por ende, establecer el efecto en un valor del 50% del valor de la varianza de los datos.

Respecto al rango, es decir, la distancia a la cual se pierde correlación con los datos se estableció entre 30 - 50 m; esto pues, la distancia vertical entre dos niveles sucesivos muestreados, son aproximadamente 16 m. Si se adoptan distancias menores, entonces los puntos de interpolación no tendrán influencia de aquellas muestras que se ubiquen en la vertical relativos a ellos.

Luego, se define las direcciones y las razones de anisotropía de la interpolación, es decir, aquellas direcciones en que las muestras tendrán más influencia a la hora de interpolar los datos. Claramente, la dirección corresponde al azimuth de la veta, establecido en 315°. Además, y debido a la morfología inherente del depósito, es decir, de estilo de mineralización en vetas, se infiere una fuerte influencia en la vertical, debido a la dirección ascendente de los fluidos mineralizadores; a priori, y, por ende, se establecen razones del elipsoide que le den mayor peso a datos en la vertical que en la horizontal.

Lo anteriormente descrito fue definido sólo para la interpolación de leyes de Au y Ag. Para la interpolación de la variable numérica "Factor de confianza de ebullición", se aumento considerablemente el rango, y se estableció en la distancia media de 150 m entre dos muestras analizadas; por otra parte, se redujo el efecto pepita a un 10% estándar, aunque se mantuvo el variograma de tipo esférico. La diferencia principal se halla en las direcciones de anisotropía. En este caso, la variable numérica hace referencia a la probabilidad de ocurrencia de procesos de ebullición, los cuales se ven reflejados en la depositación de minerales de ganga con texturas características; como ya fue descrito, este proceso responde a disminuciones en la presión a medida que el fluido asciende por la corteza. De esta forma, la ebullición ocurre a profundidades determinadas por la presión a la cual el fluido de densidad desconocida intercepta la curva líquido-vapor. Por ende, se infiere que datos que indiquen ebullición guardan mayor relación entre ellos en la horizontal que en la vertical; por lo cual se modifican las razones del elipsoide de interpolación, con el objetivo de darle más peso a los datos en la horizontal. Esto probará ser útil, para la determinación de probables horizontes de ebullición.

Los interpoladores resultantes tras el ingreso de las bases de datos, y la definición de los parámetros necesarios, se muestran en las Figura 53 Interpolador esferoidal de leyes de Ag en veta Fabiola. y Figura 54. Solo se muestra el interpolador para las leyes de Ag; el Au muestra un comportamiento similar y se detalla en el Anexo K.

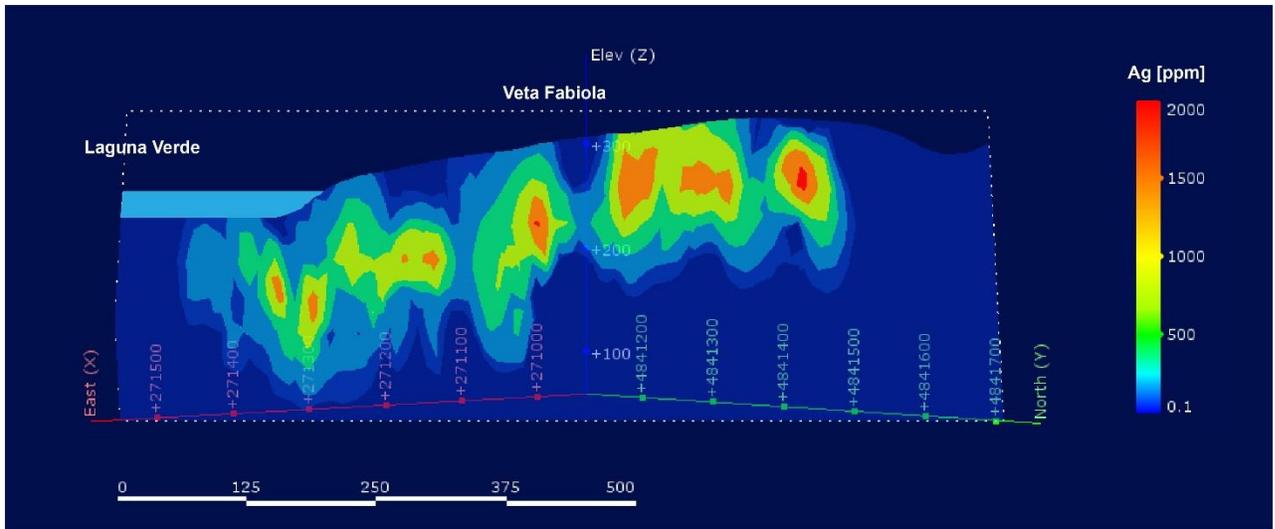


Figura 53 Interpolador esférico de leyes de Ag en veta Fabiola.

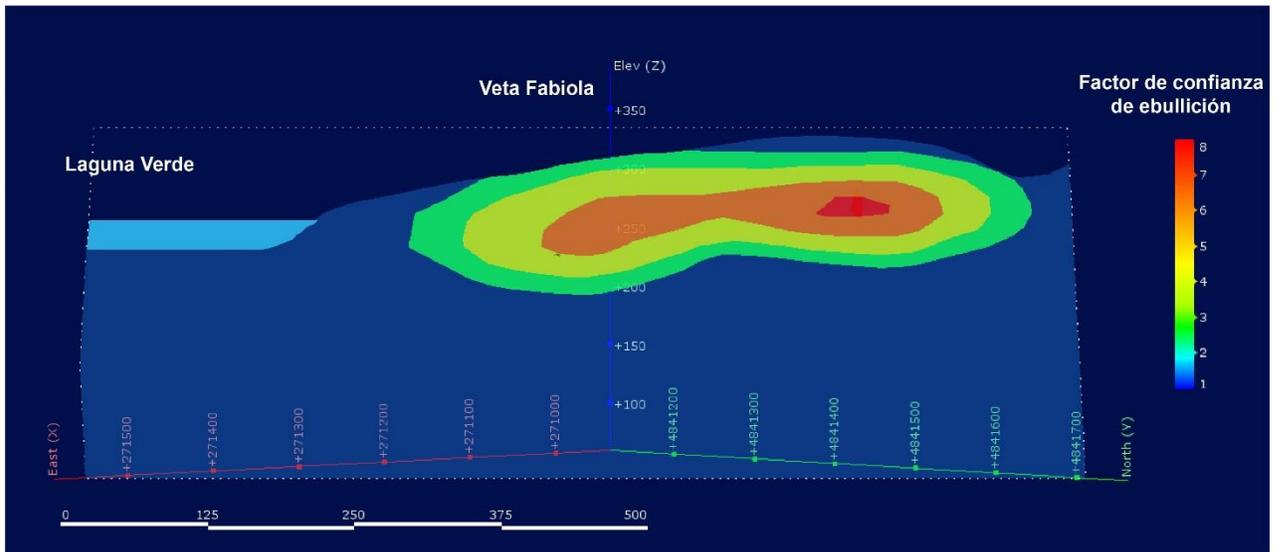


Figura 54 Interpolador esférico del factor de confianza de ebullición en veta Fabiola.

Finalmente, en la Figura 55 se representan los valores de BCF promedios por sector de origen de las muestras analizadas.

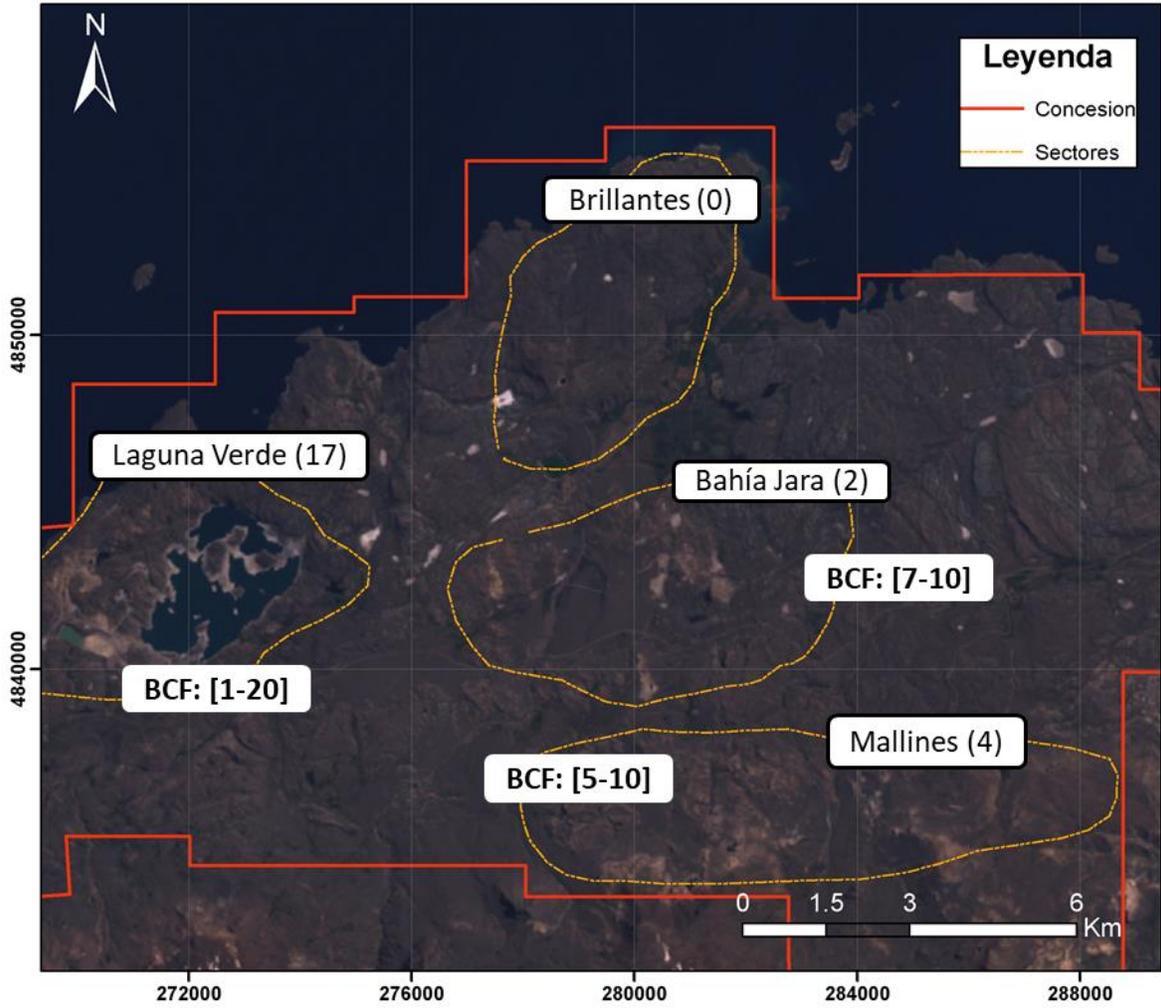


Figura 55 Valores de BCF obtenidos según sector. En paréntesis, el número de muestras analizadas mediante petrografía microscópica, y el rango de BCF.

6. DISCUSIÓN

6.1 Petrografía y paragénesis

En primer lugar, la petrografía macroscópica, microscópica y las descripciones en terreno que se poseen del sector, se condicen con la presencia de un depósito epitermal de baja sulfidación de Ag-Au. En particular, y respecto a la mineralogía de ganga, domina el cuarzo, la calcedonia, la calcita y la adularia; y en menor cantidades se hallan presentes la fluorita, el yeso y la baritina. Entre los sulfuros reconocidos se incluyen: pirita, acantita/argentita, sulfosales de plata y menor esfalerita y arsenopirita; además de electrum; entre los óxidos e hidróxidos de hierro, magnetita, hematita, limonita y goethita, estos últimos sólo ubicados en superficie. Adicionalmente, se observan las asociaciones pirita \pm magnetita \pm pirrotina y pirita \pm clorita en ciertos cortes en profundidad. El estilo de mineralización dominante es en vetas y brechas hidrotermales; además de presentarse depósitos de sinter en el sector sureste del distrito. Por otra parte, a la macroescala se reconoce una gran variedad de texturas de ganga, tales como cuarzo oqueroso, bandeado, coloforme, crustiforme, y druso. Se concluye que las evidencias mencionadas se ajustan al modelo de depósito epitermal de baja sulfidación de White & Hedenquist (1995).

La litología de tobas líticas y cristalinas riolíticas corresponderían a la Unidad 2 o 4 de la Formación Ibáñez definida por Poblete (2014), constituyendo la roca caja de las vetas mineralizadas en el distrito. Microscópicamente poseen pirita diseminada en trazas, así como trazas de azurita tanto diseminada.

Basándose en relaciones de corte, y la dirección de relleno de la vetilla de código D5S6A (Figura 36), perteneciente a veta Dagny y proveniente de una profundidad de 30 m respecto a la superficie; se estableció una secuencia paragenética parcial de la veta. Es importante notar que esta secuencia es parcial, pues sólo representa una etapa en la evolución hidrotermal completa del sector; además las etapas de post-mineralización fueron dilucidadas a partir de la evidencia recolectada en otros cortes provenientes de diferentes niveles, los cuales involucraban el reconocimiento de eventos mineralógicos-texturales y la correlación entre ellos.

De esta forma, en veta Fabiola se reconocen 3 eventos hidrotermales de orden mayor, posteriores al emplazamiento de la roca caja. Un evento hidrotermal inicial, de emplazamiento de fluidos con intensa depositación de carbonatos estériles; un evento de depositación de sulfuros que aporta gran parte de la mineralización de mena al sistema; y un evento de post-mineralización, que incluye el fracturamiento de las vetas y nuevo relleno con carbonatos y fluorita estéril; así como la oxidación de los niveles superficiales del sistema epitermal. El detalle de cada una de estas etapas se desarrolla a continuación, y se halla representado gráficamente en la Figura 56.

Etapa de pre-mineralización

En base a petrografía y análisis de ablación láser, esta etapa comprendería una fase de abundante depositación de calcita, adularia y posible illita o sericita. De los resultados de ablación láser (Tabla 12), se puede inferir que el “huésped 1” corresponde a calcita parcialmente reemplazada a dolomita y menor ankerita, debido a las elevadas concentraciones de magnesio (>30% wt) y hierro (~7% wt); tanto el huésped 2 como el huésped 3 corresponderían una asociación variable de calcita, feldespato adularia y arcillas o micas, debido al aumento en las concentraciones de Al, K y Na.

El reemplazo por dolomita podría ser fruto de la interacción de nuevos fluidos hidrotermales de mayor temperatura, con la región calcárea depositada previamente; o bien por interacción del fluido con roca de caja silicatada con un índice $\frac{Ca}{(Fe+Mg)}$ lo suficientemente bajo para promover la precipitación de dolomita hasta alcanzar el equilibrio con calcita.

La textura dominante es la calcita rómbica, con escasa preservación de FIAs ricas en líquido; la mayoría de las inclusiones se hallan decrepitadas o bien han experimentado procesos de estrangulamiento. Por otra parte, las concentraciones relativas de metales de interés económico alcanzan los 108 ppm en el caso del Cu, 30 ppm para la Ag, y 0.2 ppm de Au.

Etapa de mineralización

Esta etapa comprende el evento hidrotermal que permite el ingreso de gran parte de la mineralización metálica de mena al sistema. Inicia inmediatamente después de la finalización de la depositación de calcita rómbica y adularia de estilo masivo; se puede subdividir en 3 etapas textural y mineralógicamente diferenciables. Adicionalmente, la primera etapa se divide en 3 subetapas.

La primera subetapa (Ia) se encuentra fuertemente delimitada de la etapa anterior, por la depositación de una banda de minerales opacos. Esta se encuentra constituida principalmente por cristales de pirita con inclusiones de electrum de 1-5 μm ; y trazas de magnetita, pirrotina, esfalerita, y calcopirita. De acuerdo con los resultados de ablación láser, esta pirita alcanzaría concentraciones relativas aproximadas de: 980 ppm de Cu, 12300 ppm de Ag, y 6.2 ppm de Au. La etapa está asociada con la depositación de cuarzo rompecabezas, trazas de calcita hojosa reemplazada, y cuarzo cristalino dispuesto en zonas de mosaico subhedral, la cual contiene FIAs de ebullición, FIAs ricas en vapor, y FIAs ricas en líquido, todas de carácter secundario. Posterior a la primera banda de sulfuros, la pirita mineraliza de forma diseminada en cuarzo rompecabezas, con una progresiva disminución en su contenido de electrum.

La segunda subetapa (Ib) se diferencia por la aparición de calcita hojosa gruesa y calcita hojosa, entre las cuales aparecen delgadas bandas de cuarzo colorme de poca persistencia, menor cuarzo flamboyante, y zonas de mosaico cristalino de cuarzo subhedral y zonal; en estos últimos se reconoce una FIA rica en líquido de carácter primario, y escasas de carácter secundario, todas de muy

pequeño tamaño (1-2 μm). La mineralización metálica es escasa y diseminada, constituida por pirita, y sin presencia evidente de electrum.

En la tercera subetapa (Ic) comienza la precipitación de cuarzo colofome de numerosas bandas, gruesas y extensas; en asociación a cuarzo flamboyante y plumoso; cuarzo moho; y cuarzo rompecabezas. El cuarzo colofome se hallaría enriquecido levemente en Ga y Sb respecto al cuarzo rompecabezas, sin embargo, ambos ninguno presenta enriquecimiento en metales preciosos. La mineralización metálica se halla diseminada en cuarzo rompecabezas, y está constituida por granos de pirita con inclusiones de electrum. Las FIAs halladas se encuentran en cuarzo flamboyante, y son de carácter primaria y secundarias ricas en líquido.

Es importante notar, que la primera etapa mineralizadora (I) presenta depositación de cristales subhedrales a euhedrales de adularia de hasta 20 μm en cuarzo rompecabezas. Esta adularia microcristalina presentaría inclusiones fluidas de 1-3 μm , las cuales al ser decrepitadas revelan presencia de Ca y S en concentraciones que alcanzan el 20% atómico. Adicionalmente, mencionar que esta etapa tendría lugar en condiciones de ebullición del fluido hidrotermal, tomando como evidencia la presencia de texturas de ganga indicadoras de este proceso.

La segunda etapa mineralizadora (II), consiste en la entrada de un nuevo fluido hidrotermal responsable del fracturamiento y emplazamiento de vetillas de calcita rómbica y adularia, con presencia de FIAs ricas en líquido, y mineralizadas con pirita con inclusiones de electrum. Las vetillas de esta segunda etapa se encuentran cortando la secuencia de la primera etapa (I). Las piritas poseen concentraciones de metales de interés de hasta 640 ppm de Cu, 1200 ppm de Ag y 2 ppm de Au.

La tercera etapa mineralizadora (III) correspondería a mineralización más bien tardía de sulfosales de Ag, pertenecientes a la solución sólida proustita-pirargirita; y carbonatos de Cu como la azurita. Estos minerales se encuentran en trazas rellenando cavidades y fracturas en todo el perfil vertical de veta Dagny, y se hallan asociados fuertemente a calcita rómbica y óxidos de hierro como la hematita en menores proporciones. Esta tercera etapa podría responder a la ocurrencia de procesos de enriquecimiento supérgenos de Cu y Ag, aunque de carácter limitado o pobremente preservados.

Etapa de post-mineralización

La etapa de post-mineralización guarda relación con la finalización de la historia hidrotermal en la zona. Esta incluye el fracturamiento y oxidación general del sistema, reflejados en la mineralización de hematita, limonita y goethita en espacios abiertos y vetillas. El cuarzo depositado posee textura peineta en vetillas y de mosaico subhedral en espacios abiertos. En particular, se reconocen 2 tipos de vetillas distintivas relacionadas a esta etapa, aunque la relación entre ellas se desconoce debido a la ausencia de relaciones de corte en las muestras observadas. Una de ellas posee ganga de calcita rómbica estéril, sin FIAs

reconocibles; mientras que la otra posee fluorita con FIAs ricas en líquido, aunque de tamaño menor (<5 µm), a esta última también se le asocia la presencia de clorita, que respondería a sobreposición de eventos de metamorfismo de bajo grado.

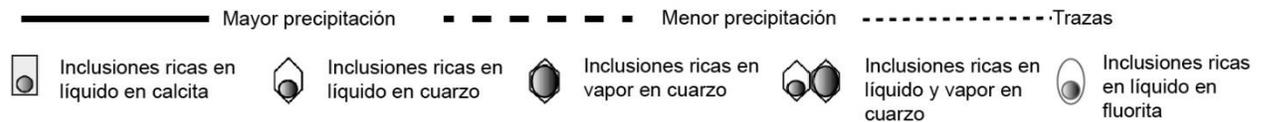
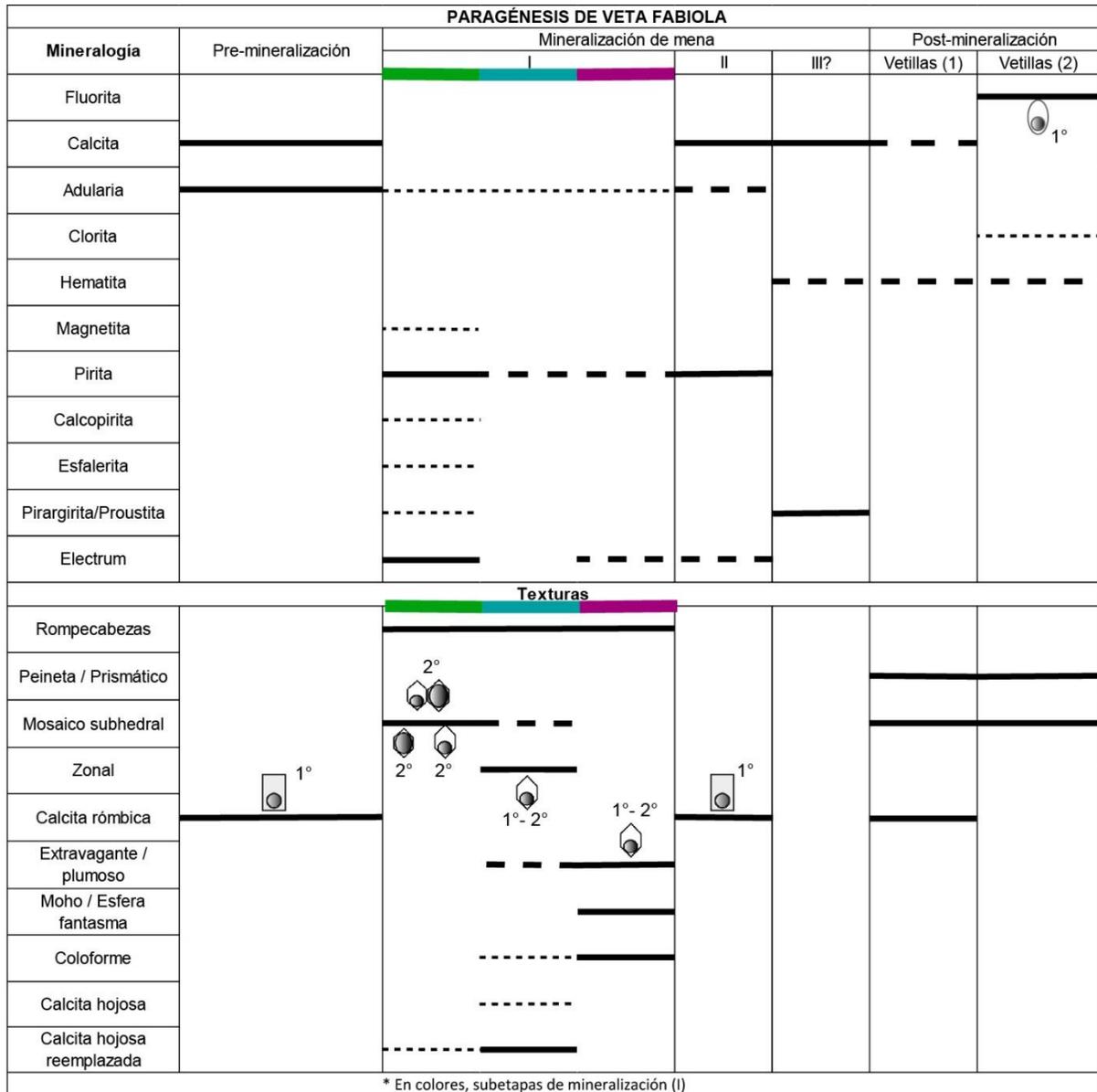


Figura 56 Paragénesis mineralógica y textural de veta Fabiola. Se representan los principales eventos de mineralización identificados, así como sus texturas de ganga asociadas; y los tipos de arreglos de inclusiones fluidas (FIAs) hallados en ellas.

Por otra parte, la depositación de fluorita, respondería a procesos de enfriamiento simple experimentados durante el ascenso de fluidos hidrotermales tardíos saturados en fluorita, que permitiría la supersaturación y la consecuente precipitación mineral; mientras que la baritina podría precipitar a partir del enriquecimiento tardío y fraccionario del Ba en el fluido remanente, teniendo en consideración, que en cuarzo rompecabezas se detectaron concentraciones relativas de Ba de 27 ppm.

Respecto a veta Dagny, una paragénesis precisa fue imposible de obtener debido a la ausencia de muestras que exhibieran relaciones de corte claras que revelaran la temporalidad de depositación mineral y textural entre ellas. Cada muestra analizada representa un evento hidrotermal parcialmente registrado, sin embargo, la relación entre estos es ambigua y oscura. A pesar de esto, se buscó establecer ciertas correlaciones (Anexo L) entre eventos texturales distintivos hallados en cada muestra; pues se asume que un mismo evento hidrotermal tiene el potencial de ser preservado en diferentes muestras. De esta se puede deducir un evento inicial de emplazamiento de roca caja correspondiente a tobas cristalinas, seguido por el comienzo del evento hidrotermal principal. En un principio, este generaría brechización de la roca caja, precipitación de cuarzo rompecabezas y aparente mineralización de pirita \pm pirrotina \pm magnetita en la roca huésped. Es probable que la siguiente etapa corresponda a una depositación masiva de sulfuros en asociación a adularia y menor cuarzo rompecabezas, los sulfuros consisten en una asociación de pirita \pm arsenopirita \pm acantita \pm magnetita \pm esfalerita. En la siguiente etapa se continua con la precipitación de cuarzo rompecabezas y mosaico subhedral; en asociación a mineralización de pirita diseminada y en bandeamientos, de abundancia moderada a alta; y calcita rómbica. No se descarta la presencia de electrum. A esta, le sigue una fase de precipitación de calcita hojosa con cuarzo rompecabezas, la precipitación de pirita permanece inalterada tanto en su abundancia como en su estilo de mineralización. Durante la siguiente etapa, precipita cuarzo colofome, flamboyante, euhedral, y gel de sílice aún preservado, y desaparece la textura de calcita hojosa; la precipitación de pirita continua, sin embargo, disminuye abruptamente hasta considerarse estéril; además se reinicia la depositación de calcita rómbica. Por último, se da inicio a la fase de post-mineralización, que incluye la precipitación de fluorita más bien masiva, en asociación a calcita rómbica, y cuarzo rompecabezas, peineta, mosaico y zonal estéril. La fluorita presenta FIAs primarias y secundarias ricas en líquido, primarias y secundarias ricas en vapor, y secundarias de ebullición. Finalmente ocurre la oxidación del sistema, con precipitación de hematita y clorita en fracturas, y la alteración de la mineralogía hipógena.

Adicionalmente, y de acuerdo las correlaciones de leyes obtenidas en la superficie de veta Dagny (Tabla 15), se observa una elevada correlación para los pares Ag-Sb, Ag-As, Cu-Sb, Cu-Ag y Zn-Pb. La relación entre As, Sb, y Ag, se debe posiblemente a los minerales de la solución sólida proustita-pirargirita ($\text{Ag}_3(\text{As,Sb})\text{S}_3$); mientras que la relación entre Cu, Ag y Sb, nos permite inferir la posible existencia de tetraedrita ($(\text{Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$) y posible freibergita ($(\text{Ag,Cu,Fe})_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$).

6.2 Modelo teórico de sistemas epitermales

Basados en la caracterización mineralógica y textural de las vetas Dagny y Fabiola, podemos enmarcar el sector de Laguna Verde dentro del modelo de ebullición de epitermales de Buchanan (1981). Tanto la mineralogía de mena, de electrum, proustita-pirargirita, y acantita/argentita; así como la presencia de fluorita, baritina, calcita, adularia e illita como minerales de ganga, nos permite situarnos en lo que Morrison et al. (1990) denominó la Superzona Crustiforme-Coloforme (CC), caracterizada por intenso bandeamiento y la presencia de textura musgo y menor calcita hojosa.

Según esto, los sectores analizados se encontrarían en el intervalo de metales preciosos, donde es más factible hallar mineralización de Ag y Au. Adicionalmente, se puede aproximar el nivel de la superficie actual respecto a la paleosuperficie. En la Figura 57, se muestra el nivel mínimo de la superficie actual, correspondiente a 150 m; definido por el término de la Superzona superior, la cual se halla caracterizada por mineralogía de rejalgos, estibnita y agate, los cuales no fueron observados. De la misma forma, se muestra el nivel de profundidad máximo, y el más probable, de la superficie actual, correspondiente a ~320 m, definido por el término de la Superzona CC.

Los eventos hidrotermales que dieron origen a las vetas emplazadas en Laguna Verde tuvieron lugar a finales del Cretácico Inferior (114-111 Ma), siendo emplazadas en la Formación Ibáñez, la cual se hallaba posiblemente cubierta por la Formación Toqui y por depósitos volcánicos de la Formación Divisadero, la cual estaba siendo depositada en ese tiempo (De la Cruz & Suárez, 2008).

El posible posicionamiento de la superficie actual en 320 m de profundidad respecto a la paleosuperficie se encuentra en concordancia con el inferido a partir del grado de exhumación establecido por Poblete (2011) para el sector de Laguna Verde, el cual se explica a continuación. Según Poblete (2011), el Distrito de Cerro Bayo habría experimentado tasas de exhumación y erosión diferenciales dependiendo del sector; lo que permitiría definir bloques estructurales en base al grado de exposición de los niveles volcanoestratigráficos de la Formación Ibáñez. En base al afloramiento en superficie de la Unidad 1 y la Unidad 2, correspondientes a los niveles más profundos y antiguos de la estratigrafía volcánica de la zona; así como por la alta cristalinidad de la illita, la más alta del distrito, y las elevadas temperaturas de homogeneización y salinidad obtenidas por Townley (1996), Pizarro (2000), y Hermosilla (2009); Poblete (2011) infiere que los sectores de Laguna Verde y Brillantes son los más erodados de todo el distrito de Cerro Bayo.

Adicionalmente, Poblete (2014) establece una columna esquemática generalizada para el distrito de Cerro Bayo. A la Unidad 4 de la Formación Ibáñez le asigna una potencia mínima de 300 m; mientras que a la unidad 3, le asigna una potencia en el rango de 20-40 m. La Unidad 2 corresponde a la roca huésped de las vetas Dagny y Fabiola, de acuerdo con la petrografía macroscópica realizada. Por otra parte, Poblete (2014) no es capaz de asignarle una potencia a

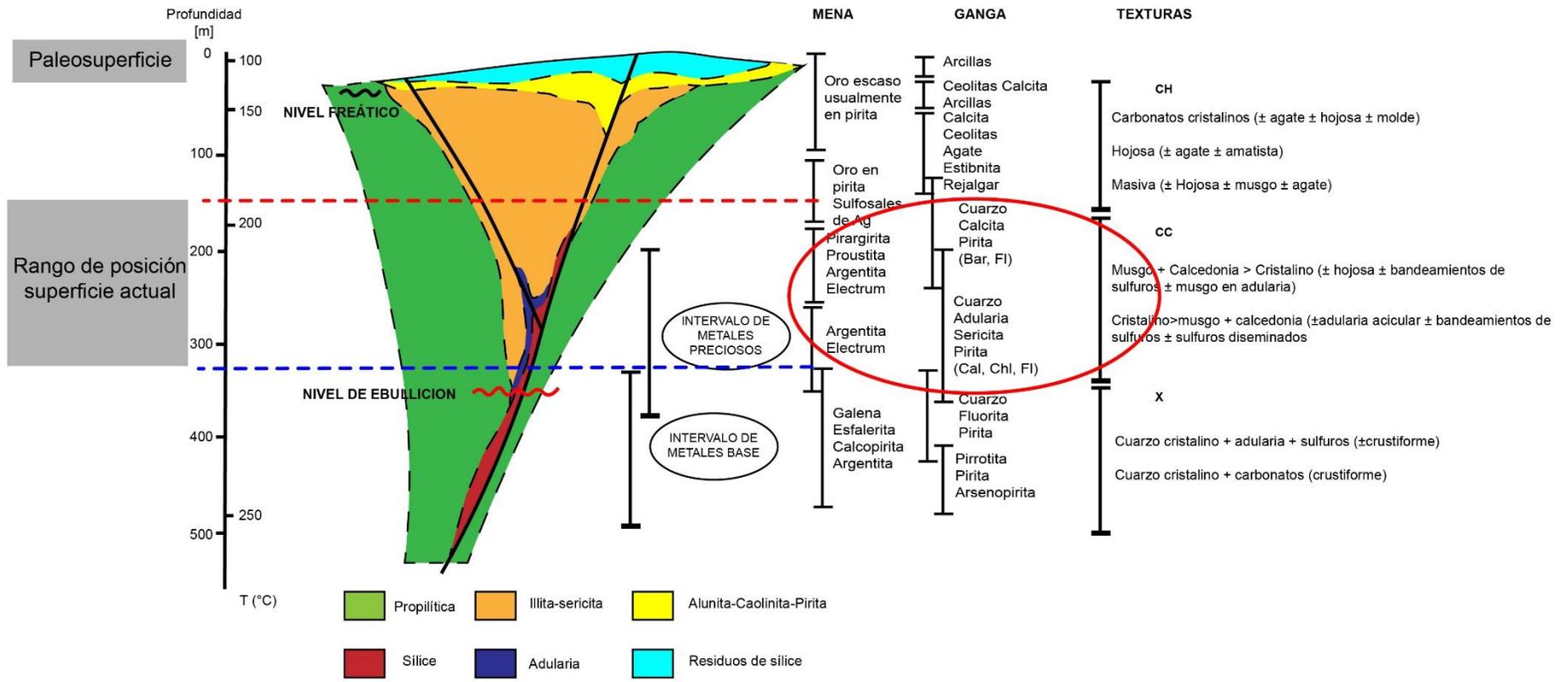


Figura 57 Posible posicionamiento de los niveles descritos en veta Fabiola y Dagny de acuerdo con el modelo de Buchanan (1981) y Morrison et al. (1990) de epitermales en ebullición.

la Formación Toqui, que sobreyace a la Formación Ibáñez, sin embargo, establece que debió haber estado presente solo como estratos de baja potencia, debido a los altos grados de erosión observados en la actualidad. Con esto e integrando los datos de Poblete (2014), se establece un rango para la exhumación mínima aproximada de 320 - 340 m; lo cual se aproxima a lo inferido a partir del modelo de Buchanan mediante observaciones petrográficas.

6.3 Paleo-fluidos y mecanismos de depositación

6.3.1 Comparación de datos con estudios previos

Condiciones de atrapamiento P-T del fluido hidrotermal mineralizador no se pudieron obtener, esto por la ausencia de datos válidos en FIAs de ebullición asociadas a la mineralización. El factor determinante fue la escasa preservación de FIAs relevantes; y en caso de existir, estas exhibieron condiciones de equilibrio metaestable al momento de realizar análisis microtermométricos, los cuales se reflejaron en la no nucleación de la fase vapor durante el calentamiento de la muestra. Por otra parte, los eventos tardíos son los que mejor se registraron, específicamente en fluorita, mediante la preservación de FIAs ricas en líquido, en ebullición, y ricas en vapor.

Si bien, en el distrito de Cerro Bayo se han reportado temperaturas de homogenización concentradas en un rango de 240 - 130°C, con *outliers* de 360°C (Tabla 8) que podrían representar la isoterma más alta alcanzada por el sistema; además, se consideran que aquellas de más baja temperatura corresponden a FIAs secundarias tardías, en concordancia a un sistema hidrotermal en enfriamiento; mientras que aquellas de mayor temperatura (>200°C) reflejan efectivamente las condiciones del fluido responsable de los principales eventos hidrotermales y del emplazamiento de la mayor parte de la mineralización, tanto de ganga como de mena. Esta suposición se hace considerando los niveles de exhumación inferidos con anterioridad de ~300 m. y el diagrama temperatura de homogenización vs. profundidad de datos recopilados de estudios previos (Figura 12). Según este, la profundidad de emplazamiento de las vetas en Laguna Verde se encontraría en el rango de 200 a 400 m, considerando temperaturas de homogenización de 240 - 200°C en fluidos en ebullición.

Por lo mismo, las temperaturas de homogeneización para FIAs secundarias de ebullición obtenidas durante la presente investigación no son geológicamente razonables. Esto pues, según el diagrama de Hass (1971), la temperatura de ebullición de 115°C, obtenida en una FIA secundaria en cuarzo de mosaico subhedral perteneciente a la etapa (1a), correspondería aproximadamente a una temperatura de formación del cristal de ~10 m bajo el paleo nivel freático.

6.3.2 Evolución Tardía del sistema

Respecto a las inclusiones halladas en fluorita, se calcularon sus salinidades utilizando la regresión de Bodnar (1992) para el sistema H₂O-NaCl. A pesar de que se observan inclusiones con presencia de CO₂ (Figura 46B), al momento de realizar microtermometría en FIAs en cuarzo no se observaron cambios de fases asociados al sistema H₂O-CO₂, tales como la desaparición de una hipotética fase sólida de dióxido de carbono a los -56.6°C o la configuración de una fase sólida de clatrato (hidrato gaseoso de CO₂) durante el congelamiento; por ende se descarta el uso de este sistema. Las salinidades obtenidas se encuentran en el rango 4.9-12.7 % en peso NaCl eq.; concordantes con los modelos de sistemas epitermales de baja sulfidación (Sillitoe & Hedenquist, 2003). En particular, se obtienen temperaturas de homogenización de FIAs primarias, entorno a los 225°C, que corresponderían a la temperatura mínima de atrapamiento del fluido, con salinidades cercanas a los 12% en peso NaCl eq. Las FIAs secundarias pueden agruparse en 2 categorías dependiendo de su salinidad. Un primer tipo cuyas temperaturas de homogenización van desde los 115°C hasta los 156°C; con salinidades desde los 8.9% hasta los 11.8% en peso NaCl eq.; y un segundo tipo de mayor temperatura (203°C) y menor salinidad (4.9% NaCl eq); esta última FIA se observó solo cortando un cristal; mientras que las del primer tipo cortaban uno o más cristales. Por último, la observación de una FIA secundaria rica en líquido en coexistencia con inclusiones ricas en vapor, cortando un solo cristal, sería evidencia de la ocurrencia de procesos de ebullición; la temperatura de homogenización registrada se encuentra entorno a los 180°C y su salinidad entorno a los 12% en peso NaCl eq. Lo anterior se resume en la Figura 58.

De lo anterior, se puede inferir la evolución final del sistema en enfriamiento. En su fase tardía, este se habría caracterizado por la circulación de fluidos hidrotermales con salinidades relativamente elevadas (~12% en peso NaCl eq.) y temperaturas alrededor de los 225°C; tras lo cual es posible que haya ocurrido, en menor grado y tal vez de carácter local, mezcla con fluidos meteóricos, lo cual habría disminuido la salinidad hasta valores de ~5% NaCl eq.; las temperaturas registradas se encuentran entorno a los 200°C; por último, el hecho de que la FIA secundaria que registró estas condiciones solo se halle cortando un cristal de fluorita, es indicador de que esta fase no fue la más tardía en la evolución. A continuación, se registran eventos de ebullición tardíos que arrojan valores de temperatura de 180°C y salinidades de 12% NaCl eq.; adicionalmente, a esta fase se le podrían asignar las FIAs ricas en vapor, e indicadoras de flashing, localizadas en muchos núcleos de cristales de fluorita, y que podrían ser de origen primario. Estos eventos podrían tener su origen en el fracturamiento local del sistema y la disminución brusca de presión, que relocalizaría un fluido en ascenso a presiones cercanas a la curva de ebullición a una profundidad determinada, o bien, más allá de la curva, en la zona de fase vapor. Por último, la salinidad del fluido aumenta nuevamente a valores entre ~12 - 9% NaCl eq. durante el enfriamiento (160-120°C), una explicación plausible, podría ser que la ocurrencia

previa de ebullición produzca un aumento en la concentración de sales en el fluido remanente, al escapar la fase vapor.

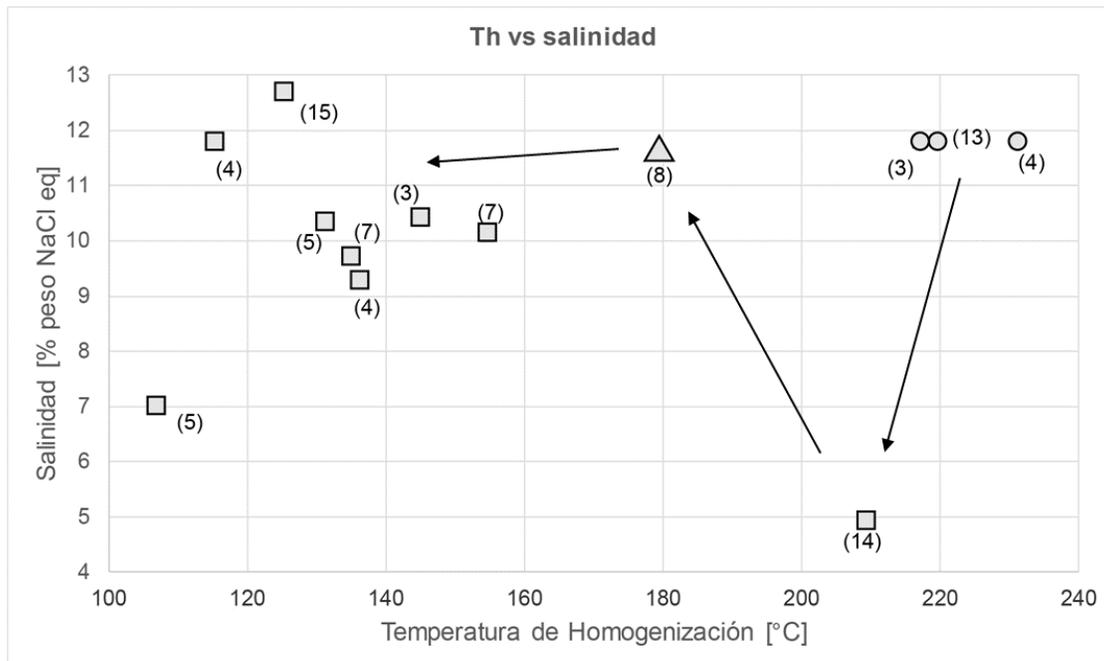


Figura 58 Gráfico temperatura de homogenización vs salinidades en FIAS halladas en fluorita; agrupaciones realizadas según origen de inclusiones y salinidades. Círculos: FIAS primarias; cuadrado: FIAS secundarias ricas en líquido; Triángulos: FIAS secundarias de ebullición. En paréntesis, el número de inclusiones de cada FIA. Flechas indican una posible evolución del sistema en su fase tardía.

Por último, es importante notar de que a pesar de que existieron procesos de ebullición involucrados durante la depositación de la fluorita, no se observa mineralización metálica asociada ella; lo que constituye un claro ejemplo de que la ocurrencia de mecanismos de precipitación de minerales de mena no es indicadora a priori de mineralización metálica, si es que el fluido hidrotermal involucrado no posee la carga metálica necesaria para la depositación de estos minerales.

6.3.3 Caracterización de los paleo-fluidos y mecanismos de deposición mineral

Por otra parte, tanto la mineralogía de mena como de ganga pueden ser utilizadas para arrojar luz sobre las condiciones fisicoquímicas del fluido hidrotermal. En particular, las asociaciones de sulfuros son particularmente sensibles a los parámetros termodinámicos tales como la temperatura, la fugacidad y actividad de oxígeno y azufre, el pH, el Eh, entre otros. En primer lugar, la asociación observada de cuarzo amorfo ± adularia ± illita indicaría condiciones de pH neutro a levemente ácido según el diagrama de solubilidad de Au (Figura 6); mientras que la mineralización de pirita ± magnetita ± pirrotita permitiría restringir la fugacidad de oxígeno (f_{O_2}) a valores cercanos a los 10^{-36} , lo cual implica que el fluido

mineralizador responsable de la primera etapa de mineralización (Ia) era marcadamente reductor. En general el enriquecimiento de pirita en el depósito sitúa la fugacidad de oxígeno en el rango 10^{-30} - 10^{-40} . Respecto a la plata, y bajo estas condiciones, la fase estable es la argentita, y no la plata nativa; lo cual se condice con la observación de acantita, polimorfo de baja temperatura de la argentita, durante la primera etapa de mineralización en veta Dagny. Durante la misma etapa, la asociación arsenopirita ± esfalerita y trazas de calcopirita, restringe la fugacidad de azufre (f_{S_2}) a valores cercanos a 10^{-12} según los diagramas esquemáticos de estabilidad representados en la Figura 59.

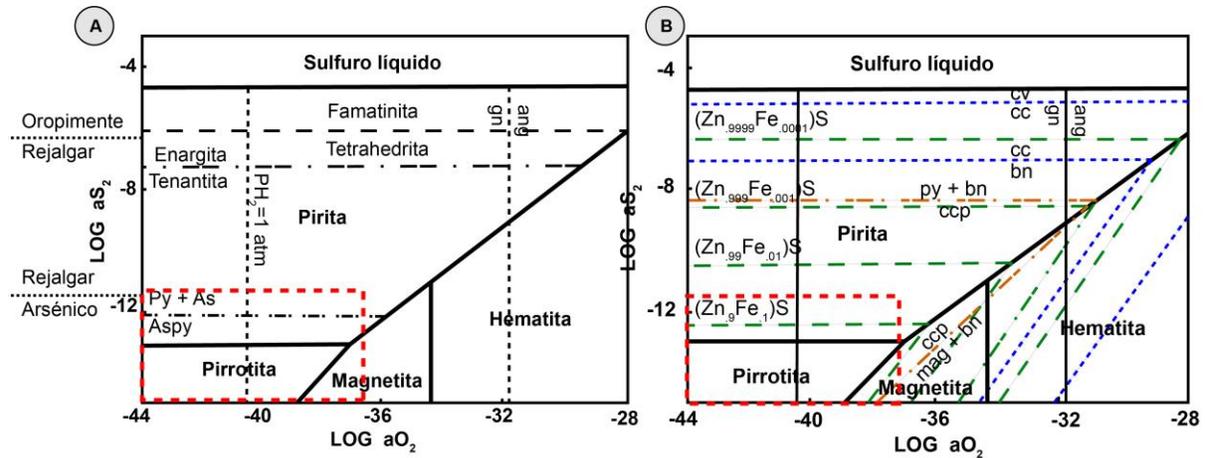


Figura 59 (A) Diagrama de estabilidad para sistema Fe-S-O (línea gruesa), para sulfosales de Sb (línea punteada) y As (línea punteada-punto), para el sistema As-Fe (línea punteada-doble punto) y para el sistema As-S (línea a puntos). (B) Diagrama de estabilidad para el sistema Fe-S-O en línea gruesa, el sistema Cu-Fe-S-O en línea punteada dorada, el sistema Cu-S en línea punteada azul, y el porcentaje de Fe en esfalerita en línea punteada verde. A temperaturas de 250°C y presión de vapor de 40 bar. En rojo, condiciones fisicoquímicas del fluido. Ang: anglesita; gn: galena; ccp: calcopirita; cc: calcosina; cv: covelina; bn: bornita; py: pirita; mag: magnetita; aspy: arsenopirita. Modificado de Barton & Skinner (1979).

La esfalerita, que sería rica en Fe [(Zn₉Fe₁)S] (Figura 59) es en general escasa en ambas vetas, aunque se detectan elevadas concentraciones relativas de Zn (~10000 ppm) como trazas en pirita durante la etapa (Ia) de veta Fabiola. De acuerdo a lo ya expuesto, se pueden delimitar las condiciones fisicoquímicas responsables de la mineralización inicial en ambas vetas (región delimitada en rojo de la Figura 59), siendo estas muy reductoras, de baja actividad de azufre, y pH neutro a ligeramente ácido.

De igual manera, la sucesión de texturas observadas en adularia en veta Fabiola, puede ser utilizada como un indicador general de las temperaturas del fluido hidrotermal involucrado. En veta Fabiola, se inicia la depositación con adularia de estilo sub-rómbico, de tamaño de grano grueso y subhedral, según Dong y Morrison (1994), esta textura corresponde a ambientes más bien profundos dentro del ambiente epitermal, con temperaturas de homogenización en el rango 254 - 287°C. A continuación, le sucede adularia rómbica euhedral (Figura 49), de tamaño de grano <0.2 mm, en asociación a cuarzo rompecabezas y

mineralización metálica, los mismos autores la relacionan a temperaturas de homogenización en el rango 226 - 141°C.

Por último, la existencia de baritina y yeso/anhidrita haría suponer el comienzo de procesos de destrucción de especies de sulfuro reducido por oxidación del fluido primario al acercarse a la superficie, o bien, el ingreso de fluidos ricos en SO_4 al sistema, lo cual sería anómalo, pues no existe evidencia de una posible fuente de estos fluidos hipotéticos.

Respecto al mecanismo de transporte de los metales preciosos, bajo las condiciones anteriormente estipuladas, de temperaturas de ambiente epitermal <300°C, condiciones reductoras del fluido hidrotermal, y pH neutro a levemente ácido, se concluye que tanto el oro como la plata deben transportarse predominantemente como complejos sulfurados AuHS_2^- , AuHS^0 y $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$ respectivamente. Sin embargo, la detección de elevadas concentraciones de Cl en inclusiones decrepitadas secundarias durante la etapa mineralizadora en veta Fabiola, hace suponer que los complejos clorurados podrían desempeñar un papel secundario importante en el transporte metálico.

Es posible que tanto las fases de adularia como de calcita sean producto directo de procesos de ebullición (Browne, 1978), debido a la desestabilización del complejo $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, y a la pérdida de las especies carbonatadas debido a la fuga de CO_2 . La FIA primaria con contenido de CO_2 hallada en cuarzo subhedral circundado por cuarzo rompecabezas en veta Dagny podría ser evidencia de este escape de dióxido de carbono. Adicionalmente, la asociación de la mineralización con texturas indicadoras de ebullición, en particular, con cuarzo amorfo posteriormente recristalizado (textura rompecabezas), señalaría la ebullición como mecanismo responsable de la mineralización. Se infiere, además, que debido a la correlación entre las leyes de Au y Ag ($R \approx 0.5$), su depositación podría responder a los mismos mecanismos. El hecho de que la correlación no sea mayor podría deberse a causas cinéticas y/o termodinámicas, competencias de los ligantes con el mismo enlazante, o bien disponibilidad de los metales preciosos en el fluido. De la Figura 6, se desprende que cualquier cambio en la actividad de oxígeno y/o en el pH, afecta directamente la solubilidad del Au en fluidos hidrotermales hasta en dos órdenes de magnitud, pudiendo provocar la precipitación de Au si el fluido se hallaba cercano al punto de saturación previo a los cambios fisicoquímicos. La ebullición provocaría disminución de la acidez, debido a la pérdida de CO_2 ; disminución en la fugacidad de oxígeno; y disminución en la temperatura, los cuales promoverían la depositación de metales preciosos al desestabilizar los ligandos asociados (Williams-Jones et al., 2009; Pokrovski et al., 2014). Igualmente, la asociación pirita-pirrotita observada sería parcialmente responsable debido a la sulfidación de la roca caja y el consecuente consumo de H_2S . Por otro lado, no se descarta la ocurrencia de otros procesos secundarios, tales como la mezcla con fluidos meteóricos oxigenados, o bien, la mezcla con aguas sulfatadas durante el ascenso del fluido; los cuales modificarían la acidez y la actividad de oxígeno en el fluido primario.

6.4 Implicancias para la exploración

El modelo textural previamente realizado es validado mediante la comparación con los interpoladores de Au y Ag construidos a partir de datos de sondaje en el sector de Laguna Verde. La relación entre depositación de metales preciosos y la ocurrencia de procesos de ebullición queda evidenciada en la Figura 60. En ella se observa cómo la región de mayor concentración de Ag coincide aproximadamente con la zona modelada con los factores de confianza de ebullición más altos.

Lo anterior es indicador de que el sistema actual se encuentra en la región caracterizada por la ebullición de los fluidos hidrotermales, y que, por ende, el horizonte de ebullición aún se encuentra en profundidad. Es más, de acuerdo al modelo de Buchanan (1981) y por presentar las vetas, características de la Superzona CC, se puede delimitar la posible posición del horizonte entorno a los 30 - 200 m. de profundidad respecto a la superficie actual. No se descarta, entonces que, inmediatamente bajo la zona de mayores leyes de metales preciosos en la Figura 60, a una profundidad entre 80 - 100 m respecto a la superficie de erosión, se ubique un posible horizonte de ebullición; aunque no hay prueba fehaciente de ello; de hecho, a partir de los interpoladores de leyes en veta Dagny (Anexo K), se hallan máximos locales de concentraciones de metales preciosos a lo largo de toda la vertical muestreada. De cualquier forma, bajo este horizonte las leyes de metales preciosos disminuirían; y sobre el, se concentraría la mineralización de mena de Au y Ag en una aparente zona de bonanza de alta ley correlacionada a texturas de ebullición, aunque debido a la exhumación e intensa erosión experimentada en el sector, se desconoce la distribución exacta de metales sobre este horizonte tentativo.

A partir del modelo teórico que correlaciona la distribución espacial de los minerales de mena, con procesos de ebullición, se desprende que, bajo este horizonte de ebullición, es posible hallar mineralización de metales base Zn, Pb, y Cu; los cuales fueron detectados como trazas en sulfuros depositados por sobre el horizonte de ebullición (Tabla 13). La presencia de FIAs secundarias ricas en vapor y el hecho de que la textura rompecabezas sea dominante en el sector, seguida en abundancia por textura extravagante/plumosa (>30%) y textura coloforme (>40%), evidencian que los procesos de despresurización rápida por fracturamiento, y la consecuente vaporización violenta de los fluidos, fueron comunes. Por lo mismo, es de esperar que la zona de mayor ley situada en la base del horizonte se constituya como un sector de bonanza de alta ley.

Un alcance a la hora de estimar la ubicación del horizonte, lo constituye la misma formulación del modelo original de Buchanan, el cual considera ebullición a partir de un fluido original de 2.84% en peso NaCl eq.; siendo que las salinidades reportadas tanto en trabajos anteriores como en el presente fluctúan entre los 0.04 y los 12% en peso NaCl eq., técnicamente se debiese delimitar tanto inferior como superiormente una secuencia mineralógica y/o textural, y escalarla posteriormente al modelo de Buchanan, de forma de obtener potencias estimadas reales,

aplicables al sistema epitermal en estudio. Sin embargo, la región espacial abarcada en la veta corresponde a la misma secuencia textural/mineralógica, por lo cual no se puede realizar este escalamiento.

Respecto a la zona de Bahía Jara, las muestras analizadas presentaban FIAs y texturas de ebullición, tales como cuarzo rompecabezas y coloforme; no se observó mineralización de adularia, y la mineralización de mena es menor respecto a veta Dagny y Fabiola, lo cual se evidencia por leyes máximas de 340 ppm de Ag y 5 ppm de Au aproximadamente. Sin embargo, estos datos de leyes sólo provienen de dos muestras y por ende no se consideran estadísticamente representativos del sector de Bahía Jara. Por lo mismo, solo se puede concluir que el sector representa el sistema epitermal en su región de ebullición; y por ende, sería posible hallar mineralización de metales preciosos y base en profundidad.

De igual forma, en el sector de Mallines se presentan numerosas texturas de ebullición, aunque domina la textura de calcita y calcita hojosa reemplazada por cuarzo; no se halló evidencia de ebullición en familias de inclusiones ni mineralización de mena o adularia. Las leyes son relativamente bajas, con un máximo de 120 ppm de Ag y 6 ppm de Au. La evidencia textural y la escasa mineralización situarían al sector de Mallines en la Superzona CH, la más somera del modelo de Morrison et al. (1990), dominado por carbonatos y calcita hojosa; con mineralización de oro escasa y diseminada. Adicionalmente, Poblete (2011) menciona que este sector posee las concentraciones más altas de As, las más bajas de Cu, Zn y Pb, la mejor correlación entre Au y Hg, y los índices de cristalinidad de illita más altos (menor cristalinidad) del distrito. Dado que elementos volátiles como el Hg tienden a concentrarse en zonas donde la paleotemperatura es menor (Berger & Eimon, 1983), y los metales base bajo el horizonte de ebullición, se concluye que Mallines representa los niveles más superficiales del sistema epitermal en el distrito de Cerro Bayo. No se descarta, entonces, que Mallines posea mineralización de metales preciosos y metales base en profundidad (~300 m).

De lo anterior, se concluye que el sector de Laguna Verde podría representar los niveles más profundos del sistema epitermal del distrito; mientras que el sector de Mallines, representaría los niveles más someros. Sin embargo, en Laguna Verde, el posicionamiento tentativo del horizonte de ebullición ya mencionado permite deducir que el sector presentaría potenciales zonas de bonanza de alta ley de metales preciosos relativamente cercanos a la superficie. En la realidad, los horizontes de ebullición varían verticalmente durante la evolución de un sistema, en respuesta a cambios en las condiciones termodinámicas y fisicoquímicas del fluido, así como a las tasas de apertura y sellado de fracturas; tasas de flujo, entre otros. Sin embargo, se espera que vetas cercanas, relacionadas tanto genética como estructuralmente a veta Fabiola, como es el caso de veta Delia o Dagny, o vetas aún no mapeadas, no presenten diferencias significativas en su evolución; y, por ende, la localización de las regiones de interés económico inferidas en veta Fabiola sean de alguna forma representativas de Laguna Verde.

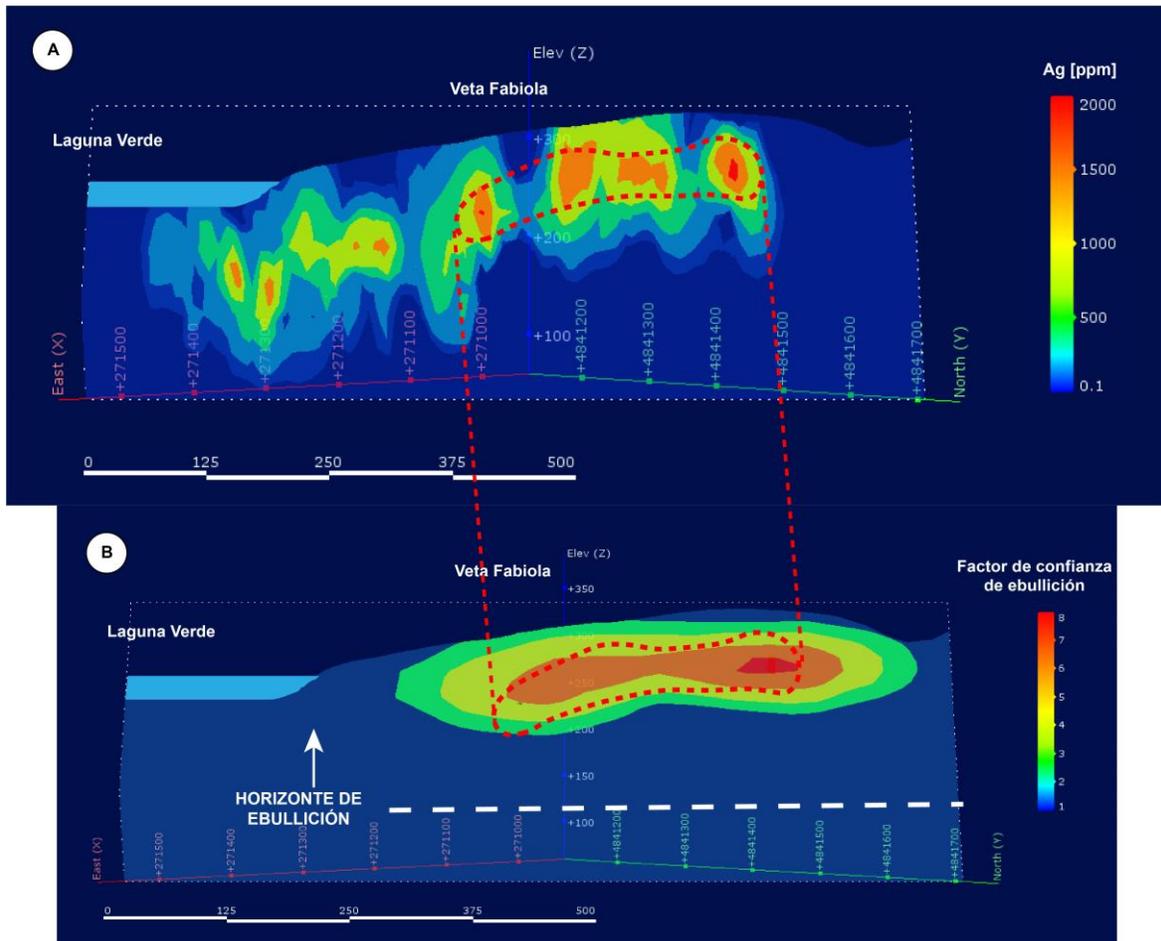


Figura 60 Validación del modelo textural veta Fabiola, y posible ubicación del horizonte de ebullición. En línea discontinua, límite inferior tentativo del horizonte de ebullición.

7. CONCLUSIONES

A modo de recapitulación, el objetivo principal de la presente investigación fue establecer criterios de exploración en el distrito de Cerro Bayo, en particular, en el sector de Laguna Verde, mediante la caracterización petrográfica y textural de muestras pertenecientes al Profesor Titular Brian Townley. De forma secundaria, se buscó caracterizar los fluidos hidrotermales circulantes mediante la realización de petrografía de inclusiones fluidas y microtermometría.

La descripción macroscópica, tanto mineralógica como textural del depósito, se condice con la presencia de un depósito epitermal de baja sulfidación, tal y como lo señala la literatura. La ganga se encuentra fuertemente dominada por cuarzo y calcedonia, seguida de calcita y adularia; y en menores cantidades, fluorita, yeso y baritina; en texturas tales como cuarzo oqueroso, bandeado, coloforme, crustiforme y druso. La mineralogía de mena y/o sulfurada incluye pirita, electrum, acantita/argentita, sulfosales de plata (proustita-pirargirita) y menor esfalerita y arsenopirita, además de posible tetrahedrita; entre los óxidos e hidróxidos de hierro se hallan magnetita, hematita, limonita y goethita, estos últimos sólo ubicados en superficie. Adicionalmente, se hallan presentes las asociaciones pirita \pm magnetita \pm pirrotina y pirita \pm clorita en profundidad. La mineralización se da principalmente en estilo de vetas y brechas hidrotermales, hospedadas en tobas líticas y cristalinas de carácter riodacítico, pobremente mineralizadas, las cuales corresponderían a la Unidad 2, definida por Poblete (2011), de la Formación Ibáñez del Jurásico Superior.

La petrografía microscópica revela una miríada de texturas tanto de ebullición, como de no-ebullición presentes en el distrito. La textura rompecabezas es ubicua en el distrito, encontrada en un 100% de las muestras analizadas; a esta le sigue en abundancia, la textura coloforme y hojosa reemplazada por cuarzo, ambas en un 42% de las muestras; adicionalmente, en un 33% y 24% de ellas se observaron texturas flamboyante y plumosa respectivamente; en menor grado, se presentan texturas de calcita hojosa (18%), esfera fantasma, musgo y pseudoacicular (<6%).

El estudio petrográfico en veta Fabiola permite formular una paragénesis parcial de la veta, consistente en 3 grandes etapas de mineralización: (1) Etapa de pre-mineralización, caracterizada por la depositación de calcita rómbica, menor adularia y posible illita; (2) Etapa de mineralización, que incluye 3 subetapas, la primera de las cuales corresponde a una secuencia textural de cuarzo rompecabezas, calcita hojosa, y cuarzo coloforme, con mineralización en cantidades variables de pirita, electrum, y esfalerita; y menor depositación de adularia; tanto la segunda etapa como la tercera subetapa se aprecian en vetillas que cortan la secuencia anterior, se caracterizan por mineralización de calcita rómbica y adularia, con menor sulfosales de plata, y pirita enriquecida en Ag y Au. Por último, una etapa de post-mineralización (3), caracterizada por el emplazamiento de vetillas de cuarzo peineta, fluorita, calcita rómbica, clorita y hematita.

En veta Dagny no se pudo obtener una paragénesis precisa, sin embargo, se reconocieron ciertas sucesiones de eventos mineralizadores. De particular importancia, se considera la mineralización en niveles someros, de adularia subrómica y cuarzo rompecabezas, con abundante mineralización de sulfuros, tales como, acantita, pirita con inclusiones de electrum, esfalerita, arsenopirita, y magnetita.

La petrografía de inclusiones fluidas revela la existencia de FIAs ricas en líquido, ricas en vapor, y de ebullición; así como FIAs con contenido en CO₂; en minerales como cuarzo, calcita y fluorita. En cuarzo, las inclusiones se hallaban principalmente en cuarzo euhedral, zonal, y mosaico subhedral. Sin embargo, y en general las inclusiones se hallaban escasamente preservadas. La mayoría de los cortes analizados no presentaban familias de inclusiones, o bien si se hallaban, su tamaño medio entorno a los 1-5 µm, dificultaba su petrografía. Adicionalmente, las inclusiones se hallaban frecuentemente decrepitadas o evidenciaban claros procesos de estrangulamiento.

De lo anterior, la estrecha relación entre mineralización metálica, cuarzo rompecabezas y depositación de adularia, así como la ocurrencia de eventos de mineralización anterior a la depositación de texturas coliforme y/o de calcita hojosa; y la existencia de FIAs de ebullición secundarias en cuarzo de la etapa mineralizadora, sugiere que la ebullición de fluidos tendría un papel primordial como mecanismo de depositación de metales preciosos en el distrito de Cerro Bayo.

Respecto de los fluidos hidrotermales, sólo se pudieron caracterizar por microtermometría, aquellos pertenecientes a la fase post-mineralizadora. Los datos indican la existencia de un fluido primario post-mineralizador de 225°C y 12% en peso NaCl eq, y fluidos tardíos de temperatura en el rango 180 - 130°C y salinidades entorno a los 10% en peso NaCl eq. En base a análisis SEM-BS en fluidos de inclusiones decrepitadas encontradas en la superficie de la muestra, se detectaron concentraciones elevadas de Cl, K, Na y S en fluidos de la fase mineralizadora. Esto último sugiere que los complejos clorurados pudieron haber desempeñado un papel importante en el transporte metálico, a pesar de que bajo estas condiciones de ambiente epitermal, de temperaturas <250°, fluido reductor y pH neutro a levemente ácido, los complejos sulfurados son dominantes.

Adicionalmente, las características texturales y mineralógicas, tanto de mena y ganga, permiten situar el sistema epitermal en Laguna Verde entorno a los 150 – 320 m. de profundidad respecto a la paleosuperficie, de acuerdo al modelo de Buchanan (1981). Lo anterior, sumado a la intensa exhumación y erosión acaecida en el sector, y el modelamiento de la variable BCF, que revela una clara región de ebullición correlacionada a leyes elevadas de Au y Ag; sugeriría que el horizonte de ebullición se encuentra relativamente cercano a la superficie actual. Sin embargo, debido a la ausencia de muestras provenientes de mayores profundidades, es imposible diferenciar si la región de leyes elevadas de metales preciosos efectivamente corresponde a una posible zona de bonanza ubicada

directamente sobre el horizonte de ebullición, o bien a una zona de máximos locales.

A pesar de lo anterior, se puede concluir que la región actualmente expuesta del sistema epitermal en Cerro Bayo corresponde a la zona donde los procesos de ebullición son dominantes. Por lo mismo, el distrito posee un potencial económico relativamente alto dado que las zonas de bonanza aún se hallarían preservadas en profundidad, esto dado que la evidencia apunta a un horizonte de ebullición aún no alcanzado. Más específicamente, el sector de Laguna Verde poseería el mayor potencial de explotación minera del distrito; esto pues, un horizonte de ebullición y por ende una zona de bonanza relativamente cercana la superficie reduciría considerablemente los costos operacionales asociados a la extracción minera.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Adams, S. (1920). A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology*, 15 (8), 623–664.
- 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.
- Alric, V., Haller, M., Féraud, G., Bertrand, H., & Zubia, M. (1996). Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo jurásico de la Patagonia Extrandina. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 243-250, Buenos Aires.*
- André-Mayer, A.-S., Leroy, J., Bailly, L., Chauvet, A., Marcoux, E., Grancea, L., & Rosas, J. (2002). Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, southern Peru. *Mineralium Deposita*, 37(5), 452–464.
- Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). Space- geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 329-334.
- Ashrafpour, E., Alirezaei, S., & Ansdell, K. M. (2012). Hydrothermal fluid evolution and ore genesis in the Arghash epithermal gold prospect, northeastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 51, 30-44.
- Augustsson, C., & Bahlburg, H. (2003). Active or passive continental margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile ($46^{\circ}30'$ – $48^{\circ}30'S$). *Geological Society of London Special Publication*, 208, 253–268.
- Barnes, H. L. (1967). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (1 ed.). New York: John Wiley & Sons, 640pp.
- Barton, P., & Skinner, B. (1967). Sulfide mineral stabilities. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, ed. H. L. Barnes. New York : Holt, Rinehart and Winston, 236-333.
- Blount, C. W., & Dickson, F. W. (1968). The solubility of anhydrite in NaCl-H₂O from 100 to 450°C an 1 to 1000 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33, 227-245.
- Bodnar, R., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., & Steele-MacInnis, M. (2014). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. En H. Holland, & K. Turekian, *Treatise on Geochemistry* (second ed., 119–142). Oxford: Elsevier.
- Bodnar, R., Reynolds, T., & Kuehn, C. (1985). Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 2, 73–97.

- Boetsch, M. H. (2014). Control Estructural de la Mineralización Argento-Aurífera y Criterios de Exploración en el Distrito Cerro Bayo, Región de Aysén, Chile. *Tesis de Magíster, Universidad de Chile*, 163pp.
- Booth, H., & Bidwell, R. (1950). Solubilities of salts in water at high temperatures. *Journal of the American Chemical Society*, 72, 2567–2575.
- Brown, K. L. (1986). Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Economic Geology*, 81, 979-983.
- Browne, P. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 229-250.
- Bruce, R., Weaver, S., & Lux, D. (1991). Temporal and spatial variations in the southern Patagonian Batholith; Constraints on magmatic arc development. *En Andean magmatism and its tectonic setting (Harmon, R.; Rapela, C.; editors). Geological Society of America Special paper*, 256, 1-12.
- Buchanan, L. (1980). Ore controls of vertically stacked deposits, Guanajuato, Mexico. *American Institute Mining Engineers, Preprint 26*, 80-82.
- Buchanan, L. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. *Arizona Geological Society Digest*, 14, 237–262.
- Camprubí, A., & Albinson, T. (2007). Epithermal deposits in Mexico - update of current knowledge, and an empirical reclassification. *Geological Society of America Special Paper*, 422, 377–415.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., & Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 56, 10-18.
- Cande, S. C., & Leslie, R. B. (1986). Late cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91(B1), 471-496.
- Cande, S., Leslie, R., Parra, J., & Hobart, M. (1987). Interaction between the Chile ridge and the Chile trench: Geophysical and geothermal evidence. *Journal of Geophysics Research*, 92, 495-520.
- Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471, 96–113 .
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe - Ofqui fault zone: A long lived intra intraarc fault system southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55-66.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., & Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354, 289-314.

- Černý, P., & Chapman, R. (1984). Paragenesis, chemistry and structural state of adularia from granitic pegmatites. *Bull. Mineral.*, 107, 369-384.
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *Geological Society Special Publication*, 21-114.
- Chauvet, A., Bailly, L., André, A. S., Monié, P., Cassard, D., Tuduri, J., & Vargas, J. R. (2006). Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Peru. *Mineralium Deposita*, 41, 387-410.
- Chauvire, B., Rondeau, B., & Mangold, N. (2017). Near infrared signature of opal and chalcedony as a proxy for their structure and formation conditions. *European Journal of Mineralogy*, 29, 409-427.
- Clark, J., & Williams-Jones, A. (1990). Analogues of epithermal gold-silver deposition in geothermal well scales. *Nature*, 346, 644-645.
- Cline, J., Bodnar, R., & Rimstidt, J. (1992). Numerical simulation of fluid flow and silica transport and deposition in boiling hydrothermal solutions: Application to epithermal gold deposits. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B6), 9085-9103.
- Coto, B., Martos, C., Peña, J. L., Rodríguez, R., & Pastor, G. (2012). Effects in the solubility of CaCO₃: Experimental study and model description. *Fluid Phase Equilibria*, 324, 1-7.
- D' Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M. J., Manetti, P., & Mazzarini, F. (2001). Slab window - related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~ 52°S, Argentina - Chile). *Lithos*, 57, 67-81.
- Dalziel, I. W., & Palmer, K. (1974). Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250: 291-294.
- Davidson, J., Mpodozis, C., Godoy, E., Hervé, F., & Brook, M. (1987). Late Paleozoic Accretionary Complexes on the Gondwana Margin of Southern Chile: Evidences from the Chonos Archipelago. Gondwana Six: Structure. *Tectonics and Geophysics*, G. D McKenzie, Ed., American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, Washington, 40, 221-228.
- De la Cruz, R., & Suárez, M. (2008). Geología del área Chile Chico - Río de las Nieves, región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 112, 1 mapa escala 1:100.000 (112)*.
- De la Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D., & Bell, M. (2003). Area Coihaique-Balmaceda, Región de Aisén del General Carlos Ibañez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 80: 41p., 1 mapa escala 1:100000*.

- De la Cruz, R., Suárez, M., Covacevich, V., & Quiroz, D. (1996). Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15'–43°45' latitud S), X Region, Chile. *Proceedings 13th Congreso Geológico Argentino and 3rd Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1, 417–424.
- De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., & Quiroz, D. (2004). Área oriental de las Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región Aysén del General Carlos Ibañez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 85*, 57p., 1 mapa escala 1:250.000.
- De Wit, M., & Stern, C. (1981). Variations in the degree of crustal extension during formation of a back arc basin. *Tectonophysics*, 72, 229–260.
- DeMets, C., Gordon, R., & Argus, D. S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191-2194.
- Diamond, L. W. (2003). Introduction to gas-bearing aqueous fluid inclusions. *En Samson, I., Anderson, A., Marshall, D. (Eds.). Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. 32, 101-158.
- Dong, G., & Morrison, G. W. (1995). Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, 30(1), 11-19.
- Dong, G., Morrison, G., & Jaireth, S. (1995). Quartz textures in epithermal veins, Queensland classification, origin and implication. *Economic Geology*, 90 (6), 1841–1856.
- Einaudi, M., Hedenquist, J., & Inan, E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geologists Special Publication 10*, 285-314.
- Ellis, A. J. (1959). The solubility of calcite in carbon dioxide solutions. *American Journal of Science*, 257(5), 354-365.
- Ellis, A. J. (1963). The solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures. *American Journal of Science*, 261, 259-267.
- Ellis, A., & Mahon, W. (1968). Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions. *Geochimica et Cosmochimica*, 28, 1323–1357.
- Etoh, J., Izawa, E., Watanabe, K., Taguchi, S., & Sekine, R. (2002). Bladed Quartz and Its Relationship to Gold Mineralization in the Hishikari Low-Sulfidation Epithermal Gold Deposit, Japan. *Economic Geology*, 97, 1841-1851.
- Fang, Z., Boucot, A., Covacevich, V., & Hervé, F. (1998). Late Triassic fossils in the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 25(2), 165-173.

- Faúndez, V., Hervé, F., & Lacassie, J. (2002). Provenance studies of prelate Jurassic metaturbidite successions of the Patagonian Andes, southern Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45, 411–425.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., & Haller, M. (1999). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 172, 83–96.
- Fígari, E. (2005). Estructura y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, provincia del Chubut. *Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita)*, 177 p., Buenos Aires.
- Flint, S., Prior, D., Agar, S., & Turner, P. (1994). Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin of southern Chile and its relationship to triple junction evolution. *Journal of the Geological Society of London*, 151, 251-268.
- Forsythe, R., & Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics*, 4, 477-495.
- Gammons, C. H., & Barnes, H. L. (1989). The solubility of Ag₂S in near-neutral aqueous sulfide solutions at 25 to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 279-290.
- Gammons, C. H., Yu, Y., & Williams-Jones, A. (1997). The disproportionation of gold(I) chloride complexes at 25 to 200°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(10), 1971-1983.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal geological Society London*, 129, 93-131.
- Giggenbach, W. (1992). Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries. *Economic Geology*, 87, 1927-1944.
- Gill, S. J. (2009). The Nugget Effect. *Dissertation for Master of Science Degree, Department of Geology, Rhodes University, South Africa*, 104p.
- Goldstein, R. H., & Reynolds, J. T. (1994). Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. *SEPM Short Course 31*, 213.
- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernández, M. I., & Panza, J. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16, 1-17.
- Haas, J. L. (1971). The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66, 940-946.

- Haller, M., & Llapido, O. (1980). El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2), 230-247 .
- Harambour, S., & Soffia, J. (1988). Evaluación Geológica Preliminar del Extremo Norte de Ultima Esperanza. *Informe Inédito ENAP*, 117p.
- Hardie, L. (1967). Gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Am. Mineral*, 52, 171-200.
- Heald, P., Hayba, D., & Foley, N. (1987). Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 82, 1–26.
- Heaney, P., Veblen, D., & Post, J. (1994). Structural disparities between chalcedony and macrocrystalline quartz. *American Mineralogist*, 79, 452-460.
- Hedenquist, J., & Lowenstern, J. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519-527.
- Hedenquist, J., Arribas, R. A., & Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposit. *Reviews in Economic Geology*, 13, 245-277.
- Hedenquist, J., Izawa, E., Arribas, A., & White, N. C. (1996). *Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. Poster Society of Resource Geology Special Publication number 1, 18 pp.*
- Henley, R. (1990). Ore transport and deposition in epithermal environments. *Stable Isotopes and Fluid Processes in Mineralisation*, 23, 51-69.
- Henley, R. W., & Brown, K. L. (1985). A Practical Guide to the Thermodynamics of Geothermal Fluids and Hydrothermal Ore Deposits. *Economic Geology*, 2, 25-44.
- Henley, R., & Hughes, G. (2000.). Underground fumaroles: “Excess heat” effects in vein formation. *Economic Geology*, 95 (3), 453–466.
- Hervé, F. (1988). Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11, 183-188.
- Hervé, F. (1994). The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. En K. Reutter, E. Scheuber, & P. Wigger, *Tectonics of the Southern Central Andes*, Springer Verlag, 243-248.
- Hervé, F., & Fanning, C. M. (2001). Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 28(1), 91-104.
- Hervé, F., Aguirre, L., Godoy, E., Massone, H., Morata, D., Pankhurst, R., & Sepulveda, V. (1998). Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos en Aysén. *In Congreso*

Latinoamericano de Geología, No 10 y Congreso Nacional de Geología Económica, No 6, Actas 2, Buenos Aires. 134-137.

- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M., & Yaxley, G. (2007). The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97(3–4), 373-394.
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe- Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia deValdivia). In *Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas 1: B39- B56. Santiago.*
- Holdaway, M. J. (2000). Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet–biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85, 881-892.
- Holdaway, M. J. (2001). Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet–biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 86, 1117-1129.
- Homovc, J., & Constantini, L. (2001). Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear related depocenters, Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85(10), 1795-1816.
- John, D., Hofstra, A., Fleck, R., Brummer, J., & Saderholm, E. (s.f.). Geologic setting and genesis of the Mule Canyon low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, north-central Nevada. *Economic Geology*, 98, 425–463.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A. B., Tshoso, G., Watkeys, M. K., & Le Gall, B. (2005). Karoo large igneous province: Brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar age data. *Geology*, 33(9), 745-748.
- Kamilli, R., & Ohmoto, H. (1977). Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia Vein, Colqui District, Central Peru. *Economic Geology*, 72, 950-982.
- Kaplan, M., Ackert, R., Singer, B., Douglass, D., & Kurz, M. (2004). Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 308-321.
- Katz, H. (1963). Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 47, 506- 524.
- Kay, S. (1993). Late Paleozoic tectonics in Southern South America global perspective. *Douzième Congrès International de la stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien Comptes Rendus, Buenos Aires, I*, 109-122.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C., & Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17(4), 324-328.

- Kindyakov, P., Kyshtymova, E., & Rogova, S. (1958). Solubility in the system lithium chloride-sodium chloride-water at 25, 50, and 90°. *Tekhnol.im.M.V.Lomonosova*, v. 7, 22–31.
- Lahsen, A., Palacios, C., M.A., P., Sanchez, G., & Townley B., V. J. (1994). Exploración Geoquímica Estratégica en la Región de Aysén. *Internal Report, Departamento de Geología, Universidad de Chile*, 367 pp.
- Langer, K., & Flörke, O. (1974). Near infrared absorption spectra (4,000–9,000 cm⁻¹) of opals and the role of “water” in these SiO₂ · n H₂O minerals. *Fortschr Mineral*, 52, 17–51.
- Lindgren, W. (1901). Metasomatic processes in fissure veins. *American Institute of Mining Engineers Transactions*, 3, 578-692.
- Lizuain, A., & Silva Nieto, D. (1996). Estratigrafía Mesozoica del Río Chubut Medio (Sierra de Taquetrén), Provincia del Chubut. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, Buenos Aires*. 479- 494.
- Macdonald, R., & North, N. (1974). Effect of pressure on solubility of CaCO₃, CaF₂, and SrSO₄ in water. *Canadian Journal of Chemistry*, 52, 3181–3186.
- Madgin, W. M., & Swales, D. A. (1956). Solubilities in the system CaSO₄-NaCl-H₂O at 25° and 35°. *Journal of Applied Chemistry* 6, 482–487.
- Malkowski, M., Grove, M., & Graham, S. A. (2015). Unzipping the Patagonian Andes Long-lived influence of rifting history on foreland basin evolution. *Lithosphere*, 8(1), 23-28.
- Mandalay Resources Corporation. (2017). *Technical Report on the Cerro Bayo Project, Region XI (Aisén), Chile*, 252 pp.
- Melentyev, B. N., Ivanenko, V. V., & Pamfilova, L. A. (1970). Solubility of some ore-forming sulfides under hydrothermal conditions. *Geochem. Internat.*, 7, 416-460.
- Miller, H. (1979). Das Grundgebirge der Anden in Chonos Archipel, Región Aisén, Chile. *Geologische Rundschau*, 2(68), 428-456.
- Miller, J. P. (1952). A portion of the system calcium carbonate-carbon dioxide-water, with geological implications. *American Journal of Science*, 250, 161-203.
- Millero, F., Milne, J., & Thurmond, V. (1984). The Solubility of Calcite, Strontianite and Witherite in NaCl. Solutions at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1141-1143.
- Millero, F., Yao, W., & Aicher, J. (1994). The speciation of Fe(II) and Fe(III) in natural waters. *Marine Chemistry*, 50, 21-39.

- Moncada, D., & Bodnar, R. J. (2012). Gangue mineral textures and fluid inclusion characteristics of the Santa Margarita Vein in the Guanajuato Mining District, Mexico. *Central European Journal of Geosciences*, 4(2), 300-309.
- Moncada, D., Baker, D., & Bodnar, R. J. (2017). Mineralogical, petrographic and fluid inclusion evidence for the link between boiling and epithermal Ag-Au mineralization in the La Luz area, Guanajuato Mining District, México. 89, 143-170.
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T., Rimstidt, J., & Bodnar, R. (2012). Mineral Textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag-Au deposits at Guanajato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 114, 20-35.
- Morey, G. W. (1962). The action of water in calcite, magnesite and dolomite. *The American Mineralogist*, 47, 1456–1460.
- Morrison, G. W., Jaireth, S., & Dong, G. (1990). *Textural zoning in epithermal quartz veins*. Queensland: Klondike Exploration Services, 21 pp.
- Mountain, B. W., & Seward, T. M. (2003). Hydrosulfide/sulfide complexes of copper(I): Experimental confirmation of the stoichiometry and stability of Cu(HS)₂ to elevated temperatures. *Geochimica et Cosmochimica*, 67(16), 3005–3014,.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 481-497.
- Murdie, R., Prior, D., Styles, P., Flint, S., Pearce, R., & Agar, S. (1993). Seismic responses to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, 21, 1095-1098.
- Mutchler, S., Fedele, L., & Bodnar, R. (2008). Analysis Management System (AMS) for reduction of laser ablation ICPMS data. *In Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues (P. Sylvester, ed.) Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Vol. 40*, 318-327.
- Nelson, E. P., Bruce, R., Elthon, D., Krammer, D., & Weaver, S. (1988). Regional lithological variations in the Patagonian batholith. *Journal of South American Geology*, 1 (3), 239–247.
- Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R., & Espinoza, W. (1984). Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén. Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, No. 60-61, escala 1:500.000*.
- Noel, W., & Hedenquist, J. (1995). Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration. *SEG Newsletter*(23), 9-13.

- Nullo, F. (1983). Descripción geológica de la Hoja 45c Pampa de Agnia, provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín 199, Buenos Aires. 1-94.*
- Page, R. (1994). Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1), 41-58.*
- Palacios, C., Parada, M., & Lahsen, A. (1997). Upper Jurassic mineralization in El Faldeo district, Chilean Patagonia. *Geologische Rundschau, 86, 132-140.*
- Pankhurst, R. J., & Rapela, C. W. (1995). Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters, 134, 23-26.*
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M., & Kelley, S. P. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology, 41, 605-625.*
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Herve, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society, 156, 673-694.*
- Pizarro, L. I. (2000). Alteración, Mineralización e Inclusiones Fluidas en vetas del distrito Fachinal, XI Region de Aysén, Chile. *Memoria de Título, Universidad de Chile, 60pp.*
- Poblete, J. (2011). Geology, geochronology and structural reconstruction of the Cerro Bayo epithermal District, Chilean Patagonia. *Master of Science Thesis, University of British Columbia, 202pp.*
- Poblete, J. A., Bissig, T., Mortensen, J. K., Gabites, J., Friedman, R., & Rodriguez, M. (2014). The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous Magmatism and Protracted History of Epithermal Ag-Au Mineralization. *Economic Geology, 109, 487-502.*
- Pokrovski, G. S., Akinfiyev, N. N., Borisova, A. Y., Zotov, A. V., & Kouzmanov, K. (2014). Gold speciation and transport in geological fluids: Insights from experiments and physiscal-chemical modelling. *Geological Society London Special Publications, 402, 9-70.*
- Ramette, R., & Anderson, O. (1963). On the averred effects of radioisotopic tracers on solubility. *25, 763-770.*
- Ramos, V. (1989). Andean foothills structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 73, 887-903.*
- Ramos, V. A., & Kay, S. M. (1992). Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics, 205, 261-282.*

- Rapela, C., & Alonso, G. (1991). Composición litológica y geoquímica de la Patagonia Central. *6° Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar), Santiago, Actas 5, 236.*
- Rapela, C., Pankhurst, R., Dahlquist, J., Baldo, E., Casquet, C., & Galindo, C. (2008). Revisiting accretionary history and magma sources in the Southern Andes: Time variation of "typical Andean granites" . *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts, 427-430.*
- Rapela, C., Pankhurst, R., Fanning, C., & Hervé, F. (2005). Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran Belt of northwestern Patagonia. *En Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.) Terrane Accretion Processes at the Pacific Margin of Gondwana. The Geological Society, Special Publication, London, 246, 217-239.*
- Reed, M., & Spycher, N. (1985). Boiling, cooling, and oxidation in epithermal system: a numerical modelling approach. *Geology and geochemistry of epithermal systems. Rev. Econ. Geol., 2, 249-272.*
- Riccardi, A. (1971). Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Extracto de la Revista del Museo de la Plata, Sección Geológica, Tomo VII:245-318.*
- Riccardi, A., & Roller, E. (1980). Cordillera Patagónica Austral. *En Turner, J.C.M. (ed.) Geología Regional Argentina, Segundo Simposio, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 2, 1173-1306.*
- Richardson, C., & Holland, H. (1979a). The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 43, 1313–1325.*
- Robbiano, J., Arbe, H., & Gangui, A. (1996). Cuenca Austral marina. *En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo, Buenos Aires. 323-341.*
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy, 12, 644pp.*
- Rosenau, M., Melnick, D., & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics, 25(4), TC4013.*
- Rosenberg, P., & H.D., H. (1964). Calcite-Dolomite-Magnesite Stability Relations in Solutions at Elevated Temperatures. *Science, 145, 700-701.*
- Sander, M., & Black, J. (1988). Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems; implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology, 83(5), 1052–1060.*
- Sawkins, F. (1966). Ore genesis in the north Pennine orefield, in the light of fluid inclusions studies. *Economic Geology, 61, 385-401.*

- Segnit, E. R., Holland, H. D., & Biscardi, C. J. (1962). The solubility of calcite in aqueous solutions - I The solubility of calcite in water between 75° and 200° at CO₂ pressures up to 60 atm. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 26(12), 1301-1331.
- Seward, T. (1973). Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(3), 379-399.
- Seward, T. (1989). The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation: boiling and conductive cooling as examples. *Economic Geology Monograph*, 6, 398-404.
- Sharp, W. E., & Kennedy, G. C. (1965). The System CaO-CO₂-H₂O in the Two-Phase Region Calcite + Aqueous Solution. *The Journal of Geology*, 73(2), 391-403.
- Shenberger, D., & Barnes, H. (1989). Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(2), 269-278.
- Shimizu, T. (2014). Reinterpretation of Quartz Textures in Terms of Hydrothermal Fluid Evolution at the Koryu Au-Ag Deposit, Japan. *Economic Geology*, 109, 2051-2065.
- Sibson, R. (2001). Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. *Society of Economic Geologists Reviews* 14, 25-50.
- Sillitoe, R. (1993). Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features. *Mineral Deposit Modeling: Toronto, Geological Association of Canada, Special Paper*, 40, 403-417.
- Sillitoe, R. (2015). Epithermal Paleosurfaces. *Mineralium Deposita*, 50(7), 767-793.
- Sillitoe, R., & Hedenquist, J. (2003). Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Metal Precious Deposits. *Society of Economic Geology, Special Publication 10. Chapter 18*, 315-323.
- Simmons, S. F., White, N., & John, D. (2005). Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 485-522.
- Simmons, S., & Christenson, B. (1994). Origins of calcite in a boiling geothermal system , . *American Journal of Science*, 294 (3), 361–400.
- Singer, B., Ackert, R. J., & Guillou, H. (2004). 40Ar/39Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 434-450.
- Skarmeta, J. (1976). Evolución tectónica y paleogeográfica de los Andes Patagónicos de Aysén (Chile), durante el Neocomiano. *En Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas 1: B1-B15. Santiago*.

- Smith, J. (1974). *Feldspar Minerals. Crystal Structure and Physical Properties 1*. (B. Heidelberg, Ed.) New York: Springer, 627 pp.
- Soffia, J., & Harambour, S. (1988). Estructuras en el Cinturón Plegado y Fallado de Ultima Esperanza, Mallanes, Chile. *V Congreso Geológico Chileno*.
- Stefansson, A., & Seward, T. M. (2003). Experimental determination of the stability and stoichiometry of sulphide complexes of silver(I) in hydrothermal solutions to 400°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(7), 1395–1413.
- Stefansson, A., & Seward, T. M. (2004). Gold (I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C at 500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 4121-4143.
- Strübel, G. (1965). Quantitative Untersuchungen über die hydrothermale Löslichkeit von Flussspat. *Geologische Rundschau*, 83–95.
- Strübel, G. (1965). Quantitative Untersuchungen über die hydrothermale Löslichkeit von Flussspat (CaF₂). *Geologische Rundschau*, 3, 83–95.
- Strubel, G. (1967). Zur Kenntnis und genetischen Bedeutung des Systems BaSO – NaCl–H₂O. *Neues Jahr. Miner. Monatsh*, 223–234.
- Suárez, M., & Márquez, M. (2007). Cuenca de retroarco toarciana en Patagonia central (Chubut), Argentina: cierre, migración del arco y ambiente tectónico durante el Jurásico Medio. *Revista Geológica de Chile*, 34(1), 63-79.
- Sugaki, A., D. Scott, S., Hayashi, K., & Kitakaze, A. (1989). Ag₂S solubility in sulfide solutions up to 250°C. *Geochemical Journal*, 21, 291-305.
- Templeton, C. (1960). Solubility of barium sulfate in sodium chloride solutions from 25°C to 95°C. *Journal Chemical & Engineering Data*, 5, 514-516.
- Thomas, C. (1949). Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 33(9), 313-345.
- Ton-That, R., Singer, B., Mörner, N., & Rabassa, J. (1999). Datación de lavas basálticas por ⁴⁰Ar/³⁹Ar y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(4), 333-352.
- Tosdal, R., Dilles, J., & Cooke, D. (2009). From Source to Sinks in Auriferous Magmatic-Hydrothermal Porphyry and Epithermal Deposits. *Elements*, 5, 289-295.
- Townley, B. (1996). Ore Deposits, Tectonics and Metallogenesis of the continental Aysén Region, Chile. *Ph.D. Thesis. Queens University, Kingston, Ontario, Canada*, 246pp.
- Townley, B. K., Maksaev, V., Palacios, C., Lahsen, A., & Parada, M. A. (2000). Base and precious metals geochemistry of rock units of the mainland Aysén region, Chilean Patagonia. *Journal of Geochemical Exploration*, 68, 21-46.

- Tropper, P., & Manning, C. E. (2007). The solubility of fluorite in H₂O and H₂O–NaCl at high pressure and temperature. *Chemical Geology*, 242, 299–306.
- Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S., Lahsen, A., Thiele, R., Townley, B., . . . Lara, M. (2013). Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology*, 40 (1), 141-171.
- Vicente, J. (2005). Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1), 221-250.
- Vlassopoulos, D., & Wood, S. A. (1990). Gold speciation in natural waters: I. Solubility and hydrolysis of gold in aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 3-12.
- Weres, O., Yee, A., & Tsao, L. (1982). Kinetics of Silica Polymerization. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 9–16.
- Weyl, P. (1959a). The change in solubility of calcium carbonate with temperature and carbon dioxide content. *Geochemical and Cosmochemical Acta*, 17, 214-225.
- White, N. C., & Hedenquist, J. W. (1995). Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration. *SEG Newsletter*, 9-13.
- Williams-Jones, A. E., & Migdisov, A. (2013). The Chemistry of Metal Transport and Deposition by Ore-Forming Hydrothermal Fluids. *En: Treatise on Geochemistry, Chapter: Volume 13: Geochemistry of Mineral Deposits. Heinrich Holland and Karl Turekian (Eds.)*, 29-57.
- Williams-Jones, A. E., Bowell, R. J., & Migdisov, A. A. (2009). Gold in Solution. *Elements*, 5, 281-287.
- Wolf, M., Breitkopf, O., & Puk, R. (1989). Solubility of calcite in different electrolytes at temperatures between 10° and 60°C and at CO₂ partial pressures of about 1 kPa. *Chemical Geology*, 76, 291–301.
- YongFeng, Z., Fang, A., & JuanJuan, T. (2011). Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. *Geoscience Frontiers*, 367-374.

ANEXOS

Anexo A

Minerales de ganga accesorios

La **adularia** es una variedad morfológicamente distinta de feldespato potásico, típica de ambientes hidrotermales de baja temperatura (Smith, 1974; Černý & Chapman, 1986). Según Browne (1978) la presencia de adularia en vetas, formada debido a la alcalinización del fluido hidrotermal, es un indicador de la ocurrencia de ebullición. Es más, la variabilidad entre sus diferentes estados óptico-estructurales podría estar relacionada a condiciones cinéticas variables durante la cristalización y el régimen termal después de la cristalización (Dong & Morrison, 1995).

Tanto el enfriamiento simple, como el aumento del pH en un fluido en ebullición, permiten la precipitación de silicatos como la adularia y la sericita, debido a la desestabilización del complejo $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ (Reed & Spycher, 1985).

Dong & Morrison (1995) reconocen cuatro tipos de adularia, basados principalmente en la forma y el tamaño de cristales individuales, cada una de los cuales posee un estado estructural distintivo (grado de desorden de Al/Si) que se relacionan a la historia termal del depósito:

La adularia sub-rómbica es usualmente de 2-4 mm en tamaño, subhedral, con bordes relativamente rómbicos, y con una distribución Al/Si relativamente ordenada, lo cual refleja condiciones de cristalización lenta. Este tipo de adularia, en asociación a cuarzo de tamaño grueso, es el predominante en niveles profundos del sistema epitermal, en un ambiente de baja permeabilidad y donde el fluido está ligeramente sobresaturado en cuarzo y adularia.

La adularia tabular, de estructura desordenada y morfología en placas, probablemente se forma cuando el fluido asciende a zonas de mayor permeabilidad, en las cuales el fluido comienza a ebullición violentamente. Condiciones rápidamente fluctuantes, y elevadas temperaturas serían los principales responsables de esta morfología.

Tanto la adularia rómbica, de formas rómbicas euhedrales, pequeño tamaño de grano (<0.2 mm) e intermedio grado de desorden; como la adularia pseudo-acicular, altamente ordenada debido a su origen como posible pseudomorfo de carbonatos; comúnmente ocurren en bandas crustiformes y coliformes, en asociación con mena de alta ley, y calcedonia o bien cuarzo de grano fino con numerosas texturas de recristalización. Ambos tipos probablemente se forman cuando la ebullición es extensiva y de larga duración, pero a baja temperatura.

La **fluorita** es el mineral accesorio rico en flúor más común en fluidos geológicos (Tropper & Manning, 2007). Esta presenta una solubilidad moderada respecto al resto de sales usualmente presentes en el ambiente hidrotermal (Barnes, 1967). Su solubilidad es similar a la del cuarzo, pero es fuertemente influenciada por la presencia de otras sales; posee dependencia tanto de la

temperatura y de la presión, así como de la fuerza iónica de la solución, y la razón de concentración de ion calcio y flúor (Barnes, 1967).

La mayoría de los trabajos experimentales se han enfocado en determinar la solubilidad de la fluorita en condiciones de baja presión y temperatura ($T < 500^{\circ}\text{C}$ y $P < 0.2 \text{ GPa}$) (ej. Booth & Bidwell, 1950; Ellis & Mahon, 1964; Strübel, 1965; Macdonald & North, 1974; Richardson & Holland, 1979a). Medidas realizadas por Strübel (1965) entre 20°C y 100°C en agua y en soluciones con NaCl son representadas en la Figura 61. En agua pura, la solubilidad de la fluorita atraviesa un máximo cerca de los 100°C , y tiende a valores muy bajos cerca de la temperatura crítica del agua (Barnes, 1967). Con adición de sales cloruradas la solubilidad aumenta drásticamente a $P < 0.2 \text{ GPa}$ (Figura 61), provocando un cambio en la solubilidad máxima a temperaturas crecientes; en cantidades mayores a 1N de NaCl, la solubilidad aumentaría uniformemente con la temperatura (Barnes, 1967).

Según Barnes (1967), la solubilidad de la fluorita decrece sostenidamente con el movimiento de las soluciones hidrotermales, al menos a temperaturas menores a 200°C (ej. Si una solución NaCl 2 m saturada respecto a fluorita es enfriada de 101.5°C a 20°C , 24.7 mg de CaF_2 son precipitados por kilogramo de agua). Sin embargo, esta cantidad corresponde a un máximo, en el cual la solución posee una razón de ion Ca^{2+} a F^{-} de 1:2. Por ende, cantidades significativas de fluorita solo pueden ser precipitadas debido únicamente a enfriamiento, solo si la concentración de flúor a calcio no es drásticamente diferente de 2.

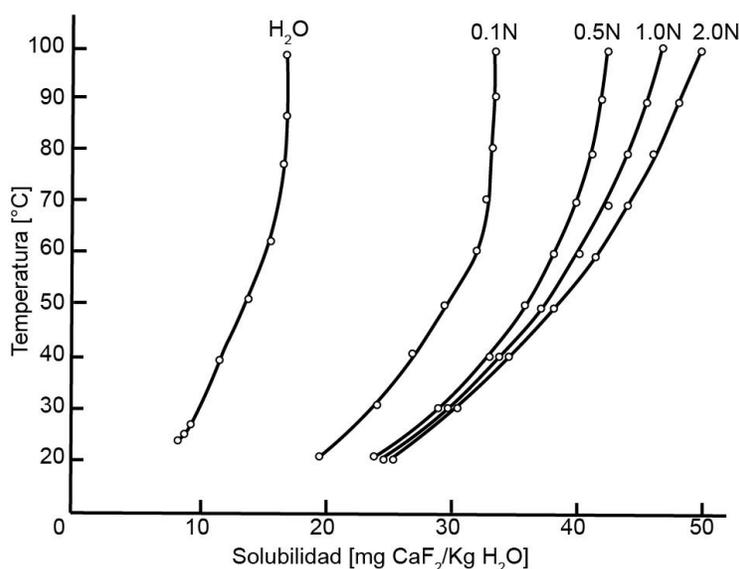


Figura 61 Solubilidad de la fluorita en agua pura y soluciones NaCl. Extraído de Barnes (1967).

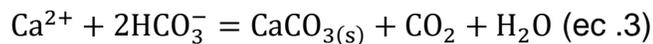
La **calcita** es uno de los minerales cuya solubilidad ha sido más ampliamente estudiada. Diferentes valores de solubilidad han sido reportados por diversos autores a diferentes condiciones termodinámicas: a bajas temperaturas

($T < 100^{\circ}\text{C}$; p. ej. Miller, 1952; Segnit et al., 1962; Millero et al., 1984; Wolf et al., 1989), a elevadas temperaturas ($100^{\circ}\text{C} < T < 300^{\circ}\text{C}$; p. ej. Morey, 1962; Ellis, 1963; Malinin, 1963; Sharp & Kennedy, 1965), en agua pura, sin presencia de CO_2 (p. ej. Kendall, 1912; Kindyakov et al., 1958), o bien, con CO_2 disuelto (p. ej. Mitchell, 1923; Weyl, 1959a; Sharp & Kennedy, 1965).

La solubilidad de la calcita, y en general, de todos los minerales carbonatados, es altamente influenciada por la temperatura, el pH, la fugacidad de gases disueltos, en particular de CO_2 , y la concentración de sales disueltas en solución (Barnes, 1967).

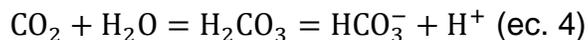
A cualquier presión de CO_2 en la fase vapor, la solubilidad de la calcita decrece con temperatura creciente (Ellis, 1959; Figura 62a), exhibiendo comportamiento retrógrado hasta al menos los 600°C (Sharp & Kennedy, 1965). Aunque la influencia de la temperatura parecería aumentar a mayores presiones parciales de CO_2 (Barnes, 1967).

Si se considera solo la presión, ésta posee un efecto de importancia limitada en la solubilidad del carbonato de calcio. Más importante es el efecto de la presencia de CO_2 en el sistema, como lo ejemplifica la reacción de precipitación de la calcita (ec. 3)



De lo anterior, se infiere que una disminución en la presión conduciría a la pérdida de dióxido de carbono hacia la fase vapor, y, por ende, a la precipitación de CaCO_3 (Coto et al., 2012).

La calcita es parcialmente soluble en agua pura, pero a cualquier temperatura dada, su solubilidad aumenta cuando hay CO_2 presente en la solución (Barnes, 1967; Figura 62b). Las variaciones en la solubilidad con la presión de CO_2 , se explica tanto por las modificaciones en las concentraciones de las especies carbonatadas presentes en solución, como por las variaciones en el pH debido a la formación de ácido carbónico a partir de la reacción 4 (Coto et al., 2012).



La Figura 62d muestra la influencia simultánea tanto de la temperatura como de la presión parcial de CO_2 en la solubilidad de la calcita.

La relación entre pH y solubilidad de la calcita se muestra en la Figura 62c. El pH de la solución acuosa es de particular importancia pues a pH más ácido (mayores concentraciones de CO_2), aumenta el contenido de las especies carbonatadas HCO_3^- y CO_3^{2-} , y, por ende, la solubilidad del carbonato de calcio (Coto et al., 2012).

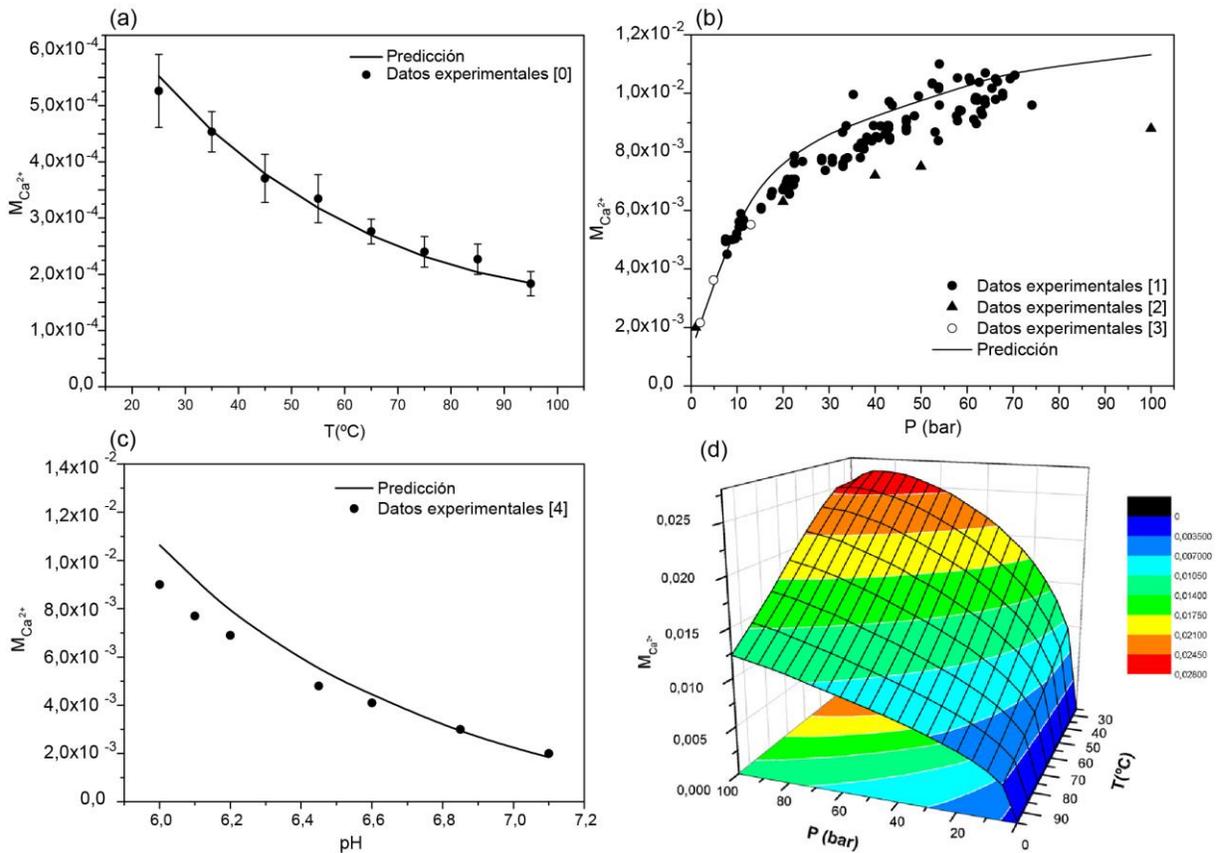


Figura 62 (a) Influencia de la temperatura en la solubilidad de CaCO_3 a presión de 1 bar. (b) Influencia de la presión parcial de CO_2 en la solubilidad de CaCO_3 a $T=100^\circ\text{C}$. (c) Influencia del pH en la solubilidad de CaCO_3 a presión de 1 bar y $T=25^\circ\text{C}$. (d) Superficie de solubilidad de la calcita en el sistema $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ entre los 30°C - 100°C y 0 - 100 bar CO_2 . Datos experimentales provenientes de: [0] Coto *et al.* (2012) [1] Segnit *et al.* (1962), [2] Miller (1952), [3] Ellis (1963), [4] Nakayama (1968). Predicciones realizadas mediante modelos termodinámicos. Extraído y modificado de Coto *et al.* (2012).

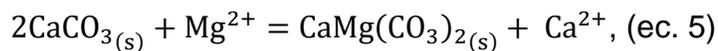
Respecto al efecto de sales disueltas, la solubilidad de CaCO_3 aumenta con la adición de pequeñas cantidades de NaCl a la solución acuosa, a temperatura y presión dadas (Ellis, 1963). Coto *et al.* (2012) reportan un valor de solubilidad máxima para la calcita, a valores de concentración de NaCl aproximados de 1.25 mol/dm^3 en soluciones a 1 bar y temperaturas de 25°C y 95°C . Interesante notar, que esta concentración de NaCl , a la cual la solubilidad de la calcita es máxima, es similar a la salinidad del agua de mar. Por otra parte, el efecto de la concentración de NaCl en solución se vuelve proporcionalmente más importante con temperatura creciente, sin embargo, la solubilidad de la calcita permanece retrógrada en soluciones NaCl hasta al menos los 300°C (Barnes, 1967).

Debido al importante aspecto de que la solubilidad de la calcita decrece con temperatura creciente, es necesario considerar otros mecanismos presentes durante la evolución de los sistemas hidrotermales, que den cuenta de la precipitación de la calcita. Uno de estos, corresponde al proceso de ebullición que podría experimentar el fluido hidrotermal en ascenso, una vez que la presión de

vapor de la solución excede la presión de confinamiento. La cantidad depositada dependerá directamente de la composición del fluido, sin embargo, Barnes (1967) realiza unas primeras estimaciones en base a datos de solubilidad disponibles, resumidos en el diagrama de superficie de solubilidad de la calcita. Una remoción completa del CO₂ a temperatura ambiente produciría una depositación máxima de 1500 mg de CaCO₃ por kg de solución; la liberación de 70 atm de CO₂ a 150°C conduciría a la precipitación de 450 mg de CaCO₃ por kg de solución; finalmente 60 mg de CaCO₃ por kg de solución serían depositados a 300°C por la pérdida completa de 70 atm de CO₂.

Otro mecanismo potencial de precipitación correspondería a la interacción de la solución hidrotermal con la roca caja circundante, específicamente, por reacciones de metasomatismo de hidrógeno, que involucren la pérdida de iones H⁺ desde la solución, por intercambio con cationes Na⁺, Ca²⁺, K⁺, y Mg²⁺ provenientes de la roca caja en zonas de alteración de vetas hidrotermales (Barnes, 1967). Esto implica un aumento del pH, y por lo visto anteriormente, una disminución en la solubilidad de la calcita.

La **dolomita** es la ganga carbonatada más importante luego de la calcita. En soluciones saturadas respecto a calcita y dolomita, la reacción de equilibrio que predomina es:



y a temperatura ambiente su razón $\frac{a_{\text{Ca}^{2+}}}{a_{\text{Mg}^{2+}}}$ se acerca a la unidad. En comparación, el agua de mar, considerada una solución dolomitizadora, posee una razón $\frac{a_{\text{Ca}^{2+}}}{a_{\text{Mg}^{2+}}} = 0.19$ (Barnes, 1967).

Rosenberg & Holland (1964) estudiaron el valor de esta razón en soluciones CaCl₂-MgCl₂ a 2m en equilibrio con dolomita y calcita, y dolomita con magnesita a temperaturas entre 260°C y 425°C. Los resultados de sus experimentos se muestran en la Figura 63.

A partir de la Figura 63 se infiere que la presencia de soluciones altamente ricas en magnesio no es necesaria para la precipitación de magnesita y/o dolomita. De hecho, rocas de caja silicatadas, sin alterar, en zonas de alteración alrededor de vetas hidrotermales presentarían razones $\frac{\text{Ca}}{(\text{Fe}+\text{Mg})}$ lo suficientemente bajas como para promover la depositación de dolomita y/o ankerita en vez de calcita (Barnes, 1967).

Por otra parte, es altamente esperable que soluciones hidrotermales a elevadas temperaturas que entren a regiones ricas en calcita, posean razones de Ca/Mg concordante con el campo de estabilidad de la dolomita; y, por ende, reaccionen con calcita hasta que la razón Ca/Mg alcance valores pertenecientes al límite de estabilidad calcita-dolomita para dicha temperatura. A modo de ejemplo, dada una solución a 400°C, con concentraciones de $\text{Ca}^{2+} = 1.0 \text{ m}$ y $\text{Mg}^{2+} =$

0.01 m, entrando en una región calcárea; esta solución reemplazará calcita por dolomita hasta

$$\frac{m_{\text{Ca}^{2+}}}{m_{\text{Ca}^{2+}} + m_{\text{Mg}^{2+}}} \approx 0.97, \text{ (eq. 6)}$$

es decir, $\frac{m_{\text{Ca}^{2+}}}{m_{\text{Mg}^{2+}}} = 32$. En equilibrio, la solución poseerá 1.068 moles de Ca^{2+} y 0.032 moles de Mg^{2+} . Lo anterior quiere decir que 1 kilogramo de solución habrá producido 12.5 g de dolomita a partir de 13.6 g iniciales de calcita (Barnes, 1967).

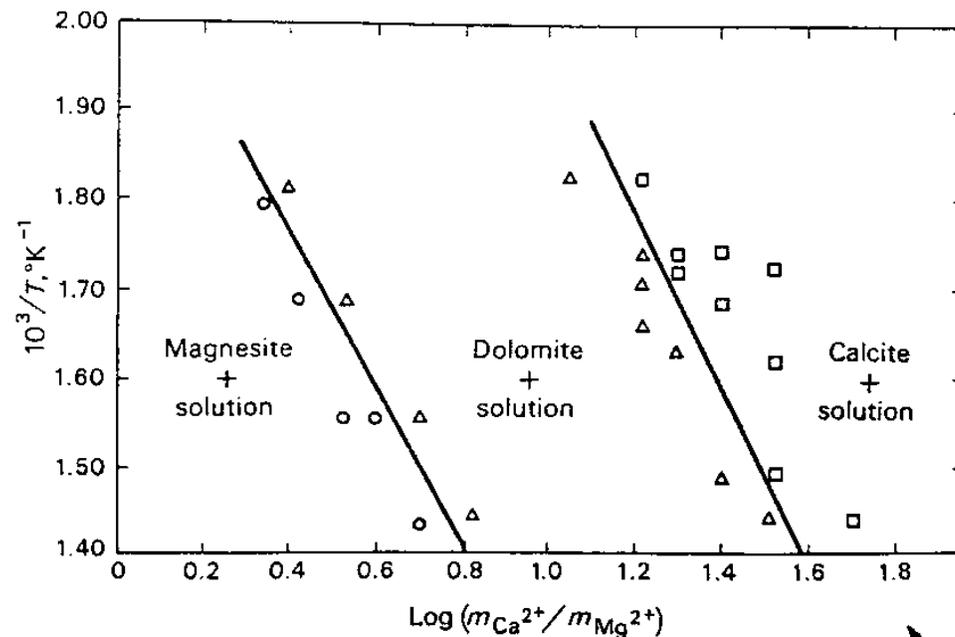


Figura 63 Fracción molar a temperaturas entre 275°C y 420°C, en soluciones en equilibrio con calcita-dolomita y dolomita-magnesita. Los cuadrados indican pruebas experimentales en las cuales dolomita fue reemplazada por calcita; círculos, dolomita por magnesita; y triángulos, calcita o dolomita por magnesita. Extraído de Barnes (1967).

Las solubilidades de los minerales sulfatados alcalinos poseen un comportamiento similar al de la fluorita. La cantidad que puede ser precipitada a partir de una solución hidrotermal depende de la temperatura, la presión, la salinidad, la razón de la actividad del ion alcalino al de sulfato en solución, y el estado de oxidación del fluido hidrotermal (Barnes, 1967).

El **yeso** es estable a temperaturas menores a la de la intersección de su curva de solubilidad con la de la anhidrita, mientras que la **anhidrita** es estable a temperaturas mayores a la de la intersección (Barnes, 1967). Según Hardie (1967) dicha temperatura correspondería aproximadamente a los 57°C en agua, aunque puede variar dependiendo de la actividad del H_2O , que es a su vez función de la concentración de electrolitos en solución (Madgin & Swales, 1956). Se desprende entonces, que, en depósitos hidrotermales el yeso debiese encontrarse en

depósitos formados a temperaturas menores a los 57 °C o bien en zonas de alteración secundaria.

La solubilidad de la anhidrita, al igual que la de los carbonatos, disminuye con temperatura creciente, hasta un valor mínimo dependiente de la concentración de NaCl. Por otra parte, a mayor presión, la solubilidad aumenta a toda temperatura y concentración de NaCl. Asimismo, con concentraciones crecientes de NaCl y otros electrolitos, la solubilidad también aumenta, aunque a tasas diferenciales dependientes de la temperatura (Barnes, 1967; Blount & Dickson, 1968).

Debido a su solubilidad retrógrada, la mayoría de las soluciones del sistema H₂O y H₂O-NaCl saturadas en anhidrita, se volverían subsaturadas durante su ascenso a la superficie, y supersaturadas durante su migración a profundidad. La excepción correspondería a soluciones sometidas a altas presiones y temperaturas, las cuales se volverían supersaturadas durante su ascenso; y soluciones altamente salinas, más efectivas a la hora de depositar anhidrita en ambientes someros al modificarse las condiciones P-T. Por otra parte, si el fluido migra siguiendo una isoterma, desde zonas de mayor a menor presión litostática, como en el caso de estratos fracturados, la anhidrita también podría cristalizar. La precipitación de anhidrita también puede ocurrir en depósitos de alta temperatura, mediante variaciones en el estado de oxidación del fluido hidrotermal a causa de la destrucción del SO₂ a partir del enfriamiento de la solución desde 600 °C a 400°C (Barnes, 1967; Blount & Dickson, 1968).

La **baritina** es el sulfato alcalino menos soluble y más común en los sistemas hidrotermales. Numerosos estudios experimentales se han llevado a cabo para determinar su solubilidad, tanto a temperatura ambiente en agua (ej. Ramette & Anderson, 1963), como en presencia de electrolitos a mayores temperaturas (p. ej. Templeton, 1960; Strübel, 1967).

La solubilidad de la baritina aumenta con temperatura creciente hasta los 150°C, incluso sin la presencia de NaCl. Por ende, la precipitación de baritina toma lugar en soluciones BaSO₄-H₂O y BaSO₄-H₂O-NaCl sometidas a enfriamiento, desde cualquier temperatura en la cual la solución se halle saturada en baritina (Barnes, 1967). Según Sawkins (1966), un segundo mecanismo de precipitación igualmente importante, podría ser la mezcla del fluido hidrotermal con aguas connatas ricas en bario.

A modo de resumen, diferentes mecanismos activos durante la evolución de un sistema hidrotermal serán los responsables de la precipitación de diferentes minerales de ganga, de acuerdo con el comportamiento de sus solubilidades frente a variaciones en las propiedades termodinámicas del sistema, concentraciones de electrolitos en solución, estados de oxidación del fluido y pH, entre otros (Tabla 17).

El enfriamiento simple será un mecanismo importante cuando las solubilidades aumenten con temperatura creciente, como es el caso de la fluorita y la barita. Destrucción del SO₂ desde 600 °C a 200 °C será responsable

principalmente de la precipitación de minerales sulfatados como la anhidrita. Procesos de ebullición pueden dar cuenta casi completamente de la presencia de todos los minerales de ganga, sin embargo, será fundamental en la depositación de minerales carbonatados, debido al control que ejerce en la concentración de CO₂ en solución.

Mecanismo de precipitación	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Fluorita	Anhidrita	Baritina
Enfriamiento simple	✓	?	?	✓	?	✓
Destrucción de SO ₂	x	x	x	x	✓	?
Ebullición	?	✓	✓	?	?	x
Reemplazo de Carbonatos	?	✓	✓	?	✓	✓
Silicatos	✓	✓	✓	?	x	x
Sulfatos	x	x	x	?	x	x
Mezcla con aguas meteóricas o connatas	x	?	?	?	x	?

Tabla 17 Importancia relativa de los diferentes mecanismos de precipitación de minerales de ganga en sistemas hidrotermales. Extraído y modificado de Barnes (1967).

Anexo B

- Veta Dany

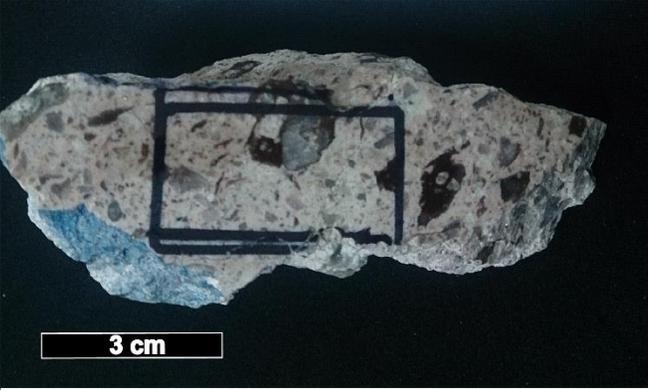
MUESTRA	DESCRIPCIÓN	IMAGEN
D1B	<p>Roca cristalina de cuarzo blanquecino a negro, intensamente hematitizada y levemente oqueroso (1 mm medio). Calcita marrón escasa en fracturas. Ciertos sectores presentan características litológicas volcánicas (fenocristales de plagioclasa) en fragmentos de bordes difusos y levemente verdosos, indicando un posible protolito volcánico cloritizado con posterior e intensa silicificación. Se observa escasa <1% de pirita muy fina diseminada.</p>	 <p>A photograph of a rock sample labeled 'D1B' in black marker. The rock is light-colored with some darker, reddish-brown spots. A black scale bar at the bottom left indicates 5 cm.</p>
D2S2A	<p>Roca de con alteración hidrotermal intensa y penetrativa. Hematitización (+ goethita/limonita) con yeso abundante subhedral a euhedral de tamaño medio a grueso en parches de 1 cm. y como relleno de fracturas; sobreimpuesto a una alteración de cloritización de fondo sobre un protolito de características volcánicas/piroclásticas con cristales de cuarzo menor y fragmentos líticos. Posible y escasa pirita fina hematitizada.</p>	 <p>A photograph of a rock sample showing intense hydrothermal alteration. The rock is reddish-brown with some blue-green patches. A black scale bar at the bottom right indicates 5 cm.</p>

D2S2B	<p>Cuarzo masivo lechoso a translúcido. Hematización moderada (hematita en patinas y especularita). Presencia de yeso subhedral en parches. Microfracturas y pequeñas cavidades con cuarzo <i>zonal</i>, euhedral fino de coloración anaranjada (fuerte presencia de limonita). Presencia moderada de arcillas y fragmentos tobáceos cloritizados.</p>	
D2S3A	<p>Roca con cloritización penetrativa. Posible protolito tobáceo, con cristales de plagioclasa (abundante), cuarzo, líticos y menor esquirlas; tamaño medio 1 mm y máximo de 6 mm; angulosos. Una de las muestras presenta escasa azurita en superficie de alteración. Otra presenta un fragmento de 3 cm. de calcedonia con recristalización interna.</p>	
D2S3B	<p>Cuarzo masivo. Intercrecimiento con yeso subhedral, y masivo. Se observa menores sulfuros (pirita), y especularita. Cuarzo lechoso translúcido (agregado anhedral) y calcedonia. Localmente oqueroso con abundancia de arcillas y limonita relleno de cavidades.</p>	

D5B	<p>Veta de cuarzo lechoso con zonas de cuarzo negro (similar a brecha negruzca). Vetillas de sulfuros con pirita fina diseminada, asociada con calcita rómbica marrón fino de moderada abundancia, que rellena fracturas.</p>	
D5C	<p>Roca cristalina de cuarzo. Se distinguen fragmentos de cuarzo grisáceo-translucido de 5 mm, en una matriz de cuarzo blanquecino y sulfuros de cobre (~5%). Abundante calcopirita fina diseminada en parches de sulfuros.</p>	

<p>D5D</p>	<p>Cuarzo desde blanquecino a gris azulado masivo, en sectores sacaroso. Localmente oqueroso, con abundante calcita marrón subhedral rellenando cavidades y fracturas. Abundante calcopirita fina diseminada, y menor pirita. Numerosas fracturas selladas con cuarzo.</p>	
<p>D5E</p>	<p>Toba cristalina cloritizada. 15% de componentes de tamaño medio 1 mm (esquirlas verdosas, cristales de plagioclasa, y menor cuarzo) en una masa fundamental grisácea verdosa moderadamente argilizada. Componente con débil alineamiento. 1% de calcopirita muy fina diseminada.</p>	

D6S5A	Brecha con bajo grado de metamorfismo (presencia de minerales verdosos, así como arcillas), cuarzo lechoso (levemente rosa). Cruzado por vetillas de calcita milimétricas. Estéril	
D6S6A	Veta de cuarzo masivo, bandeamiento de cuarzo lechoso y translúcido <2 mm (cuarzo microcristalino a coloforme). Presencia de vetilla que cruza la muestra, donde se localiza preferentemente calcopirita diseminada (disminuye hacia el exterior). De una 2da muestra (roca caja) se reconoce la textura brechosa polimíctica con tamaño medio clastos ~5 mm. Toba con clastos de tamaño centimétrico volcánicos, cristales de cuarzo y plagioclasa en una masa fundamental rosácea silicificada. Calcopirita diseminada, minerales azules y rosa menores desconocidos diseminados en parches anhedrales (posible sulfosales de plata).	

<p>D6S6B</p>	<p>Textura brechosa completamente silicificada, probablemente de carácter volcánico (fragmentos tobáceos). Fragmentos de cuarzo oscuro-negro angulosos de tamaño muy variable (1 cm a 1 mm) insertos en una masa de cuarzo lechoso blanquecino-rosa. En ciertos sectores lo cubre una pátina de calcita-arcilla. De carácter hojoso a pseudoacicular. Calcopirita <1mm diseminada en la masa, con covelina en trazas.</p>	
<p>D7S2A</p>	<p>Brecha tobácea. ~70% fragmentos. Se observan fragmentos color marrón oscuro de mayor tamaño de hasta 3cm y tamaño medio 3-4 mm, altamente irregulares, angulosos, fusionados que corresponden probablemente a esquirlas, algunas de ellas tienen "inclusiones" de cuarzo blanco y translucido, posible recristalización del vidrio originario, muy similar en color a la masa fundamental. También ojos de cuarzo translúcido de 2 mm de diámetro. Masa fundamental blanca rosácea de alta dureza con recubrimiento de arcillas. Se observa una pátina en forma de banda de ancho 4 cm de mineral azul, y otro rosa púrpura (posibles sulfosales) en menor abundancia en el borde. Pirita muy fina diseminada en toda la roca.</p>	

D7S2B	<p>Roca cristalina de cuarzo. Bandeamiento grueso de cuarzo lechoso de 2 cm espesor, en cuarzo gris azulado con bandas de entre 4 y 7 cm. Mineralización de calcopirita se halla preferente en esta última, de grano fino a muy fino, diseminada. Posible azurita en trazas. Se presentan oquedades en toda la roca, de pocos milímetros de diámetro. Algunas de ellas rellenas con cuarzo micro cristalino translúcido, y cuarzo sacaroso menor (en parches de 2 mm). Algunas zonas con cuarzo lechoso de textura levemente zonal. Cubierta de arcillas blancas y amarillentas.</p>	
D7S2C	<p>Roca cristalina de cuarzo masivo lechoso. Cuarzo sacaroso de abundancia moderada. Numerosas vetillas y parches de cuarzo negro con sulfuros, fundamentalmente pirita. Parches anhedrales de 1cm de mineral azul sin identificar. Cavidades rellenas de agregados de calcita anhedral, de abundancia moderada, con arcillas blanquecinas.</p>	
D7S2D	<p>Roca cristalina de cuarzo masivo de tonalidades gris-azulados. Ciertas zonas presentan fragmentos de 2cm de diámetro de color blanquecino y alta dureza de litología aparentemente brechosa (toba), contienen ojos de cuarzo y pirita con calcopirita muy fina. La roca presenta regiones más negras-rojiza de forma levemente en bandas (pero fundamentalmente diseminadas) con mayor enriquecimiento en calcopirita muy fina. No presenta vetillas, pero sí oquedades de 1 cm máx. con cuarzo de mayor tamaño de grano. Presencia de arcillas blanquecinas y naranjas-amarillentas.</p>	

D7S2E	<p>Posible protolito tobáceo con alteración argílica avanzada. Clastos angulosos de tamaño máximo 1.5 cm y tamaño medio 1 mm. Ojos de cuarzo de hasta 2 mm. Masa blanquecina silicificada y cubierta parcialmente de arcilla. Cortada por numerosas vetillas (2mm) y microvetillas (<1mm) de cuarzo. Presencia de mineral verde seroso (¿). Cara expuesta (posible vetilla abierta) presenta calcita y adularia. Cercana a esta se halla mineral azul sin identificar diseminado en un parche de 5x4 cm con pirita fina y calcopirita muy fina, estas 2 últimas también se hallan diseminadas en el resto de la roca.</p>	
D8S1A	<p>Brecha volcánica. Masa fundamental negra con clastos reemplazados por cuarzo. Con calcita hojosa reemplazada por cuarzo, vetillas de calcita, y zona de jaspe con pirita diseminada en trazas.</p>	

<p>D8S1B</p>	<p>Protolito desconocido, alteración intensa y pervasiva. Leves bandeamientos milimétricos de cuarzo lechoso. Se observa posible jaspe, azurita, y copper wad/calcosina.</p>	
<p>D8S1C</p>	<p>Veta de cuarzo. Una de las caras corresponde al plano libre de una vetilla, que consiste en sulfuros de Cu negros meteorizados, se observa elevada mineralización de calcopirita (y <pirita) diseminada de muy fina a fina. Al lado cuarzo masivo blanco azulado recubierto con arcillas blancas y patinas de calcita marrón y posibles óxidos de Fe. En ciertos sectores re aparecen parches de calcopirita (con cristales de hasta 1 mm) y débiles microvetillas de <1mm de ancho paralelas a la vetilla principal. Textura microcristalina (levemente coloforme) del cuarzo es muy notorio en caras más frescas, donde la tonalidad del cuarzo cambia en bandeados de 2mm, 1mm y menores.</p>	

<p>D8S1D</p>	<p>Brecha tobácea con covelina en grandes cantidades diseminadas. Crustificación local con calcita y cuarzo. Minerales verdosos de bajo grado metamórfico. Cuarzo masivo blanquecino como masa en fragmentos milimétricos muy translúcidos</p>	
<p>D9S1A</p>	<p>Brecha con bajo grado de metamorfismo (minerales verdosos en la masa), cuarzo lechoso (levemente rosa), arcillas en la masa. Cruzado por vetillas de calcita milimétricas. Calcopirita/pirita muy fina en trazas.</p>	

<p>D9S1B</p>	<p>Roca cristalina de cuarzo masivo gris-azulado, con fragmentos angulosos de toba de hasta 3 cm (y tamaño medio de 1 cm) con intensa alteración argílica (penetrativa de arcillas blancas y amarillo-verdosas). Mineralización metálica de pirita subhedral muy fina diseminada y escasa (<1% de la roca), preferentemente en fragmentos líticos. No se observan estructuras. Localmente cuarzo fino de textura zonada en pequeños espacios abiertos.</p>	
<p>D9S1C</p>	<p>Brecha de grano medio mal seleccionada, fragmentos líticos de grano fino laminados, otros silicificados, y cristales de plagioclasa. Masa fundamental grisácea silicificada. Pirita diseminada de grano muy fino. Se observa cloritización de la roca. Azurita localizada y asociada con alta presencia de arcillas.</p>	

- **Veta Fabiola**

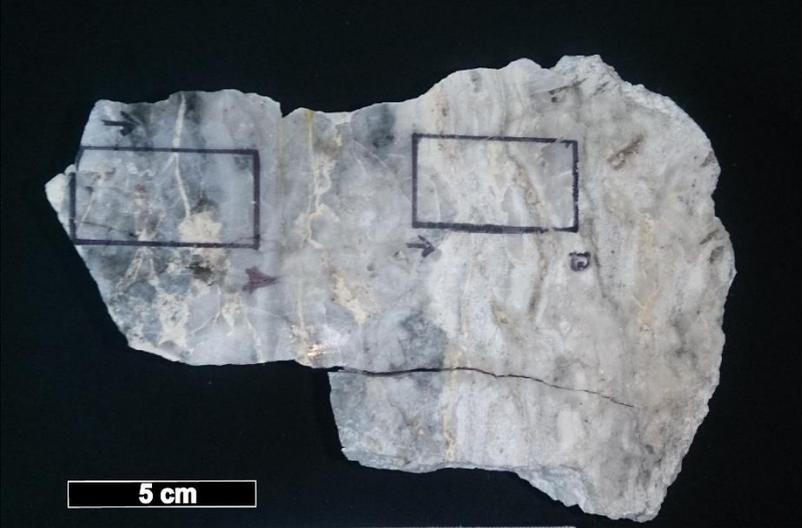
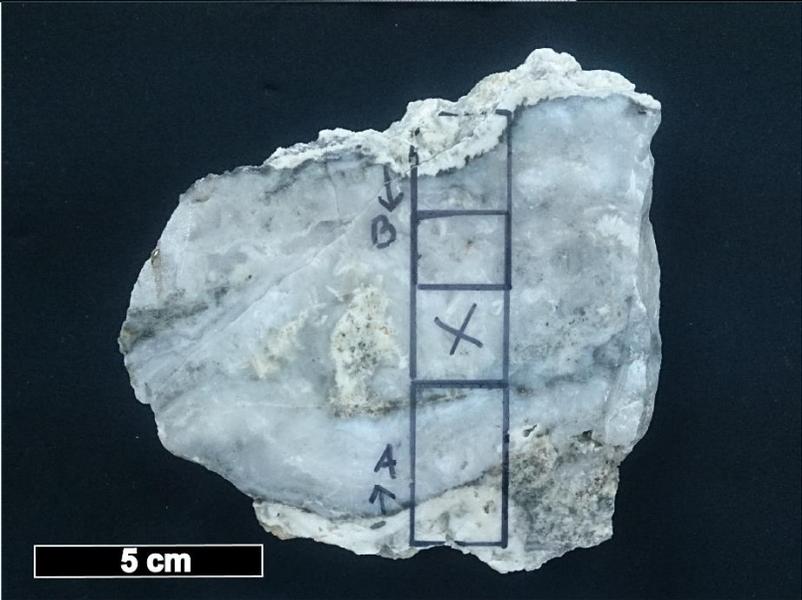
MUESTRA	DESCRIPCIÓN	IMAGEN
D5S1A	<p>Veta de cuarzo. Roca cristalina de cuarzo con variedad de tonalidades, principalmente azul grisácea a negruzca con parches y bandas lechosas. Cristalinidad varía de masivo principalmente, a sectores de agregados microcristalinos (sacaroso) y ciertas cavidades con cristales finos (druso). Parches de calcopirita muy fina principalmente en el primer tipo de cuarzo. Abundancia de media a baja. Se observan contactos con litología brechosa (toba) (fragmentos de 1 cm medio). Cavidad (2cm) rellena con calcita en contacto con banda de 1 mm de cuarzo traslucido con leve textura <i>comb</i>, seguida de una banda de 2 mm de cuarzo lechoso y una última de cuarzo negro de 2mm con cristales de calcopirita; en otras zonas cristales euhedrales de calcita total a parcialmente silicificadas. Bandeamiento débil.</p>	
D5S1B	<p>Misma litología que D6S1B pero más fresca. Tamaño máximo de los fragmentos 1 cm y medio de 2 mm. Algunos fragmentos son subredondeados. Numerosas vetillas de 1mm cuasiparalelas de cuarzo grisáceo. Zona de cuarzo masivo grisáceo y lechoso posiblemente parte de una veta con cavidades rellenas de calcita marrón subhedral, y leve crustificación de distintas tonalidades de cuarzo. Pirita muy fina y escasa. 1 fragmentos cloritizado, y leve parche de vesubianita.</p>	

<p>D5S1C</p>	<p>Roca caja correspondiente a toba lítica/vítrea. Se observan fragmentos de hasta 5 cm. de calcedonia y líticos de protolito irreconocible en una masa fundamental completamente silicificada y argilizada. Fragmentos líticos son angulosos y corresponden a un ~40% del total de roca. También se observa calcita localizada en vetillas milimétricas, además de pirita en trazas diseminadas en la masa rocosa.</p>	
<p>D5S1D</p>	<p>Roca cristalina con fragmentos (<15%) de entre 1-3 cm de litología tobácea. Fundamentalmente cuarzo sacaroso grisáceo masivo con parches de caliza anhedral y patinas de limonita. Sólo se observa mineralización metálica de pirita en la matriz de los fragmentos de tobáceos con diseminación escasa de mineral rojizo anhedral. 2da muestra: Roca con cuarzo sacaroso y menor calcita anhedral a subhedral como agregados, cubiertas de limonita. Zonas con mineralización metálica probable de proustita/pirargirita en asociación con calcopirita en parches, ambas subhedral de grano fino. No se descarta la presencia de tetraedrita.</p>	

<p>D5S1E</p>	<p>Roca de textura brechosa, soldada. Masa fundamental blanca de ceniza argilizada y reemplazada parcialmente a cuarzo. Fragmentos (~20%) de tamaño medio 3 mm y tamaño máximo 3 cm. Mala selección, subredondeados. Principalmente líticos (~70%) volcánicos negruzcos y rosáceos con texturas de flujo (ambos con fenocristales de cuarzo y plagioclasa), y tobáceos negros con recristalización de cuarzo; cristales de cuarzo (~20%) y plagioclasa (~10%). Presencia de vetilla de 1mm de espesor con cara expuesta, de calcita blanquecina subhedral ligeramente hojosa. No se observa mineralización metálica salvo azurita(?) puntual en ciertos fragmentos.</p>	
<p>D5S2C</p>	<p>Análogo a D5S1E pero vetillas (2mm) y microvetillas de cuarzo negruzco y levemente lechoso. Se observa menor azurita (?).</p>	

<p>D5S3A</p>	<p>Toba lítica, como roca caja de veta. Masa fundamental completamente mineralizada e intensamente argilizada. Fragmentos de tamaño centimétrico. Mineralización metálica diseminada y escasa, aunque se observa mineralogía de color azul en la superficie de la muestra, de origen desconocido.</p>	
<p>D5S3B</p>	<p>Roca cristalina de cuarzo masivo. Predominantemente cuarzo muy lechoso con alternancias de cuarzo grisáceo. Zonal de grano fino, euhedral en cavidades que no superan los 5 mm de ancho. En ciertas zonas crustiforme (<2 cm) con bandeados de 1mm, de diferente variedad de cuarzo + mineralización metálica. Se observan numerosas vetillas paralelas (2mm y 4mm de cuarzo lechoso; de hasta 3mm de mineralización metálica), y microvetillas (<1mm) de calcita subhedral marrón blanquecina. Mineralización de pirita y calcopirita fina abundante y localizada principalmente en cuarzo grisáceo-negruczo como vetillas, aunque también se halla diseminado en toda la roca. Menor mineralización de mineral azulado (covelina?).</p>	

<p>D5S3C</p>	<p>Posible brecha. Matriz blanquecina (alteración argílica sobre protolito, en algunas zonas la matriz presenta elevada dureza). Porcentaje clastos 70%, de tamaño máx. 2 cm y tamaño medio de 2mm., angulosos, principalmente de color negro y elevada dureza (presentan intercrecimientos y ojos de cuarzo) posible calcedonia (¿). Se observan igualmente ojos de cuarzo translúcido. Calcita parda de abundancia moderada en vetilla de 5mm de ancho y escasa persistencia, paredes de la vetilla de cuarzo de 1 mm espesor. Posibles sulfosales de plata, proustita y pirargirita. (Se observan minerales azules y rojo-rosa disseminados en toda la roca de forma anhedral como patinas y pequeñas vetillas). Presencia de pirita menor muy fina y en asociación con las sulfosales.</p>	 <p>4 cm</p>
<p>D5S4A</p>	<p>Brecha (Protolito irreconocible), se reconocen débiles bandeamientos de 2 mm de espesor de poca persistencia de cuarzo translúcido, cuarzo marrón rojizo, y cuarzo negruzco. Intensa alteración, roca cubierta con arcillas blanquecinas, y de pátina de óxidos e hidróxidos de fe (limonita + mineral color mostaza, arcilloso). Cristales de pirita muy finos disseminados.</p>	 <p>7 cm</p>

<p>D5S4B</p>	<p>Roca cristalina de cuarzo masivo de tonalidades lechosas a grises azuladas. Bandeamientos débiles locales y rectos <1mm de espesor y poca persistencia (1 cm) de distintas tonalidades de cuarzo. Se halla mineralización metálica negra-rojiza en parches de 1cm asociado con calcopirita muy fina. Presencia de microvetillas rectas y lisas rellenas con limonita y calcita en agregados subhedrales de tamaño fino. Intensa alteración argílica (pátinas de arcillas blancas).</p>	
<p>D5S6A</p>	<p>Veta. Roca cristalina de cuarzo. Zona central presenta cuarzo lechoso masivo con variaciones en el tamaño cristalino, de microcristalino a grano fino. Hacia ambos bordes se hallan vetillas de color negro, que en cara libre se distingue ser cuarzo de grano fino (subhedral) ahumado-negro y translúcido. Sobre esta cristaliza adularia como grandes cristales y agregados finos subhedrales. Leve mineralización de pirita sobre la capa de cuarzo translucido. Se contabilizan 3 de estas vetillas. Además, se presentan oquedades en cuarzo, rellenas con arcillas y calcita (mineralización metaliza en trazas).</p>	

D5S6B	<p>Análoga a D7S2A, pero con mineralización de pirita muy fina diseminada y muy escasa. Pátinas de limonita y escasa calcita. Tamaño máx. de 2 cm y medio de 2 mm.</p>	
D5S7A	<p>Roca de textura brechosa con fragmentos (>40%) de cuarzo lechoso (calcedonia?) con textura microcristalina, i.e. variaciones a coloraciones gris en forma de bandeados finos <1 mm; subredondeados de tamaño medio 1 cm y tamaño máximo 5 cm; fuertemente fracturados, e insertos en una masa fundamental negra con abundante pirita (>) y calcopirita euhedral fina y en algunos casos oxidadas y hematitizadas. Hacia el extremo del espécimen los fragmentos desaparecen para dar lugar a una región exclusiva de estos sulfuros. Presencia de vetillas (1mm) y oquedades (2 mm) fuertemente interconectadas rellenas con calcita marrón como agregado subhedral. Hematita y limonita alterando sulfuros como pátinas. Menor cuarzo sacaroidal y débil argilización.</p>	

<p>D5S7B</p>	<p>Protolito irreconocible. Cubierta de arcillas y óxidos de Fe, + lodo negro en una cara como pátina. Se observan fragmentos aislados de la litología anterior de tamaño hasta 3 cm poco abundantes con mayor hematita, en una masa fundamental de cuarzo grisáceo con pequeños ojos de cuarzo translucido aislados. Fragmentos menores de color verdoso oscuro intenso, probablemente cloritizados de tamaño similar a los otros. Calcita subhedral de color marrón rellenando cavidades. Además, se observan parches de 1 cm de mineral vítreo translucido a celestino de baja dureza (3) subhedral probablemente fluorita. Mineralización de pirita y calcopirita fina subhedral diseminada en toda la roca y de abundancia moderada.</p>	
<p>D6S1A</p>	<p>Cuarzo masivo lechoso, en zonas levemente rosa y marrón, presenta de forma localizada texturas de calcita hojosa reemplazada a cuarzo, y calcita hojosa y como pátinas anhedrales, así como cuarzo sacaroso y débil crustificación de poca persistencia entre las diferentes variedades de cuarzo. Pirita muy fina y muy escasa diseminada. Se observan microvetillas de color oscuro y mineralogía desconocida que pudiese corresponder a sulfuros.</p>	

<p>D6S1B</p>	<p>Roca de textura brechosa completamente silicificada. Fragmentos de cuarzo translúcido levemente ahumado (redondeados); otros con bandeamientos alternados de 0.5 mm de cuarzo grisáceo y suavemente blanquecino. Estos fragmentos son probablemente fragmentos vítreos parcial a totalmente recristalizados a cuarzo. Mala selección. Tamaño medio de los fragmentos 5 mm, y máximo de 1.5 cm; subangulosos. Masa fundamental blanquecina amarillenta silicificada. Se observan 2 microvetillas paralelas de calcita marrón oscuro. Mineralización de pirita y calcopirita fina diseminada de abundancia moderada. Cavidades con relleno parcial en pátina de la calcita descrita. Óxidos de Fe menores en superficie de la roca.</p>	
<p>D6S2A</p>	<p>Análogo a D7S2E pero sin mineral azul. Pirita euedral de mayor tamaño en comparación a calcopirita. Diseminadas. Minerales verdosos menores, de brillo vítreo levemente translucido y baja dureza, posible fluorita. Microvetillas ocasionales de calcita marrón y sectores con limonita</p>	

<p>D6S2B</p>	<p>Roca cristalina de cuarzo gris y lechoso (calcedonia?). Fragmentos de toba blanquecina de tamaño medio 1.5 cm. (~10% de la roca) de matriz ceniza argilizada y con textura de recristalización a cuarzo translúcido, con escasa mineralización de pirita subhedral fina diseminada; algunos de ellos completamente hematitizados. Presencia de hematita y limonita en pátinas. Cavidades de tamaño 5 mm rellenas principalmente por asociación de óxidos de Fe y calcita subhedral abundante (color blanco y marrón), y en menor medida por cuarzo subhedral/euhedral translúcido. Presencia de trazas de sulfosales anhedrales en parches.</p>	
<p>D6S3A</p>	<p>Brecha con clastos angulosos de tamaño máximo 2.5 cm. y tamaño medio 2 mm. Mal seleccionado, clastos de composición irreconocible, pero de coloración verdosa y marrón de baja dureza (probables alteraciones). Clastos mayores de cuarzo lechoso y ahumado. Algunos clastos de yeso (¿) Masa fundamental verdosa (probable clorita) de dureza media (~5). Cortada por numerosas vetillas de aragonito (?) (máx. 1 mm de espesor), con menor cuarzo microcristalino translúcido). Arcillas blanquecinas en la superficie. Mineralización de calcopirita y pirita abundante en parches (el máximo de 2x2 cm), y de grano fino (pirita cristal máximo de 1 mm) en forma homogénea en la roca.</p>	

<p>D6S3B</p>	<p>Brecha silicificada cortada por numerosas vetillas rellenas con calcita rómbica marrón oscuro y amarillento. Cuarzo masivo y en cavidades zonal. Calcopirita menor diseminada.</p>	
<p>D6S4A</p>	<p>Probable brecha hidrotermal. Tamaño máx. de fragmentos 10 cm. medio de 2 cm. Estos contienen clastos silicificados de color amarillento a blanquecino, subangulosos de tamaño máx. 2cm y medio 4 mm; con ojos de cuarzo milimétricos y masa fundamental marrón-rosácea de sílice. Intenso vetilleo. Desde microvetillas (<1mm), vetillas (entre 2 y 5 mm.) y otra de tamaño centimétrico de cuarzo lechoso principalmente (se aprecia masivo y zonal estilo druso). Presencia de una vetilla de color oscuro-negro (2mm) que transiciona a parches, mineralogía desconocida (posiblemente metálica). Pirita muy fina con calcopirita distribuida homogéneamente en la roca. Carbonato (como pátinas y agregados subhedrales) y calcantita anhdral menor en sectores.</p>	

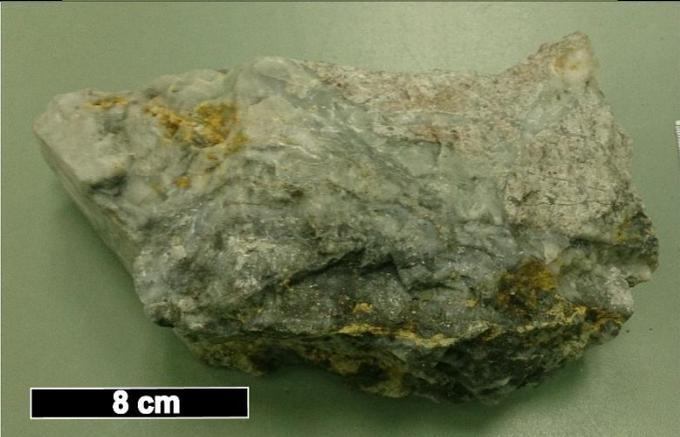
<p>D6S4B</p>	<p>Roca cristalina. Apariencia de fragmentos de cuarzo lechoso de gran diámetro (>5cm) unidos por cuarzo negro. Elevada presencia de calcita euهدral y como agregados, tanto en pátinas, como rodeando fragmentos, de color blanquecino a pardo. Cuarzo negro con cristales superficiales muy finos de pirita y menor calcopirita. Mineral azul sin identificar se presenta en trazas, en el relleno calcáreo y diseminado en la roca en parches muy finos anhedrales. Asimismo, se encuentra una asociación de mineralogía roja-negrucza (probable sulfosales) y pirita. Entramado de calcita abundante euهدral y subهدral probablemente calcita hojosa.</p>	
<p>D6S4C</p>	<p>Cuarzo masivo principalmente translúcido con alternancias de cuarzo lechoso. Texturas de cuarzo crustiforme (bandas de cuarzo y bandas oscuras con calcopirita fina superficial), cavidades (druso) subhedrales a euهدrales finos, algunas de estas rellenas con cuarzo sacaroso. Presencia de sulfuros de Cu, principalmente covelina anhedral diseminada en asociación con bornita y (calcopirita y > pirita muy fina a fina subhedrales) en menores cantidades. Calcita marrón subhedral relleno cavidades.</p>	

<p>D6S4D</p>	<p>Roca cristalina de cuarzo gris azulado y lechoso homogéneamente distribuido. Elevada mineralización de calcopirita diseminada y en parches. Se observan oquedades con cuarzo de grano muy fino (drusas), calcita euهدral, y posible adularia subhedral. En particular alrededor de estas se halla mayor calcopirita, con mineral azul desconocido. Cubierta de arcillas y algunos óxidos de Fe en menores cantidades. En algunos sectores adularia.</p>	
<p>D6S4E</p>	<p>Roca de textura brechosa levemente argilizada. Masa fundamental rojiza (posiblemente ceniza hematitizada) con fragmentos (30-40%) de tamaño medio 1-2 mm, y tamaño máximo 5 mm. Principalmente cristales de plagioclasa y cuarzo translúcido (80%) con menor cantidad de líticos (20%) negros probablemente tobáceos. Se observa zona de agregados de calcita blanquecina subhedral con menor cuarzo sacaroidal. Cara expuesta probablemente de una vetilla, de la litología anterior, pero masa fundamental negruzca con abundante mineralización de pirita muy fina diseminada con vetillas difusas y parches de cuarzo lechoso.</p>	

<p>D7S1</p>	<p>Contacto entre 2 litologías. Una de tipo brechosa más fina que las ya descritas, con fragmentos de cuarzo lechoso o posiblemente adularia en una matriz negra de baja dureza. Una segunda litología de grano fino con cristales muy finos de cuarzo diseminados (posible andesita afanítica). Se halla bandeamiento grueso entre ambas consistente en cuarzo lechoso, calcita marrón anhedral, y estrechas bandas de cuarzo negro (con calcopirita) También se observan zonas negras de alta dureza sin mineralización metálica. Cuarzo sacaroidal leve, calcita de moderada abundancia.</p>	
<p>F7A</p>	<p>Toba rica en cristales de cuarzo y esquirlas (20% de la roca), masa fundamental vítrea levemente argilizada. Presencia de microvetillas de cuarzo. Tamaño medio 3 mm, anguloso mal seleccionado.</p>	

F7B	<p>Brecha monomítica. Fragmentos: de tamaño aproximado 7 cm; litología tobácea: masa fundamental rosácea silicificada, fragmentos líticos tobáceos (que incluyen cristales de plagioclasa), esquirlas y cristales de cuarzo (anhedrales subredondeados) de tamaño medio 3 mm y máximo 3 cm; 20-30%. Masa fundamental de cuarzo masivo blanquecino a grisáceo. Abundantes sulfuros (principalmente pirita + probables sulfosales de Ag, pirargirita) en forma de parches irregulares de contactos difusos, y alargados. En particular bandas difusas de 1-2mm espesor rodean fragmentos tobáceos descritos. Asociados a estos, se halla calcita blanquecina a marrón anedral como bandas intercaladas con sulfuros, y sellando cavidades. Presencia de adularia, y numerosas cavidades de 1-2 mm con calcita, arcillas y en algunas un mineral verde esmeralda anedral desconocido (posible fluorita). No se observa textura particular de cuarzo.</p>	
-----	---	---

<p>F7C</p>	<p>Roca cristalina de cuarzo masivo (agregado anhedral) blanquecino a grisáceo, con parches de cuarzo negro por presencia de sulfuros (calcopirita muy fina presencia moderada <5%, y menor pirita). Numerosas cavidades de tamaño máximo 1 cm y medio de 1-2 mm, selladas total y parcialmente con calcita marrón. Microvetillas con calcita cortan la roca (y zonas con sulfuros). En ciertas cavidades, cristales euhedrales de cuarzo cristalino <1 mm (druso) parches rojos de 2 mm asociadas con calcita, abundancia moderada; junto con arcillas blanquecinas escasa a moderada. Numerosas microfracturas selladas con cuarzo.</p>			
<p>F8A</p>	<p>Dacita-riolita porfírica de grano grueso. Hipocristalina inequigranular. Fenocristales anhedrales (20%) de feldespatos (15%) y cuarzo (5%) de tamaño medio 2 mm y máximo 1 cm, con débil lineamiento. Masa fundamental rosácea de sílice/feldespatos (por dureza). <1% de calcopirita muy fina diseminada. Leve argilización, y escasa calcita.</p>			

<p>F8B</p>	<p>1era muestra: Brecha polimíctica de muy mala selección. Fragmentos líticos angulosos, de litología volcánica (masa fundamental verdosa con cristales de plagioclasa de 1-2 mm) y tobácea (litología ya descrita, moderadamente argilizada); y cristales de plagioclasa de 2 mm. Masa fundamental en estilo vetas irregulares de cuarzo negro con mineralización escasa de calcopirita muy fina. En particular se observa veta de 5 mm, débilmente recta, con cuarzo sacaroso traslucido, abundante calcita subhedral blanca y marrón; y arcillas. 2da: Cuarzo blanquecino masivo con veta de 1.5 cm, de cuarzo negro sin aparente mineralización metálico, y con cavidades menores rellenas parcialmente con calcita marrón en enrejado; menores líticos de 2-3 mm volcánicos. Escasas arcillas.</p>	
<p>F8D</p>	<p>Veta de cuarzo. Pared de litología volcánica/tobácea (?), análoga a la anterior, pero con masa fundamental blanquecina (argilizada) con abundante pirita fina diseminada. La cortan vetas y numerosas vetillas rectas de cuarzo grisáceo a negro, sacaroso fino. Hacia la veta principal aumenta la mineralización diseminada en parches anhedral de mineral azul desconocido (tanto en pared como en veta), y abundante calcopirita (en veta). Asimismo, se observa abundante calcita marrón anhedral relleno de cavidades y en vetillas, y cuarzo sacaroso en caras frescas de la veta.</p>	

- Sector Bahía Jara y Mallines

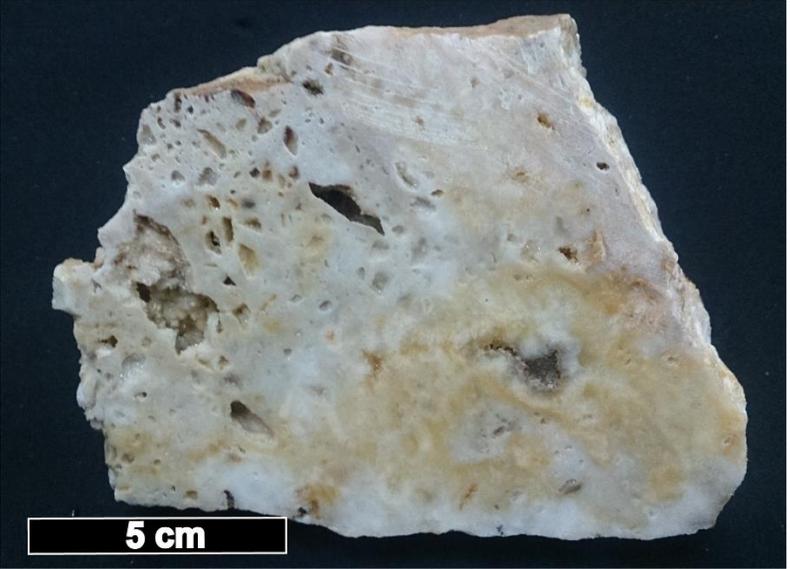
MUESTRA	DESCRIPCIÓN	IMAGEN
D12S1B	<p>Calcopirita fina disseminada en cuarzo. Apariencia de brecha hidrotermal silicificada, de fragmentos negros con cuarzo como masa fundamental (probables plagioclasas menores).</p>	 <p>6 cm</p>
D12S1D	<p>Roca cristalina de cuarzo masivo blanquecino, en cavidades de 2 mm, subhedral de grano fino, localmente con textura comb. Otras cavidades rellenas con hematita (y pirita hematitizada euhedral final). Abundantes pátinas de hematita y limonita, con posible jarosita (asociada con presencia de arcillas).</p>	 <p>7 cm</p>

D12S2B

Veta de cuarzo masivo lechoso como agregado de cristales anhedrales. Recubierta por pátinas de óxidos de Fe (en particular se observa hematita y limonita). Cavidades de máximo 1 cm, rellenas por arcillas de variada coloración (rosa, verdosa y blanquecina), óxidos y menor calcita (también en vetillas discontinuas de <2 mm de espesor). Cuarzo negro en bandas de 5 mm y parches, con pirita escasa muy fina superficial diseminada.



D12S3A	<p>Roca muy alterada de protolito difícilmente reconocible. Masa fundamental blanquecina probablemente ceniza con posterior silicificación generalizada y en ciertas zonas argilización (caolinita?). Fragmentos (15%) de tamaño medio 1 mm, bien seleccionada, angulosos, principalmente líticos hematizados y cristales de cuarzo translucidos de hasta 1.5 mm. Abundantes pátinas de goethita y hematita, con menor limonita como pátinas</p>	
D12S3B	<p>Roca silicificada, cuarzo masivo blanquecino con numerosas impurezas y cavidades. Cavidades de tamaño medio 5 mm, y máximo de 2.5 cm presentan cuarzo euhedral de tamaño medio 0.5 mm (textura zonal) cuya coloración va desde un pardo suave hasta negro. Impurezas corresponden a parches y pseudo-vetillas negras de sulfuros (que en algunas zonas podrían corresponder a calcosina, así como por limonita (menor goethita) y menor arcillas blanquecinas. No se observa calcita ni vetillas.</p>	

D1S4B	<p>Veta de cuarzo con alteración superficial de oxidación. Cuarzo lechoso y citrino masivo como agregados anhedrales, y relleno de numerosas cavidades y fracturas como cristales euhedrales u subhedrales de tamaño medio 1 mm. Se distinguen 2 regiones: una de fracturas rellenas por cuarzo citrino grueso, y otra con numerosas cavidades de 3mm que evidencian calcita hojosa parcialmente reemplazada por sílice; rellenas con cuarzo translucido fino euhedral. En ciertos sectores menores cuarzo sacaroso y menor calcedonia. Textura molde en cuarzo, de hojas de calcita disueltas de tamaño centimétrico. Cavidad con cuarzo subhedral anormalmente grueso (5 mm).</p>	
-------	---	---

D1S2

3 muestras: a) Textura brechosa. Masa fundamental de cuarzo lechoso masivo (tipo calcedonia), fragmentos de tamaño centimétrico. Contienen parches bien definidos de 5 mm de diámetro de diversas tonalidades de cuarzo, particularmente rojizo debido a inclusiones de hematita. Las vetas son de 5 mm-1 cm. máximo de grosor, de contactos rectilíneos. Poseen fragmentos de la masa fundamental, de tamaño medio 3 mm, el relleno entre fragmentos corresponde a mineralogía rojiza por alteración a óxidos e hidróxidos de Fe, especialmente hematita, aunque se infiere que son probablemente sulfuros alterados. En caras libres de vetas se observa cuarzo subhedral a euhedral fino, con estrías y lineaciones de sulfuros negros de largo 1 mm. No se observa calcita. b) En ciertas zonas se presenta textura brechosa débil: fragmentos de cuarzo masivo (calcedonia lechosa) de 1 cm. de diámetro en una masa fundamental de cuarzo rojizo anhedral. En general la roca es de tipo masivo como agregados anhedrales de cuarzo localmente de tipo sacaroidal, con escasas cavidades rellenas de cuarzo euhedral fino de tonalidades marrones



D3S1B	<p>Roca cristalina de cuarzo. Se observa textura <i>crustiforme</i> gruesa (especialmente notorio una corteza de 1 cm. De espesor con numerosos bandeamientos internos)- La zona inferior de la roca, corresponden a cuarzo masivo como agregado anhedral blanquecino con al menos 5 vetillas onduladas discontinuas de 0.2 mm aprox. de espesor de óxidos de Fe (a microescala poseen leves formas de estilolitas); se observan cavidades rellenas parcialmente con cuarzo euhedral de 1 mm. Sobre esta se encuentra la corteza mencionada, que inicia con una vetilla de características análogas a las anteriores, de 1mm de espesor y continuas; le sigue cuarzo masivo blanquecino-translucido de 1 mm de espesor; se contabilizan 6 de estas sucesiones. En algunos sectores, leve textura <i>comb</i> (verificar). El tope de la roca corresponde a fragmentos de toba vesiculada gris blanquecina con cristales de cuarzo y fragmentos líticos: de 5-6 cm de diámetro, insertos en cuarzo lechoso masivo (textura <i>cockade</i>, banda de 1 mm de cuarzo rodeando fragmentos). Arcillas menores en caras más alteradas.</p>	
-------	--	---

D3S1C	<p>Roca cubierta casi en su totalidad por pátinas de óxidos e hidróxidos de Fe (se reconocen cristales subhedrales finos de hematita), localmente clorita. En ciertos sectores se observan fragmentos (<10%) de litología brechosa y masa fundamental blanquecina de ceniza argilizada, de tamaño 1.5 cm angulosos, en una matriz de cuarzo lechoso masivo. Roca de carácter levemente oqueroso.</p>	 <p>7 cm</p>
-------	---	---

<p>D3S2A</p>	<p>Toba lítica con fragmentos de ~ 1 cm. en una masa completamente silicificada, con leve argilización, cloritización y oxidación en patinas superficiales. No se observa calcita ni mineralización de sulfuros, aunque se observan trazas de azurita.</p>	
<p>D3S4B</p>	<p>Roca cristalina de cuarzo. Cuarzo principalmente como agregado anhedral a subhedral de color blanquecino, pero con variaciones verdosas y rojizas (posiblemente por inclusiones de hematita). Limonita, goethita y hematita como pátinas recubriendo la roca. Zonas con pirita fina subhedral hematitizada, y cavidades de 1 cm, con cristales de cuarzo euhedral de 1 mm (textura zonal-drusa), translucido a marrón claro. Numerosas fracturas rellenas con limonita.</p>	

D3S5B	<p>Roca masiva de cuarzo blanquecino como agregados anhedrales. Presenta cavidades de tamaño máximo 2 cm, rellenas parcial y totalmente por cuarzo citrino euهدral de cristales entre 2-3 mm máximo y cuarzo translúcido. Fracturas parcial y completamente selladas por cuarzo euهدral y subهدral (textura zonal y comb). Arcillas escasas. Pátinas de óxidos de fe (especialmente limonita) recubren casi completamente la roca. Textura de molde (?) (numerosas fracturas de largo 1-2 mm. y apertura <1mm).</p>	 <p>4 cm</p>
-------	--	--

<p>D3S5C</p>	<p>Roca cristalina de cuarzo masivo lechoso ligeramente rosáceo, en ciertos sectores como cuarzo sacaroidal (y globular en cavidades), y como calcedonia. Presencia menor de arcillas blanquecinas, así como numerosas fracturas rectas rellenas con limonita (en ciertos casos con patrones de bandeados). Cavidades con bordes de 0.5 mm de cuarzo amarillento euhedral y subhedral muy fino (<1 mm).</p>	
<p>D3S6A</p>	<p>Toba dacítica cristalina. Masa intensamente argilizada, de coloración blanquecina. Fragmentos ~ 40%, de cristales de cuarzo y calcedonia de ~ 2 mm. Pátinas de óxidos de Fe recubren la muestra casi en su totalidad. Cloritización de bajo grado.</p>	

D3S6B	<p>Cuarzo masivo anhedral lechoso a translúcido. Se observan numerosas cavidades y fracturas amplias sin relleno aparente. Arcillas muy escasas. Presencia de cuarzo sacaroso leve a moderado y vestigios de fracturas con textura <i>comb</i> (completamente selladas).</p>	
-------	--	---

Anexo C

SECTOR	VEZA/ZONA	NIVEL	DIVISIÓN	MUESTRA	LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN DE AFLORAMIENTO	TEXTURAS DE GANGA	ALTERACIÓN	MINERALIZACIÓN METÁLICA	CALCITA	OBSERVACIONES
LAGUNA VERDE	Dagny	Superficie		D1B	Veta de cuarzo	Veta cuarzo masivo, con pocos cristales en oquedades. 0.5mt ancho. N40W/90	Masivo/Oqueroso	Oxidación(2)/Clorítica	-	SI(0)	Especlarita
				D252A	Brecha volcánica/Toba lítica	idem caja	-	Oxidación (2)/Clorítica (2)	-	NO	Yeso grueso, exhibe clivaje, especlarita
				D252B	Veta de cuarzo	idem veta	Masivo/Zonal	Oxidación (1)/Clorítica(1)/Argilica (1)	-	NO	Yeso/Especlarita
				D253A	Toba lítica	Toba verde con liticos, juveniles y cristales de cuarzo. Alteración de ox. De Fe, arcillas.	-	Oxidación(1)/Clorítica (2)	MA	NO	-
				D253B	Veta de cuarzo	Veta cuarzo masivo y pocos cristalinicos intercrecidos, con pocos cristales en oquedades. 0.5mt ancho.	Masivo/Oqueroso	Argilica (2)	Pirita	NO	Fluorita
		Nivel 250	Norte	D851A	Brecha volcánica	Toba de lapilli con liticos. (dacita?). Con vetilleo de cuarzo, carbonatos. Caja Este	-	Oxidación (0)	Pirita	SI(1)	Presencia de jaspe
				D851B	Veta de cuarzo	Veta 40 cm de ancho. de izq a derecha: Cuarzo bandeado + vetilleo carbonatos, cuarzo con pirita, cuarzo cristalino + cuarzo ahumado, Cuarzo bandeado + vetilleo carbonatos, cuarzo con pirita y sulfuros de Ag. Borde este.	Masivo/Microcristalino	Argilica(2)	MA	NO	Presencia de jaspe
				D851C	Veta de cuarzo	Veta 40 cm de ancho. de izq a der: Cuarzo bandeado + vetilleo carbonatos, cuarzo con pirita, cuarzo cristalino + cuarzo ahumado, Cuarzo bandeado + vetilleo carbonatos, cuarzo con pirita y sulfuros de Ag. Borde oeste.	Masivo/Microcristalino	Argilica (1)	Calcopirita/Pirita	SI(1)	Plano de vetilla de sulfuros expuesto. CP subhedral fina-gruesa. Debilmente colorme.
				D851D	Brecha tobácea	Toba de lapilli con liticos. (dacita?). Con vetilleo de cuarzo, carbonatos. Caja Oeste	Masivo (en fragmentos)/Crustificación leve	Clorítica (0)	MA	SI(1)	-
				D951A	Brecha volcánica	Caja Oeste	-	Clorítica (0)/Argilica (0)	Pirita	SI(0)	-
			D951B	Veta de cuarzo	Veta borde oeste	Masivo/Druso	Argilica (2) (en fragmentos)	Pirita	NO	Roca caja tobácea	
			D951C	Brecha volcánica	Caja Este	-	Argilica (1)/Silicificación/Clorítica (1)	Pirita/MA (trazas)	NO	-	
			Sur	D656A	Veta de cuarzo	Veta 35 cm cuarzo bandeado con pirita, cuarzo cristalino y masivo. N35W/64W	Masivo/Microcristalino/Colorme	Argilica (1)	Pirita(M1)/MA-PP(M2)	SI(0)	Una segunda muestra corresponde a toba cristalina(roca caja)
				D656B	Brecha volcánica	Caja	Hojoso	Silicificación(2)/Argilica (1)	Calcopirita /MA	SI(0)	-
				D752A	Toba vitrea/cristalina	Toba con mucha alteración en zona de vetilleo. Caja Este.	-	Argilica (1)	Pirita/Sulfosales	SI(0)	Roca caja. Fiammes soldadas de tamaño centimétrico con cristales de cuarzo y pirita.
			Norte	D752B	Veta de cuarzo	Veta 25 cm, cuarzo bandeado, cuarzo cristalino, cuarzo negro con sulfuros. Borde Este	Masivo/Bandeamiento/Zonal-Druso-sacaroidal (menor)	Argilica (0)	Calcopirita/MA(trazas)	SI(2)	Bandeamiento cuarzo lechoso-cuarzo negro
				D752C	Veta de cuarzo	Veta 25 cm, cuarzo bandeado, cuarzo cristalino, cuarzo negro con sulfuros. Centro	Masivo/sacaroidal	Argilica (1)	Pirita/MA (trazas)	SI(1)	Vetillas de sulfuros
				D752D	Veta de cuarzo	Veta 25 cm, cuarzo bandeado, cuarzo cristalino, cuarzo negro con sulfuros. Borde Oeste	Masivo	Argilica (0)	Pirita	SI(0)	Un extremo presenta fragmentos tobaceos de la roca caja. Sigue la veta de cuarzo, que termina en el otro extremo en una vetilla expuesta de sulfuros.
				D752E	Toba cristalina	Caja Oeste	-	Silicificación(1)/Argilica(1)	Pirita/Calcopirita/MA	SI(1)	-
			Nivel 235	Sur	D655A	Brecha volcánica	Caja Oeste	-	Clorítica(0)/Argilica(1)	Estértil	SI(0)
		D5B			Veta de cuarzo	Veta de cuarzo bandeado, cristalino y masivo, con bandas de pirita. Borde Oeste. N61W/55SW	Masivo	-	Pirita	SI(1)	-
		D5C			Veta de cuarzo	Veta de cuarzo bandeado, cristalino y masivo, con bandas de pirita. Centro. N61W/55SW	Masivo	-	Calcopirita	NO	-
		D5D			Veta de cuarzo	Veta de cuarzo bandeado, cristalino y masivo, con bandas de pirita. Borde Este. N61W/55SW	Masivo/Sacaroidal	-	Calcopirita	SI(1)	En vetillas y fracturas
		D5E			Toba cristalina	Caja Este	-	Clorítica(2)/Argilica (2)	Calcopirita	NO	Fiammes con lineamientos.

SECTOR	VETA/ZONA	NIVEL	SECTOR	MUESTRA	LITOLÓGÍA	DESCRIPCIÓN TERRENO	TEXTURAS DE CUARZO/CARBONATOS	ALTERACIÓN	MINERALIZACIÓN METÁLICA	CALCITA	OBSERVACIONES
LAGUNA VERDE	Fabiola	Nivel 312	Norte	D6S1A	Veta de cuarzo	Veta de 15 cm ancho, qtz cristalino c/ mineralización de sulfuros de Ag. Muestra techo, (división enmallado)	Masivo/sacaroidal/druso/calcita hojosa reemplazada/calcita hojosa	Argilica (0)	Pirita	SI (1)	-
				D6S1B	Toba vítrea/cristalina	Caja (división enmallado)	Microcristalino (en fragmentos)	Argilica (1)/Silicificación	Pirita/Calcopirita	SI(1)	Calcita en microvetillas.
				D6S2A	Toba cristalina	Caja. Enlace Norte, Frente.	-	Oxidación/Clorítica	Pirita/Calcopirita	SI(0)	Posible fluorita
			D6S2B	Veta de cuarzo	Veta de 40 cm, cuarzo bandeado, cuarzo cristalino con pirita y sulfuros de Ag. Ateración de Ox. de Fe. N55W/82E. Enlace Norte, Frente.	Masivo/Druso/Zonal	Oxidación(1)	Pirita(calcopirita menor)/sulfosales de Ag	SI(2)	Fragmentos de toba argilizada/Fragmentos de calcedonia	
			Sur	D5S7A	Brecha hidrotermal	Veta de 40 cm ancho. Con alteración de Ox. de Fe con sulfuros de Ag. Qtz bandeado, baritina y qtz cristalino. Sulfuros y pirita. N25W/63NE	Masivo/Microcristalina/Sacaroidal	Argilica (0)/Oxidación(0)	Pirita/Calcopirita	SI(2)	Calcita en entramado, Fragmentos de calcedonia/Masa fundamental y Veta de sulfuros
		D5S7B		Brecha hidrotermal	Caja	Masivo	Argilica (0)/Oxidación(1)	Pirita/Calcopirita	SI(1)	Fluorita?/Líticos cloritizados	
		Nivel 297	Norte	D7S1	Contacto roca caja-veta	Veta 30 cm ancho, cuarzo bandeado en extremos y cristalino al centro. Muestra de Veta y Caja	Masivo/Bandeamiento/sacaroidal (leve)	-	Calcopirita	SI(1)	Roca caja andesítica. Vetillas de sulfuros.
				D6S3A	Brecha volcánica	Caja	-	Clorítica(0)/Argilica (0)/Oxidación(1)	Pirita/Calcopirita	SI(0)	-
			Sur	D6S3B	Veta de cuarzo	Veta 24 cm de ancho, cuarzo bandeado, cristalino y masivo. Pirita y ox de Fe. N19W/54E	Masivo/druso/zonal	Clorítica(0)/Argilica (0)	Calcopirita	SI(2)	Intenso vetilleo de calcita
		Nivel 282		Norte	F7A	Toba cristalina	Brazo con buena mineralización. A 5 mts de chimenea 1. Muestra de Veta y caja en contato. (dato en modelo)	-	Argilica (1)	-	NO
			F7B		Brecha hidrotermal volcánica	Masivo/bandeamientos debiles		Argilica (0)	Pirita/sulfosales de Ag	SI(2)	Contacto roca caja tobácea con veta de cuarzo. Crustificación? (bandeamientos de cuarzo, sulfuros y calcita).
			F7C		Veta de cuarzo	Masivo/Druso		Argilica (0)	Calcopirita/Pirita	SI (1)	-
			NE	D5S6A	Veta de cuarzo-adularia	Veta 1m al norte de Chimenea 2. N51W/80NE	Masivo/sacaroidal/debilmente druso	-	Pirita/sulfosales de Ag(traza)	SI(1)	Veta completa. Extremos de adularia con cuarzo negro. Zona interior de cuarzo lechoso masivo y sacaroidal.
				D5S6B	Toba cristalina	Caja	-	Argilica(2)/Silicificación (1)	Pirita	SI(0)	-
			Sur	D5S4A	Veta de cuarzo	Caja	Masivo/microcristalino-coloforme	Argilica (0)	Pirita	NO	-
				D5S4B	Veta de cuarzo	Veta, N45W/55NE	Masivo/Microcristalino	Argilica (2)	Calcopirita/sulfosales de Ag	SI (2)	Contacto recto con roca caja muy argilizada. Veta se inicia con cuarzo lechoso a translucido (tipo calcedonia) para seguir con una region de vetillas numerosas de calcita (entramado) y numerosas bandas de cuarzo negro(sulfuros) en cuarzo lechoso.

SECTOR	VETA/ZONA	NIVEL	SECTOR	MUESTRA	LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN TERRENO	TEXTURAS DE CUARZO/CARBONATOS	ALTERACIÓN	MINERALIZACIÓN METÁLICA	CALCITA	OBSERVACIONES	
LAGUNA VERDE	Fabiola	Nivel 267	Norte	D551A	Veta de cuarzo	Veta Cuarzo cristalino y arcillas (dos ramas), con mucha pirita. mineralización sulfuros de Ag. Ancho 2.26. Rama Este. N50W/65NE	Masivo/Sacaroidal/Druso(menor)/Bandeamiento (debil)	Argílica (0)	Calcopirita	SI(2)	Bandeamiento poco persistente. Abundante cuarzo negro. Fragmentos de roca caja tobácea.	
				D551B	Toba lítica	Caja del medio.	Masivo/Microcristalina (en vetas)	-	Pirita	SI (1)	Numerosas vetillas de cuarzo y calcita	
				D551C	Toba lítica	Caja Oeste.	-	Argílica (0)	Pirita	SI (1)	-	
				D551D	Veta de cuarzo	Veta Cuarzo cristalino y arcillas (dos ramas), con mucha pirita. mineralización sulfuros de Ag. Ancho 2.26. Rama izquierda. N67W/77NE	Sacaroidal/Masivo	Argílica (0)	Calcopirita/Pirita/sulfosales de Ag	SI (1)	Fragmentos tobáceos; PP subhedral abundante	
			D551E	Toba lítica	Caja Este.	Calcita Hojosa	Argílica (1)	MA	SI(1)	Vetilla expuesta		
			F8A	Riolita/Dacita Porfírica	Caja Oeste.	-	Argílica (0)	Calcopirita	SI (0)	-		
			F8B	Brecha volcánica	Rama Oeste. Bien separada de las dos principales (se ven unidas en el piso).	Masivo/Sacaroidal	Argílica (1)	Calcopirita	SI (2)	Vetillas de calcita con fragmentos de cuarzo posterior a la brechización		
			D552C	Toba vítrea/cristalina	Caja Centro. Cambio Litología? Brechoza? (toba conglomerádica?) ¿posible canal?	Masivo (en vetillas)	Argílica (1)	MA/Pirita	NO	Vetillas de cuarzo negro		
		F8D	Veta de cuarzo	Rama Este.	Masivo/Bandeamiento/Sacaroidal/Botroidal	Argílica (1)	Pirita/Calcopirita/MA	SI (2)	Contacto roca caja tobacea con veta. Entramado de vetillas de calcita. Bandeamientos cuarzo negro-cuarzo lechoso			
		Nivel 252	Norte	D553A	Toba lítica	Caja Este.	-	Argílica (1)	-	NO	-	
				D553B	Veta de cuarzo	Veta 1.5m cuarzo cristalino y bandeado c/ pirita, sulfuros negros y de plata. N55W/67N	Druso/Zonal/Crustiforme (microcristalino+sulfuros)	-	Pirita/Calcopirita/MA	SI (1)	Numerosas vetillas de calcita y sulfuros	
				D553C	Toba lítica	Caja Oeste.	Masivo (en vetillas)	Argílica (1)	Pirita/sulfosales de Ag/MA	SI (1)	Roca caja	
			Sur	D654A	Brecha/Riolita Porfírica	Toba Rojiza. Caja Oeste.	Masivo/Druso	-	Pirita/Calcopirita/MA	SI(1)	Vetilla de sulfuros. Roca caja de la veta.	
				D654B	Brecha Hidrotermal	Veta de 1.5m. Cuarzo Bandeado, cristalino y masivo. Baritina cristalina en borde Este. Pirita y sulfuros de Ag. Borde Oeste. N42W/80NE	Masivo/Calcita hojosa	-	Pirita (>Calcopirita)/sulfosales de Ag-MA (ambos en trazas)	SI(2)	Clastos de cuarzo lechoso en matriz de cuarzo negro. Calcita muy abundante, en cavidades.	
	D654C			Veta de cuarzo	Veta de 1.5m. Cuarzo Bandeado, cristalino y masivo. Baritina cristalina en borde Este. Pirita y sulfuros de Ag. Centro. N42W/80NE	Masivo/Druso/Sacaroidal	Argílica (1)	Pirita/Calcopirita/MA	SI(1)	-		
	D654D	Veta de cuarzo	Veta de 1.5m. Cuarzo Bandeado, cristalino y masivo. Baritina cristalina en borde Este. Pirita y sulfuros de Ag. Borde Este. N42W/80NE	Masivo/Druso	Argílica (0)	Calcopirita/MA	SI(1)	Cuarzo como calcedonia.				
	D654E	Veta de cuarzo/Roca caja	Toba Rojiza. Caja Este.	Masivo/Druso(escaso)	Argílica (2)	Pirita	SI(2)	Roca caja tobacea en contacto. Superficie de sulfuros y vetilleo de cuarzo y calcita subhedral lechosa abundante.				
	Bahía Jara	Guanaco I	Nivel 430	-	D1251B	Veta de cuarzo	Brecha ancho 50cm. Matriz negra.	Masivo	Oxidación	Calcopirita	NO	Litología negra en contacto con cuarzo.
					D1251D	Veta de cuarzo	Veta 1.5m. Cuarzo masivo con oquedades. Cristales de cuarzo en oquedades. N6.5W. Centro.	Masivo/Druso/Comb	Oxidación(2)	Pirita	NO	Jarosita?
			Nivel 420		D1253A	Irreconocible	Toba pumicea, con cristales de cuarzo y líticos. Silicificada, Ox. de Fe, Arcillas en matriz y pomez. Caja Oeste.	-	Argílica (2)/Silicificación/Oxidación(1)	-	NO	Protolito probablemente tobáceo. Abundantes líticos y cristales de cuarzo.
D1253B					Veta de cuarzo	Veta 1.8m ancho. Cuarzo masivo con oquedades, cuarzo cristalino en oquedades. Alteración Ox. de Fe. N10W/70W. Borde Oeste.	Masivo/Druso	-	-	NO	-	
Nivel 410			D1252B		Veta de cuarzo	Veta ancho 1m. Cuarzo masivo, oquedades con cuarzo cristalino. N27W/46W. Borde Sur-Oeste.	179 Masivo	Argílica (1)/Oxidación(1)	Pirita	SI(0)	Pirita y calcita muy escasas.	

SECTOR	VETA/ZONA	NIVEL	SECTOR	MUESTRA	LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN TERRENO	TEXTURAS DE CUARZO/CARBONATOS	ALTERACIÓN	MINERALIZACIÓN METÁLICA	CALCITA	OBSERVACIONES
MALLINES	Meseta Este	Superficie	-	D1S4B	Veta de cuarzo	idem? Ancho 1,5m.	Masivo/calcita hojosa/Druso/Zonal/sacaroidal/molde	Oxidación	-	SI (2)	-
	Sinter	Superficie	-	D1S2	Brecha Hidrotermal	Toba silicificada. Cristales de qtz. Calcedonia Lechoza (?), arcillas. Pátinas de Baritina, y óxidos de Fe en Fracturas. Presenta vetas de Baritina, blanca-lechoza y rojiza masiva.	Masivo/Druso	Oxidación (1)	-	NO	Jaspe menor- Fragmentos de calcedonia en masa de cuarzo rojizo
	Veta Madre	Nivel 940	-	D3S1B	Veta de cuarzo	Veta Cuarzo, Borde con cuarzo bandeado. Ancho total 3m. NS/75W	Masivo/Crustiforme/Comb(?)/Colofor me/Druso/Microcristalino/Cockade(?)	Argílica (0)	-	NO	Roca caja toba cristalina argilizada. Amplio detalle en texto.
				D3S1C	Brecha Hidrotermal	Veta Cuarzo, Centro de cuarzo masivo con oquedades y cristales . Ancho total 3m	Masivo/Oqueroso	Oxidación(1)	-	NO	-
				D3S2A	Toba lítica	idem caja, silicificación menor	-	Argílica (0)/Clorítica(0)/silicificación/oxidación(1)	MA	NO	Posible azurita
		D3S6A		Toba lítica	Posible caja, rodada adyacente.	-	Argílica (2)/oxidación(1)/silicificación	-	NO	-	
		D3S6B		Veta de cuarzo	Veta con cuarzo masivo oqueroso y óxidos de Fe. Gran cantidad de cristales de cuarzo en oquedades.	Masivo/sacaroidal/comb(?)	-	-	NO	Numerosas cavidades y fracturas sin relleno. Arcillas muy escasas, menor limonita.	
		D3S4B		Veta de cuarzo	Veta 1m ancho, cuarzo cristalino y masivo. Presenta pátinas de ox. de Fe. NS/70W	Masivo/Druso	Oxidación(1)	-	NO	Especlarita	
		D3S5B		Veta de cuarzo	Veta de 2,5m. Cuarzo cristalino, masivo y oqueroso. Con baritina masiva. N10E/86W. Borde W.	Masivo/Zonal/Druso/Comb	Argílica (0)	-	NO	Cavidades de 2 cm. Con cuarzo citrino grueso euهدral. Textura de molde?. Limonita y óxidos recubren la roca.	
		D3S5C		Veta de cuarzo	Veta de 2,5m. Cuarzo cristalino, masivo y oqueroso. Con baritina masiva. N10E/86W. Centro	Masivo/Sacaroidal/Druso	Argílica (0)	-	NO	-	

Tabla 18 Resumen de la petrografía macroscópica realizada en el conjunto de muestras recolectados en el Distrito de Cerro Bayo, según sector y profundidad. Simbología en tabla, (2) intenso/abundante, (1) moderado, (0) débil/escaso. MA: mineral azul intenso de naturaleza desconocida.

Anexo D

- **Veta Dagny**

- **D2S2B**

- Mineralogía: Cuarzo-óxidos (hematita-cuarzo citrino)-posible calcita como parches-opacos (estéril)-clorita.

- Texturas: Jigsaw (principal)-comb-cuarzo prismático (en fracturas y cavidades) - zonal (cuarzo de tamaño de grano medio) – plumoso (posiblemente calcedonia muy local).

- Inclusiones: FIA secundaria L-rich (¿con sólidos?) en cuarzo.

- Eventos: No se reconocen eventos principales, ni sucesiones aparentes. Se observa, sin embargo, granos de roca huésped más oscuros, alterados a una asociación de clorita-hematita, y parcialmente silicificada. La masa fundamental es de cuarzo jigsaw con abundantes vetillas tardías de cuarzo comb y opacos. Los eventos tardíos son posiblemente recrecimiento de cuarzo o crecimiento de cuarzo de tamaño medio (que contiene los principales FIAs) especialmente a lo largo de los fragmentos de roca caja. No se puede deducir la relación temporal para las fracturas ni el cuarzo de menor tamaño de grano.

- Observaciones adicionales: Numerosas vetillas (con FIAs L-rich). Se observan inclusiones con 2 fluidos en fase vapor. Sulfuros muy escasos, casi estéril. cristales de cuarzo probablemente post-jigsaw (por relación de corte).

- **D2S3B**

- Mineralogía: cuarzo - fluorita – arcillas – pirita – hematita – magnetita – esfalerita (trazas) – limolita – clorita.

- Texturas: jigsaw - comb – mosaico

- Inclusiones: detallado en manuscrito.

- Eventos: No se observan

- Observaciones adicionales: Doble pulido. Inclusiones de pirita en magnetita. Corte estéril. Fluorita masiva.

- **D8S1B**

- Mineralogía: cuarzo (menor) – adularia – anhidrita – yeso/baritina – opacos (óxidos y sulfuros) – clorita – arcillas.

- Texturas: jigsaw (menor)

- Inclusiones: No se observan

- Eventos: No se observan.

- Observaciones adicionales: Doble pulido con la mayor abundancia de sulfuros. Corte con proustita a muestra de mano; plata y oro presente en pirita; arsenopirita, hematita, magnetita. Muestra muy alterada, con algo de porosidad. Adularia subhedral muy fina.

○ **D8S1C**

- Mineralogía: cuarzo-calcita-sericita-plagioclasa -clorita-pirita- óxidos de Fe- ¿Au (en pirita)?

- Texturas: Jigsaw-Comb-Reemplazo → Posible textura fantasma de calcita hojosa completamente reemplazada por cuarzo-coloforme – calcita hojosa.

- Inclusiones: Aisladas No FIA L-rich con sólido (posible halita) en cuarzo y calcita (probable CO₂). No FIAs L-V rich (¿ebullición?).

- Eventos: Reemplazo de roca caja y masa fundamental por cuarzo jigsaw, depositación de sulfuros y posterior oxidación y depositación de calcita. Eventos: a) Depositación simultánea de cuarzo jigsaw con sulfuros (pirita de abundancia media-escasa) con asociación de calcita y óxidos de Fe. El contenido de sulfuro aumenta súbitamente (deposita en forma de banda) previa a la aparición de cuarzo calcita hojosa y posterior cuarzo coloforme, con zonas de cuarzo jigsaw grueso (mosaico anhedral blanquecino) y mosaico subhedral (cristales de cuarzo zonado).

- Observaciones adicionales: Fragmentos de roca caja completamente reemplazados por cuarzo y óxidos de hierro, en algunos casos quedan remanentes fantasmas de estos fragmentos y/o cavidades. Calcita como parches o en vetillas irregulares, reemplazada por cuarzo jigsaw muy fino. Pirita aparece en asociación con cuarzo jigsaw y óxidos de hierro. Sólo un único sector con inclusiones, probable ebullición NO FIA (en último sector de jigsaw grueso). El resto del corte solo presenta aparente flashing en textura coloforme y calcita hojosa.

○ **D6S6A**

- Mineralogía: Cuarzo - calcita - clorita – pirita (posible cpy) – fluorita – óxidos de Fe

- Texturas: Jigsaw - Comb – Plumoso.

- Inclusiones: Solo L-rich secundaria en fluorita y en cuarzo prismáticos de clastos de zona a.

- Eventos: 2 eventos principales. a) Brecha con clastos angulosos parcialmente silicificados con abundante cantidad de sulfuros (pirita) en una masa fundamental de cuarzo jigsaw con menor cantidad de opacos (alrededor de clastos), cavidades con fluorita, calcita, clorita y cuarzo comb. b) 3 sub-eventos: 1) Depositación de 4 bandas de poco espesor (grisácea, blanquecina, marrón grisácea y blanquecina) con depositación de pirita fina especialmente en las 2da y 3ra banda, la última parcialmente jigsaw fino y calcedonia presenta una fuerte disminución en

contenido de sulfuros. 2) Banda gruesa de sílice blanquecina y pirita diseminada de mayor tamaño de grano que zona anterior, fracturas y cavidades con cuarzo comb y prismático. Inicia con una banda delgada de jigsaw con calcita (?) a la que le sigue una zona gruesa de textura caótica, con parches marrones en una masa marrón clara. Clastos presentarían texturas de reemplazo que podrían corresponder a calcita hojosa reemplazada por cuarzo, muy local (o bien vetillas). Finaliza con un pseudo-bandeamiento con la mayor concentración de pirita en la muestra + depositación de calcita anhedral. 3) sílice jigsaw homogénea con parches marrones + calcita anhedral, estéril, y localmente con calcedonia (plumosa).

- Observaciones adicionales: Disminuye el contenido de calcopirita en el sentido de descripción. Asociación tardía de: Qz – Fl – Ca – Sulf (zona d y en cavidades en todo el corte) (en algunos casos clorita). Vetilleos de Qz + Ca previos al desarrollo de d. Hematita asociada a sulfuros.

○ **D7S2A**

- Mineralogía: Cuarzo – arcillas – feldespatos (remanentes) – sulfuros.

- Texturas: -

- Inclusiones: No se observan

- Eventos: No se observan

- Observaciones adicionales: Muestra de roca de caja. Correspondiente a toba cristalina completamente silicificada. Presencia de pirita y arsenopirita

○ **D7S2B**

- Mineralogía: Cuarzo – calcita - pirita.

- Texturas: Jigsaw – comb – flamboyante – coloforme - cuarzo prismático – calcita rómbica – mosaico.

- Inclusiones: L-rich y V-rich coexistiendo (FIA ebullición en cuarzo).

- Eventos: a) Cuarzo jigsaw con abundantes opacos diseminados (pirita en fracturas) y menores parches de calcita. 3 sub-eventos sin límites definidos: 1) mayor tamaño de cuarzo y parches de mayor tamaño de calcita. 2) cuarzo jigsaw fino homogéneo blanquecino 3) Cavidades rellenas completamente por cuarzo de tamaño grueso estilo mosaico anhedral; en una matriz de cuarzo jigsaw de tamaño medio-fino; parches de cuarzo de tamaño medio-grueso. Cavidades con cuarzo comb, y textura coloforme jigsaw muy local y de escasa definición y persistencia. Inclusiones primarias (?) y secundarias ricas en líquido en cristal medio límite con zona superior (parte inferior del corte). b) Límite inferior muy definido, marcado por la completa desaparición de opacos. Comienzo abrupto de textura de mosaico de cuarzo grueso y en algunos sectores transición de jigsaw de tamaño fino a medio y mosaico mencionado intercrecido. Cavidades sin cristales proyectados desde las paredes (remanentes de espacios entre grandes cristales) Mayor cantidad de óxidos? y calcita/adularia?. 3 sub-etapas: a) Cuarzo mosaico euهدral y menor

comb (¿zona inicial inclusiones primarias? FIAs ricas en fluidos 2 fases en proporciones consistentes). Calcita rómbica en cavidades b) Aparición de textura coliformes local y bien definida + textura plumosa/flamboyante c) Disminución de tamaño de grano y mayor proporción de cuarzo jigsaw de tamaño medio. (desaparición de texturas anteriores).

- Observaciones adicionales: -

○ **D7S2C**

- Mineralogía: cuarzo – clorita - opacos

- Texturas: jigsaw – mosaico subhedral - plumoso

- Inclusiones: -

- Eventos: No se observan

- Observaciones adicionales: Sulfuros asociados con jigsaw, diseminado y en franjas, asociado a mineral rojizo (posible sulfosal).

○ **D7S2D**

- Mineralogía: cuarzo – posible sulfosal de Ag – MA – clorita – opacos.

- Texturas: jigsaw – flamboyante – coliforme – zonado – mosaico subhedral – euhedral – sacaroso.

- Inclusiones: -

- Eventos: No se observan

- Observaciones adicionales: -

○ **D5C**

- Mineralogía: Cuarzo - pirita - calcopirita.

- Texturas: jigsaw - coliforme (?) - comb.

- Inclusiones: No se observan.

- Eventos: Zona rica en sulfuros con cuarzo de textura jigsaw grueso. Seguido de una zona con cuarzo de textura microcristalina con textura jigsaw más fino que el anterior, + textura comb y zonal en fracturas y pequeñas cavidades + débilmente coliforme (bandeamientos poco persistentes, pseudo-paralelos de cuarzo de diferente tamaño de grano), abundantes inclusiones en los límites de bandas. Trenes de inclusiones en *healed fractures*.

- **Veta Fabiola**

- **D6S1A**

- Mineralogía: Cuarzo - calcita - pirita - calcopirita (?) - posible epidota.
- Texturas: Jigsaw – comb - calcita hojosa – calcita hojosa reemplazada – calcita rómbica - cuarzo prismático - mosaico subhedral.
- Inclusiones: - No se observan excepto en ciertos cristales de cuarzo subhedral, pero NO FIA, en su mayoría como flashing en cuarzo jigsaw.
- Eventos: No se aprecian eventos distintivos
- Observaciones adicionales: Principalmente mosaico de cuarzo subhedral con remanentes de calcita hojosa, principalmente reemplazada a cuarzo. Casi estéril, sulfuros muy escasos, solo presentes en cuarzo jigsaw marrón aparentemente previo a las texturas de calcita hojosa.

- **D6S2B**

- Mineralogía: Cuarzo - calcita (?) – calcopirita.
- Texturas: Jigsaw – mosaico subhedral – prismático – comb – coloforme (localmente) – zonado – flamboyante.
- Inclusiones: No se observan.
- Eventos: Dificultad para distinguir eventos particulares. Sin embargo, se observa que la mineralización de sulfuros se asocia a un tipo de jigsaw en particular, y calcita. También se halla jigsaw y calcita (o adularia) masiva estéril.
- Observaciones: Estéril en calcedonia-jigsaw. Inclusiones poco importantes en fenocristales.

- **D5S7A**

- General: Fragmentos de cuarzo gruesos (calcedonia) de jigsaw fino-medio marrón (se considera como fragmentos de roca previa a la fase mineralizadora principal). Fracturas y cavidades rellenas con cuarzo comb y cuarzo prismático, + cuarzo mosaico anhedral a subhedral (*healed fractures*) + calcita y fluorita (asociación qz-fl-ca). Abundante pirita (escasa calcopirita) preferencialmente en fracturas (como aglomerados de gran tamaño asociados con óxidos de Fe y calcita) y de forma secundaria diseminada en los fragmentos de cuarzo (menor tamaño de cristales). En particular se halla posible remanente de calcita hojosa previa a la zona de mayor contenido de sulfuros en la muestra. A esta zona le sigue una adyacente que presenta textura jigsaw – a mosaico subhedral, y textura coloforme plumosa. Le siguen fragmentos de roca análogos a zona inicial, con vetas más gruesas de fluorita y calcita con cuarzo comb; y ocasionalmente zonas de cuarzo flamboyante (con flashing).

- Mineralogía: Cuarzo – pirita – calcita - óxidos de Fe - fluorita
- Texturas: Jigsaw – coloforme plumoso – calcita rómbica – prismático – comb - mosaico subhedral - calcita hojosa remanente (?) – flamboyante (?).
- Inclusiones: FIA primaria L- rich en fluorita.
- Eventos: Se observa 1 evento primario, que corresponde a la fractura de protolito de calcedonia ya mineralizada, y posterior depositación de sulfuros entre fracturas, junto a calcita y cuarzo, + posterior fluorita. (no se observa contundente relación entre sulfuros y fluorita).
- Observaciones adicionales: Presencia de textura desconocida.

- **D7S1**

- Mineralogía: Cuarzo - calcopirita – calcita.
- Texturas: Jigsaw - coloforme – comb - prismático – zonal – crustiforme - ¿cockade?
- Inclusiones: No se observan.
- Eventos: 3 grandes eventos definidos por la presencia/ausencia de sulfuros (ver imagen asociada): a) Zona sin sulfuros, con cuarzo jigsaw fino marrón claro. Se observa dominio particular sub esférico con relleno de mineral desconocido. b) Zona con sulfuros diseminados y tamaño medio de grano de 0.2-0.4 mm. Se destacan al menos 3 dominios: 1) Dominios de tipo estériles. Sulfuros se depositan entre estos dominios, en una matriz marrón oscura. Se hallan cavidades completamente rellenas por cuarzo prístino blanquecino (mosaico). Aparición de débil textura coloforme hacia el siguiente dominio 2) Evento límite: aparición de textura crustiforme y ausencia de sulfuros. 3) reaparición de sulfuros y aparición de textura coloforme (sin sulfuros asociados), esta última colinda con zona de mayor abundancia de sulfuros y mayor tamaño de grano de estos (estilo de depositación tipo bandeamiento). c) Análogo a a), sulfuros muy escasos. Evento límite con b) corresponde a una franja de depositación de cuarzo prístino.
- Observaciones adicionales: aparente calcita hojosa reemplazada muy fina.

- **D5S6A.A**

Descripción desde roca caja hacia el interior de la veta

- Texturas: Calcita rómbica (como borde de veta) – cuarzo jigsaw medio anhedral blanquecino marrón – mosaico anhedral grueso de cuarzo estilo druso (jigsaw grueso) en cavidades y fracturas en masa fundamental de cuarzo jigsaw fino marrón – aparición de calcita rómbica relleno cavidades y calcita posterior a cuarzo mosaico- en la misma región rastros de textura posiblemente plumosa (reemplazadas por cuarzo mosaico) y calcita hojosa reemplazada por cuarzo mosaico - sigue calcita hojosa parcialmente reemplazada por cuarzo, en masa de jigsaw fino marrón con cuarzo mosaico. Otras: Prismática de cuarzo relleno cavidades

- Minerale: Cuarzo – calcita – pirita - esfalerita (con calcopirita) – oro - hematita – clorita.

- Inclusiones: detalle en documento principal.

- Observaciones adicionales: En cuarzo jigsaw, No FIA probable necking down o ebullición. FIA secundaria en textura D1, tipo flash. Esta región de flashing constituye el límite de la mineralización metálica de menor tamaño de grano. Zona de flashing → región oscurecida. FIA's secundarias L-rich de baja temperatura atravesando varios cristales (probablemente posteriores a las de flashing). FIA secundarias de ebullición. Se observan primarias de flashing en el mismo cristal (arriba de círculo rojo). FIA primaria L-rich con V+L+2S?. FIA L-rich + L+V+S primarias en cuarzo tipo D1 lado derecho de región D1 principal. Hacia el fin del corte se observa aparente contacto adularia/calcita. Con probable textura pseudoacicular de cuarzo y calcita hojosa oscurecida. Mosaico y jigsaw sin inclusiones.

○ **D5S6A.B**

- Mineralogía: Cuarzo – calcita.

- Inclusiones: detalle en documento principal.

Se observan 5 regiones principales

- Texturas y eventos:

1) Calcita rómbica C1

2) Jigsaw fino-medio + mosaico anhedral-subhedral estilo druso como fracturas y cavidades D1 + calcita rómbica en cavidades C2 + fantasmas de textura colofome CF1 (reemplazada por D1) y textura colofome (levemente reemplazada por D1?) + fantasmas de textura moss (reemplazada por D1) y textura moss. Subsector: textura colofome CF2 de jigsaw muy fino.

3) Jigsaw fino-medio + colofome local aparentemente reemplazado por jigsaw medio.

4) Cuarzo colofome pseudo flamboyante persistente en el corte en forma de bandeamiento transversal

5) Límite inferior, banda irregular de calcita masiva con opacos. Jigsaw medio + D2 anhedral.

○ **D5S6A.C**

- Mineralogía: cuarzo – posible adularia – posible calcopirita

- Texturas: jigsaw – calcita hojosa reemplazada (*ghost* y *lattice bladed*) -calcita hojosa – zonal.

- Inclusiones: -

- Eventos: -

- Observaciones adicionales: ghost sphere?

○ **F7B**

- Mineralogía: Cuarzo – calcita – clorita - azurita? – opacos.

- Inclusiones: Inclusiones V-rich en general (en cuarzo coloforme), inclusiones en cuarzo jigsaw.

- Texturas: Jigsaw – prismático – zonado – coloforme – comb – flamboyant - calcita rómbica.

- Eventos: No se observan eventos particulares.

- Observaciones adicionales: Sulfuros presentes solo en masa fundamental marrón de la roca.

○ **D5S4B.A**

- Mineralogía: cuarzo – calcita – adularia - calcopirita

- Inclusiones: No se observan

- Texturas: Jigsaw – calcita rómbica – comb – calcita hojosa reemplazada (fantasma)

- Eventos: Depositación de intercrecimiento de calcita con cuarzo jigsaw (masa fundamental marrón) con menor escasa cantidad de sulfuros (pirita), sin límite le sigue una zona análoga a la anterior pero abundantes sulfuros diseminados y en cúmulos (paralelos + mineral color plata por determinar). Finalmente, una zona jigsaw fina sin sulfuros, aparición de posible textura de calcita hojosa muy fina con cuarzo de mosaico anhedral y levemente subhedral (con menores cristales zonados, FIAs primarias L-rich con cristales accidentales?). Evento de vetilleo de adularia blanquecina sin depositación de sulfuros, a excepción de algunas vetillas con pirita fina, algunas vetillas solo con cuarzo comb. El vetilleo con adularia podría corresponder al último evento registrado o bien a un evento entre el 2do y el 3ero (se presenta en la última zona solo localmente y en mucha menor abundancia).

- Observaciones adicionales: -

○ **D5S4B.B**

- General: aparente veta completa. Cuarzo masivo de grano fino (predominante) y mosaico de cuarzo, con calcita hojosa reemplazada por cuarzo. Vetas de calcita en asociación con cuarzo fino. Cuarzo zonal en fracturas y vesículas, en ciertos sectores asociado a calcita siendo reemplazada por cuarzo.

- Mineralogía: Cuarzo – adularia - calcita – calcopirita- opacos.

- Texturas: Jigsaw - calcita hojosa – calcita hojosa reemplazada – comb - mosaico subhedral.

- Inclusiones: En zona (a) L-rich primaria en cuarzo. FIA de flashing primaria, siguiendo el contorno de calcita hojosa (en cuarzo subhedral) y secundarias en cristal de cuarzo jigsaw alrededor de calcita hojosa + V-rich secundarias. FIA secundaria de ebullición. Zona central y final carecen de FIAs importantes.

- Eventos:

a) Calcita hojosa parcialmente reemplazada por cuarzo en asociación con cuarzo jigsaw medio-fino en una matriz jigsaw fina. Se contabilizan al menos 2 de estos episodios, superpuestos. (mayor concentración de inclusiones, planos paralelos a calcita hojosa y en cristales de cuarzo, verificar). Gradual desaparición de calcita hojosa, más fina y completamente reemplazada a cuarzo, en una matriz jigsaw fina con ocasionales cristales de cuarzo subhedral de tamaño medio (en torno a la calcita hojosa). Calcopirita en cuarzo jigsaw, relativamente escaso, + mineral desconocido en parche local.

b) Episodio límite: Desaparición calcita hojosa, aparición de vetas gruesas de adularia euhedral en sucesión con cuarzo fino blanquecino (cuarzo jigsaw fino) con parches, cúmulos calcita marrón gruesa. (ausencia de inclusiones). Depositación preferencial de calcopirita en jigsaw fino y en adularia (+óxidos); y un evento central estéril. Diseminados y finos. Zona con mayor cantidad de sulfuros.

c) Asociación marrón homogénea de calcita y cuarzo fino (se considera como masa fundamental). Menores vesículas parcialmente rellenas con calcita mosaico (¿adularia?) y cuarzo comb. Sulfuros estériles, pero abundantes opacos (?).

- Observaciones adicionales: -

○ **D5S1A**

- Mineralogía: Cuarzo - piritita

- Texturas: Jigsaw – coloforme – flamboyante – prismático – zonado – mosaico.

- Inclusiones: -

- Eventos: No se reconocen.

- Observaciones adicionales: Roca con dominio de cuarzo jigsaw con abundantes opacos, y otro de mosaico asociado a las texturas restantes.

○ **F8B**

- Mineralogía: cuarzo – calcita – piritita - calcopirita

- Texturas: jigsaw – flamboyante – calcita hojosa reemplazada – zonado – rómbica – moss (local).

- Inclusiones: -

- Eventos: Fantasmas de líticos mineralizados + veta de opacos, seguido de textura hojosa muy gruesa con abundante mineralización, luego zonado, mosaico y menor coloforme con menor mineralización.

- Observaciones adicionales: Posible pseudoacicular

○ **D5S3B**

- Mineralogía: Cuarzo – calcopirita – calcita – limonita.

- Texturas: Jigsaw – prismático – zonado - ghost shere – calcita rómbica.

- Inclusiones: No se observan.

- Eventos:

a) Jigsaw mineralizado 1, de abundancia baja a moderada, con sulfuros diseminados finos menores a 0.1 mm.

b) Jigsaw mineralizado 2, sulfuros diseminados muy finos mucho menores a 0.1 mm pero con aglomeraciones de hasta 0.5 mm. Límite inferior (o superior) bien definido y recto, cortando jigsaw 1 mineralizado y jigsaw estéril.

○ **D6S4B**

- Mineralogía: Cuarzo – arcillas – adularia – clorita - opacos - (calcopirita - posible Au)

- Texturas: Jigsaw – mosaico subhedral euhedral de cuarzo – flamboyante – plumoso – zonado – comb.

- Inclusiones: En (a) Aparente L-rich FIA de muy baja T. En (b) posible ebullición secundaria en cuarzo. Posible FIAs con halita en cuarzo.

- Eventos: a) Pre-mineralización: Cristalización de fenocristales de cuarzo euhedral zonados (+ mosaicos subhedrales?). b) Mineralización: Cristalización de opacos en asociación con adularia y cuarzo jigsaw y posiblemente flamboyante. c) Cristalización de cuarzo flamboyante (¿) en asociación a jigsaw más grueso marrón, y cuarzo plumoso alrededor de fenocristales. Comienzan a configurarse textura de mosaico subhedral o bien estos constituyen fragmentos de roca cristalina Pre Mineralización (como sugiere crecimiento de adularia de mineralización en bordes de estos mosaicos) d) Adularia sin mineralización estilo vetas más cuarzo comb escaso en fracturas.

La evidencia sugiere un estadio pre-mineralización constituido por cristales euhedrales, mosaicos subhedrales (incolores) y jigsaw grueso (el cual tiene su secuencia particular y su propia mineralización metálica de cpy escasa). Seguido por eventos mineralizadores abundante de cpy y posible oro, mediante fracturas, relleno y cristalización de adularia y jigsaw más fino. A esto le sigue eventos posteriores de depositación de adularia en fracturas no asociada a metales.

○ **D6S4C.A**

- Mineralogía: Cuarzo – calcopirita – calcita - (posible adularia).

- Texturas: Jigsaw – prismático – comb - calcita rómbica - cuarzo zonado – calcita hojosa reemplazada – plumosa – ghost sphere (?).

- Inclusiones: L-rich primaria y secundarias en cuarzo prismático. V-rich primary FIAs en cuarzo (?).

- Eventos: Se observa sucesión de cuarzo mosaico, cuarzo plumoso, y calcita/adularia. En particular se observa que en el cuarzo mosaico se presenta calcita hojosa reemplazada. Siendo este último recristalizado a grandes cristales de cuarzo en mosaico (evidencias de la textura de reemplazo son fundamentalmente trenes de inclusiones fluidas y sólidas + ciertos cristales finos rectangulares).

- Observaciones adicionales: Masa pseudo-homogénea de cuarzo jigsaw marrón (posible calcita) con amígdalas parcial y completamente rellenas por cuarzo zonado y prismático de gran tamaño de grano.

○ **D6S4C.B**

- Mineralogía: cuarzo – calcopirita - mineral rosa - sulfuro plata desconocido - hematita – clorita.

- Texturas: Jigsaw – prismático – zonado – comb - mosaico subhedral - sacaroidal - ghost sphere – moss (ζ)(bandas de cuarzo concéntricas + extinción radial - grada a colofome localmente).

- Inclusiones: Sólo en cuarzos prismáticos zonales rellenas cavidades. Primarias L-rich en cuarzo prismático druso.

- Eventos: No se distinguen eventos particulares. Sulfuros asociados fuertemente a masa fundamental marrón, aunque también se halla mineralizado el jigsaw fino blanquecino.

- Observaciones adicionales: Masa fundamental marrón (posible adularia/calcita) con dominios de jigsaw blanquecino fino. Numerosas healed fractures, y fractures con cuarzo comb + dominios de mosaico subhedral (no mineralizados→tardíos). **E1**→ posible evidencia de textura hojosa remanente asociada con sulfuros? Sacaroidal en cavidades sin mineralización. Ghost sphere preferentemente en los bordes de cavidades rellenas con cuarzo mosaico grueso + asociado a jigsaw fino, aparentemente grada a supuesto moss fuertemente asociado a mineralización.

○ **D6S4D**

- Mineralogía: cuarzo – calcopirita - hematita - calcita (trazas).

- Texturas: Jigsaw – comb – prismático - mosaico subhedral - zonal

- Inclusiones: No se observan FIAs importantes.

- Eventos: No se distinguen eventos particulares.

- Observaciones adicionales: El corte consiste en una masa fundamental marrón de cuarzo jigsaw, con numerosas healed fractures y cavidades parcial y totalmente rellenas. No se aprecian eventos distintivos. Sin embargo, se presencian 2 eventos diferenciados en su abundancia y tamaño de sulfuros: ambos presentan

calcopirita diseminada, la primera asociada a la masa fundamental jigsaw presenta mayor abundancia y tamaño de cristales de sulfuros, el segundo presenta mucho menor tamaño y abundancia, y se encuentra asociada a healed fractures y cavidades rellenas. Cristales de cuarzo de mayor tamaño de grano → donde se hallan las únicas inclusiones observadas. Obs: Al menos 2 depositaciones de sulfuros, una primaria de mayor abundancia, y una secundaria de menor tamaño de grano y abundancia que en algunos casos sigue una forma depositacional paralelo a las vetillas.

- **Meseta Este y Sinter**

- **D1S4B**

- Mineralogía: cuarzo – adularia – calcita – arcillas – limonita.
- Texturas: jigsaw – comb – plumosa – calcita hojosa reemplazada.
- Inclusiones: L-rich de baja T en adularia. Posibles FIAs de ebullición secundaria en cuarzo plumoso. FIAs con dos fluidos, posible presencia de CO₂.
- Eventos: No se reconocen.
- Observaciones adicionales: -

- **D1S2**

- Mineralogía: Cuarzo
- Texturas: jigsaw – moss – colofome – plumoso – mosaico.
- Inclusiones: -
- Eventos: No se reconocen.
- Observaciones adicionales: Roca de jigsaw muy fino con texturas moss y colofome. Opacos en jigsaw. Presencia de cavidades rellenas con cuarzo subhedral a euhedral.

- **Guanaco (Bahía Jara) y Veta Madre (Mallines)**

- **D12S2B**

- Mineralogía: Cuarzo - óxidos de Fe - pirita en trazas (diseminada y en fragmentos líticos)
- Texturas: Jigsaw - mosaico (fracturas y amígdalas) – comb - pseudoacicular-zona l- colofome.
- Inclusiones: FIA secundaria V-rich en cuarzo. FIAs de ebullición en cuarzo.
- Eventos: No se aprecian eventos distintivos.
- Observaciones adicionales: Abundante calcedonia, y recristalización. Muestra consiste en masa fundamental de cuarzo jigsaw y calcedonia, más textura

globulosa marrón. Se presencian cristales individuales y agrupados de mayor tamaño insertos en esta matriz; consistente en cuarzo muchas veces zonados (inclusiones se hallan principalmente en estos). Se observan óxidos de Fe alterando la muestra en parches y vetillas. Asimismo, se hallan vetillas tardías de cuarzo (textura mosaico).

○ **D12S3B**

- Mineralogía: Cuarzo - calcopirita (escasa, diseminada, muy fina) – calcita - óxidos de Fe.

- Texturas: Jigsaw – zonal - calcita hojosa parcialmente reemplazada - flamboyant-mosaico.

- Inclusiones: No FIA probable ebullición.

- Eventos: No se aprecian eventos distintivos.

- Observaciones adicionales: Corte consistente en cuarzo jigsaw y zonas de cristales de cuarzo grueso, marrón a grisáceo. Se observan algunas cavidades y un sector con calcita hojosa y sector adyacente con cuarzo muy grueso. En general se presentan numerosas inclusiones, aunque diseminadas en todo el corte y sin FIAs fácilmente discernibles. Cristales de cuarzo de mayor tamaño presentan inclusiones preferentemente en el centro ricas en fluido y vapor (reemplazo preferencial posterior?). Óxidos de Fe abundantes y calcopirita menor.

○ **D3S1B.A**

- Mineralogía: Cuarzo – calcita - óxidos de Fe – pirita.

- Texturas: Jigsaw - calcita hojosa - calcita hojosa reemplazada por cuarzo - mosaico – prismático.

- Inclusiones: Aisladas, muy pequeñas, escasas.

- Eventos: 5 eventos-zonas diferenciables:

a) Cúmulos de cuarzo jigsaw fino-medio, en una masa marrón clara de calcita-jigsaw fino, con parches grisáceos-negrucos. Estéril.

b) Contacto inferior nítido. Análogo al anterior, con textura de calcita hojosa menor, y mayor calcita hojosa reemplazada por cuarzo, y otro mineral negruzco. El tamaño de la calcita hojosa aumenta hacia la veta, así como la alteración con óxidos (se observa banda de alteración). Trazas de pirita.

c) Contacto inferior difuso. Banda angosta de cuarzo subhedral (cristales crecen hacia la roca caja) seguida de una banda angosta de calcita masiva.

d) Contacto inferior difuso. Zona de jigsaw fino marrón claro (+ calcita?) con textura de calcita hojosa reemplazada por cuarzo, de tamaño medio. Abundantes cavidades con cuarzo prismático. Abundante alteración de óxidos de Fe, preferentemente como reemplazo de calcita hojosa y como impurezas en cuarzo

de cavidades. Disminución gradual hacia la veta en abundancia y tamaño de calcita hojosa reemplazada. Pirita muy fina, diseminada, escasa.

e) Contacto inferior nítido. Abundante calcita hojosa reemplazada de tamaño grueso + cavidades con cuarzo prismático, reemplazo intenso de cuarzo jigsaw y citrino (alteración) creando banda anaranjada. Alteración disminuye abruptamente hacia la veta. Trazas de pirita.

- Observaciones adicionales: Corte cuya textura primordial es de calcita hojosa reemplazada por cuarzo, en numerosos eventos. No se preservan inclusiones fluidas.

○ **D3S1B.B**

- Mineralogía: Cuarzo – biotita – calcita - óxidos de Fe – arcillas - pirita.

- Texturas: Jigsaw – cockade - calcita hojosa reemplazada – coloforme - mosaico.

- Inclusiones: No se observan.

- Eventos: 4 eventos principales

a) Zona bien definida, contacto superior nítido con características de truncamiento (erosivo). Se observa una masa fundamental marrón oscura (probables arcillas) con cuarzo jigsaw; con grandes cristales (2.5 mm medio, 5 mm máx.) de cuarzo, biotita y fragmentos líticos intensamente alterados; así como sombras de líticos (y plagioclasas) reemplazados completamente a arcillas y cuarzo. Textura cockade, así como débil coloforme con bandas de cuarzo microcristalino marrón. Estéril.

b) Zona de calcita hojosa de tamaño medio completamente reemplazado por cuarzo fino. Disolución (aparición de cavidades) aumenta hacia el interior de la veta. Sombras de líticos completamente reemplazados. Trazas de oro? Estéril.

c) Zona de límites difusos, marrón oscuro, con cavidades de gran tamaño y alteración de óxidos de Fe (se observa una banda irregular), desaparición de calcita hojosa. Cuarzo jigsaw de tamaño fino. Trazas de pirita.

d) Zona de calcita hojosa de tamaño grueso reemplazada por cuarzo, aumento abrupto de grandes vesículas completamente rellenas por cuarzo de tamaño medio. Masa fundamental de jigsaw. Aparente aumento de sombras de líticos(?). Estéril.

- Observaciones adicionales: -

○ **D3S6B**

- Mineralogía: cuarzo - calcita

- Texturas: Jigsaw - calcita hojosa reemplazada por cuarzo – zonado - prismático euهدral - flamboyant.

- Inclusiones: No se observan.

- Eventos: No se aprecian eventos distintivos.

Anexo E

ZONA	VETA	NIVEL	ZONA	CÓDIGO MUESTRA	TIPO	CÓDIGO CORTE	TEMPORALIDAD	TEXTURAS															PUNTAJE			
								E1	E3	E4	E5	E6	E9	E10	E11	E12	NE1	NE3	NE4	NE5	O1	O2		O3		
LAGUNA VERDE	DAGNY	Superficie	-	D2 S2B	Veta	D2 S2B		1	1									0	0		0	2				
			-	D2S3B	Veta	D2S3B	✓	1													0	0	1			
		Nivel 250	Norte	D8S1B	Veta	D8S1B		1																1		
			Sur	D8 S1C	Veta	D8 S1C	✓	1		1	1		1				0		0				0	4		
		Nivel 235	Norte	D6 S6A	Veta	D6 S6A	✓	1	1											0				0	2	
				D7 S2 A	Roca caja	D7 S2 A																				-
			D7 S2B	Veta	D7 S2B	✓	1	1		1						0				0		0	0	0	3	
			D7 S2C	Veta	D7 S2C	✓	1	1															0	0	2	
			D7 S2D	Veta	D7 S2D		1	1		1										0				0	0	3
			Sur	D5C	Veta	D5C		1			1										0				0	2
	Nivel 312	Norte	D6 S1A	Veta	D6 S1A		1			1		1		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3		
		Sur	D6S2B	Veta	D6S2B	✓	1	1		1					0	0	0	0	0	0	0	0	0	3		
	Nivel 297	Norte	D5 S7A	Veta	D5 S7A		1								0							0	0	1		
			D7 S1	Veta	D7 S1		1		1							0						0	0	2		
	Nivel 282	Lazo NE2	D5 S6A	Veta	D5 S6A.A		1	1	1	1		1		0									0	0	6	
			D5 S6A.B		D5 S6A.B		1		1		1													0	3	
			D5 S6A.C		D5 S6A.C		1		1			1			0									0	3	
		Norte	D5 S5 (F7B)	veta	F7B	✓	1	1		1		1		0	0	0	0							0	4	
		Sur	D5 S4B	Veta	D5 S4B.A	✓	1	1				1		0											3	
			D5 S4B.B		D5 S4B.B		1			1				0											3	
	Nivel 267	Norte	D5 S1A	Veta	D5 S1A		1	1	1			1			0							0	0	4		
		Sur	D5S2B/F8B	Veta	D5S2B/F8B		1	1		1		1		0	0								0	5		
	Nivel 252	Norte	D5 S3B	Veta	D5 S3B		1				1				0								0	2		
			D6S4B	Veta	D6S4B		1	1	1						0	0	0					0	0	3		
		Sur	D6 S4C	Veta	D6 S4C.A		1	1			1			0	0	0	0						0	3		
			D6 S4C.B		D6 S4C.B		1		1		1				0	0	0	0	0	0	0	0	0	3		
			D6 S4D	Veta	D6 S4D		1								0	0	0	0	0	0	0	0	0	1		
			D12 S2B	Veta	D12 S2B		1		1				1		0	0	0							0	3	
Bahía Jara	GUANACO I	-	-	D12 S3B	Veta	D12 S3B		1	1				1				0				0	0	3			
		-	-	D1 - S4B	Veta	D1S4B		1	1			1						0				0	3			
MALLINES	MESETA ESTE 1	-	-	D1 S2	Veta	D1 S2		1	1	1		1									0	0	4			
	SINTER	-	-	D3 S1B	Veta	D3 S1B.A	✓	1		1		1									0	0	3			
	VETAS MADRE	-	-	D3 S1B	Veta	D3 S1B.B	✓	1		1		1						0				0	3			
				D3S6B	Veta	D3S6B		1	1				1										0	3		

EBULLICIÓN						NO EBULLICIÓN						OTROS	
E1	Rompecabezas	E5	Coloforme	E8	colloform-jigsaw	E11	Calcita hojosa reemplazada	NE1	Calcita rómbica	NE4	Cockade	O1	sacaroidal
E2	Feathery	E6	Calcita hojosa	E9	Esfera fantasma	E12	Cuarzo pseudoacicular	NE2	Masivo	NE5	Peineta	O2	Mosaico subhedral
E3	Flamboyante	E7	coloforme-plumosa	E10	Moho	E13	Crustiforme	NE3	Zonal			O3	Cuarzo euhedral
E4	Plumoso												

Tabla 19 Resumen de petrografía microscópica realizada en un total de 34 cortes *quickplates*. Se detalla las texturas de ebullición y no ebullición observadas en cada corte. (1) indica presencia de textura de ebullición (0) indica presencia de textura de no ebullición u otra. Números en rojo indican presencia de la textura correspondiente, pero de muy baja intensidad o persistencia. El puntaje calculado para cada corte corresponde a la suma simple de las texturas de ebullición. El código en naranja indica el corte transparente realizado en muestra de roca caja.

Anexo F

Inicialmente, se deben establecer los parámetros a utilizar en el panel de opciones (Figura 64). De manera estándar, se fijan los Standard Runs en 4, el Instrument Settings en Counts per second; y en el presente caso, en Method debe seleccionarse la opción Use normalization to y fijarla en 100% óxidos. Finalmente, se establece la sensibilidad del límite de detección (LOD) en 3σ .

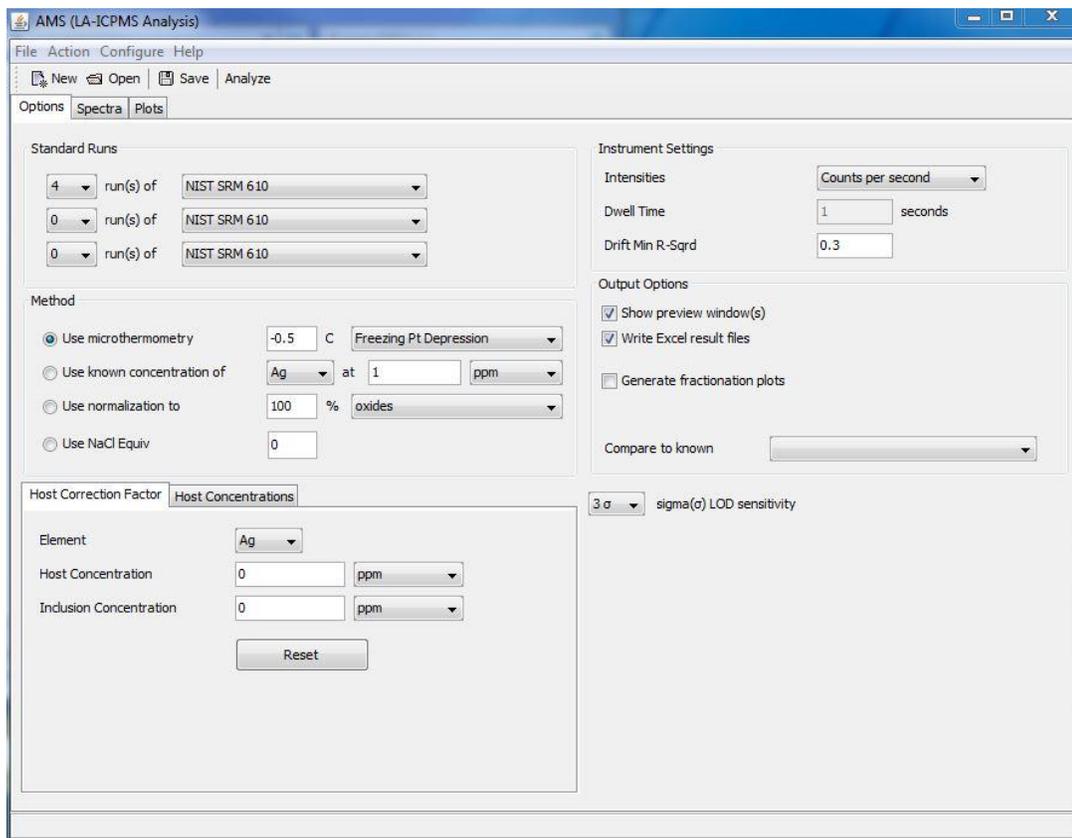


Figura 64 Panel de control del software AMS.

A continuación, deben seleccionarse los intervalos de interés de la muestra analizada. En nuestro caso, al analizarse la concentración de elementos en el huésped, se fija el intervalo entre unos 5 segundos después del comienzo de la ablación y unos 5 segundos antes de que la señal decaiga.

De forma análoga, se debe definir la señal de fondo y la señal de la muestra en el estándar NIST SRM-610. En el caso de la señal de fondo, es importante acotar el rango hasta un límite de entre 1 segundo y 5 segundos antes que comience la ablación. Adicionalmente, todas las señales de muestra deben tener el mismo tiempo de integración, comenzando al menos 5 segundos después del inicio de la ablación con el objetivo de evitar la contaminación remanente en la superficie de la muestra (Figura 65).

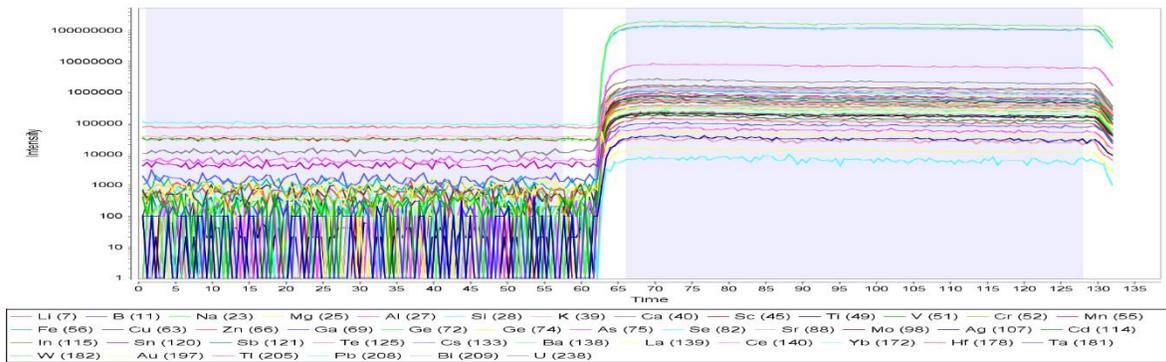


Figura 65 Standard NIST SRM-610 con su señal de fondo y muestra ajustados.

Por último, y una vez realizadas todas las indicaciones, se presiona el botón de “Analizar”, el cual generará una multitud de archivos Excel con las concentraciones de los elementos seleccionados para cada uno de los intervalos de interés establecidos.

Anexo G

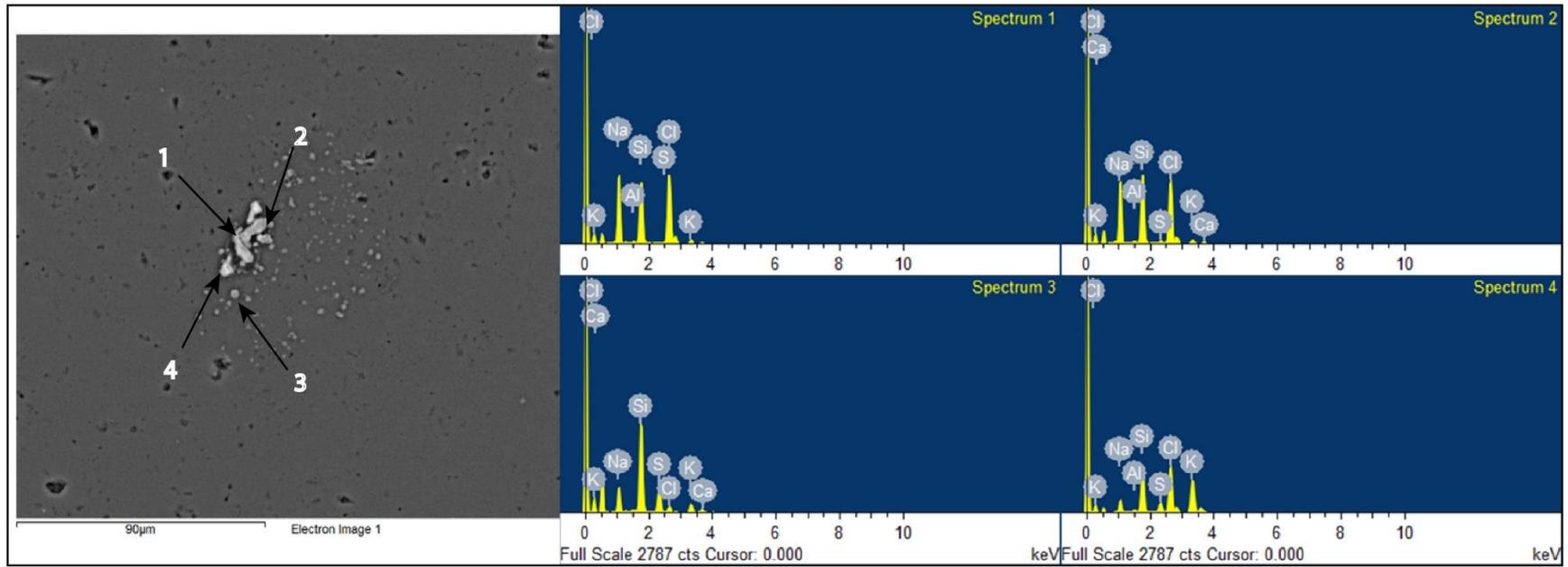


Figura 66 Análisis SEM-BSE en inclusiones decrepitadas en cuarzo rompecabezas. Se detecta presencia de Na, K, Cl y S.

Anexo H

ID	Mineral	Elementos Mayores [% wt]								
		Na (23)	Mg (25)	Al (27)	Si (28)	K (39)	Ca (40)	Ti (49)	Mn (55)	Fe (56)
"Adularia Inicio"	Huésped 1	0.01	32.39	0.04	0.09	0	57.29	0	3.95	6.18
		0.02	29.87	0.04	0.11	0	57.23	0	3.84	8.83
		0.01	33.07	0.03	0.1	0	57.57	0	3.7	5.47
		0.1	33.12	0.04	0.47	0.01	57.97	0	3.31	4.93
	Huésped 2	0.24	26.67	0.06	0.49	0.01	56.14	0	5.14	11.21
		7.82	18.4	1.12	39.19	0.61	28.13	0.01	2.08	2.48
	Huésped 3	9.79	13.31	1.41	49.79	0.78	20.05	0.01	1.26	3.43
		13.5	5.79	1.45	69.69	1.06	7.93	0.01	0.16	0.23
		13.47	6.4	1.49	68.01	1.05	8.77	0.01	0.22	0.38
		13.69	5.85	1.6	68.8	1.06	8.13	0.02	0.2	0.46

ID	Mineral	Elementos Trazas [ppm]										
		Cu (63)	Zn (66)	As (75)	Mo (98)	Ag (107)	Ba (138)	La (139)	Ce (140)	Yb (172)	Au (197)	Pb (208)
"Adularia Inicio"	Huésped 1	4.9	84.1	0.8	LOD	LOD	2.3	50	79	14.4	LOD	4.5
		1.3	157.7	0.8	LOD	LOD	3.1	34.6	56.9	13.3	LOD	3.5
		3.1	68.5	1.5	0.2	LOD	2	23.5	39.8	15.5	LOD	2.4
		6.1	54.6	11.2	LOD	LOD	2.4	13.5	24.6	24.4	LOD	2.5
	Huésped 2	1.3	130.8	26.6	LOD	LOD	3.6	25.3	41	7.3	LOD	2.2
		17	24.2	537.3	LOD	LOD	138.6	15.3	23.5	5	LOD	89.8
	Huésped 3	12.7	27.7	642.6	LOD	LOD	170.1	5.9	8.9	1.9	LOD	31.8
		2.8	5.7	886.1	LOD	0.1	217.6	2.1	3.2	0.4	LOD	7
		2.9	8.6	900.9	LOD	0.1	215.6	2.1	3.3	0.6	LOD	8.1
		3.3	5.8	919	LOD	0.1	223	1.7	2.5	0.2	LOD	7.7

ID	Mineral	Elementos Mayores [% wt]								
		Na (23)	Mg (25)	Al (27)	Si (28)	K (39)	Ca (40)	Ti (49)	Mn (55)	Fe (56)
"Adularia medio"	Huesped 1	0.04	31.9	0.02	0.07	-	57.75	-	4.96	5.23
		-	34.56	0.04	0.09	-	57.82	-	3.45	4.01
	Huesped 2	0.01	11.06	6.27	43.33	1.64	26.66	0.01	1.65	9.25
		0.01	2.08	28.69	56.63	8.3	2.76	0.01	0.18	1.16
	Pirita	-	0.23	1.4	4.01	0.36	0.3	0.04	0.07	91.72
		-	0.14	0.2	0.39	0.02	0.04	0.05	0.08	96.93

ID	Mineral	Elementos Trazas [ppm]									
		Cu (63)	Zn (66)	As (75)	Mo (98)	Ag (107)	La (139)	Ce (140)	Yb (172)	Au (197)	Pb (208)
"Adularia medio"	Huesped 1	LOD	44.43	0.73	LOD	LOD	15.62	23.68	3.37	LOD	1.45
		LOD	37.35	LOD	0.15	LOD	7.98	13.56	13.89	LOD	0.40
	Huesped 2	31.46	210.67	140.23	31.63	30.75	5.92	10.60	2.45	0.24	53.42
		108.13	121.37	7.10	7.06	3.42	8.03	14.67	0.49	LOD	12.40
	Pirita	640.73	42.36	9143.21	31.21	1214.88	1.35	2.21	0.08	1.93	1701.33
		564.80	3.57	10674.08	7.02	1042.07	0.08	0.14	LOD	1.75	2739.95

ID	Mineral	Elementos Mayores [% wt]								
		Na (23)	Mg (25)	Al (27)	Si (28)	K (39)	Ca (40)	Ti (49)	Mn (55)	Fe (56)
"Adularia final"	Huesped 1	0.04	31.94	0.02	0.09	-	56.74	-	4.87	6.26
		0.01	32.41	0.01	0.09	-	57.16	-	5.45	4.84
		0.01	30.92	0.03	0.09	-	56.79	-	6.19	5.94
		0.01	33.25	0.02	0.08	-	57.37	-	4.47	4.77

ID	Mineral	Elementos Trazas [ppm]									
		Cu (63)	Zn (66)	As (75)	Mo (98)	Ag (107)	La (139)	Ce (140)	Yb (172)	Au (197)	Pb (208)
"Adularia final"	Huesped 1	LOD	44.05	LOD	LOD	LOD	11.19	21.91	11.18	LOD	0.72
		LOD	48.46	LOD	LOD	LOD	18.41	29.41	6.74	LOD	0.71
		LOD	68.76	LOD	LOD	LOD	18.41	31.11	5.38	LOD	0.80
		LOD	53.06	LOD	LOD	LOD	14.20	25.25	7.73	LOD	0.46

ID	Mineral	Elementos Mayores [% wt]								
		Na (23)	Mg (25)	Al (27)	Si (28)	K (39)	Ca (40)	Ti (49)	Mn (55)	Fe (56)
"Opacos final"	Pirita	-	0.01	0.02	0.09	0.01	0.01	0.06	0.03	91.35
		-	0.02	0.55	0.66	0.2	0.06	0.05	0	94.95
		0.01	0.09	0.47	0.75	0.12	0.38	0.05	0.05	95.61

ID	Mineral	Elementos Trazas [ppm]								
		Cu (63)	Zn (66)	As (75)	Se (82)	Mo (98)	Ag (107)	Sb (121)	Au (197)	Pb (208)
"Opacos final"	Pirita	661.21	29268.67	29178.37	31.66	1.62	1633.83	40.27	5.48	290.34
		300.56	38.20	16081.89	30.69	6.79	8678.87	178.00	5.04	348.07
		983.12	46.25	4350.81	10.51	29.56	12367.31	384.48	6.18	2712.03

ID	Mineral	Elementos Mayores [% wt]										
		B (11)	Na (23)	Mg (25)	Al (27)	Si (28)	K (39)	Ca (40)	Ti (49)	Mn (55)	Fe (56)	
"Coloforme"	Cuarzo: Banda 1	0.02	-	0.01	0.01	99.8	0.01	0.12	-	-	-	
		0.03	0.01	-	0.02	99.85	0.01	0.05	-	-	-	
		0.03	0.01	-	0.01	99.82	0.01	0.09	-	-	-	
	Cuarzo: Banda 2	0.02	-	-	0.01	99.88	-	0.04	-	0.01	-	
		0.03	-	-	-	99.85	-	0.06	-	0.02	-	
		0.03	-	-	-	99.85	-	0.06	-	0.02	-	
	Cuarzo: Banda 3	0.02	-	-	0.01	99.87	-	0.05	-	0.01	-	
		0.03	0.01	-	0.01	99.82	0.01	0.07	-	0.03	-	
		0.03	0.01	-	0.01	99.82	0.01	0.07	-	0.02	-	
			0.03	0.01	0	0.01	99.82	0.01	0.07	-	0.03	-

ID	Mineral	Elementos Trazas [ppm]																
		Cu (63)	Zn (66)	Ga (69)	Ge (74)	As (75)	Sr (88)	Mo (98)	Ag (107)	Sb (121)	Cs (133)	Ba (138)	La (139)	Ce (140)	Au (197)	Ti (205)	Pb (208)	
"Coloforme"	Cuarzo: Banda 1	LOD	LOD	3.15	LOD	4.95	9.90	0.11	0.14	54.78	0.59	13.46	0.02	0.04	LOD	0.02	3.15	
		LOD	LOD	3.06	0.33	3.15	10.84	LOD	0.12	80.62	0.94	18.63	0.05	0.05	LOD	0.03	2.02	
		LOD	LOD	2.13	0.23	1.22	15.04	LOD	0.10	102.24	1.06	22.35	4.74	0.04	LOD	0.05	1.32	
	Cuarzo: Banda 2	LOD	2.81	26.50	LOD	1.18	1.99	0.12	0.07	51.38	0.14	7.26	LOD	0.03	LOD	0.01	1.85	
		LOD	LOD	37.94	LOD	LOD	2.36	0.12	LOD	67.79	0.20	8.23	LOD	0.02	LOD	0.01	1.13	
		LOD	LOD	39.33	0.24	LOD	2.61	LOD	LOD	70.60	0.19	7.86	0.04	0.01	LOD	0.01	0.81	
	Cuarzo: Banda 3	LOD	1.63	31.49	0.25	LOD	2.26	0.13	LOD	61.37	0.16	10.63	2.22	0.02	LOD	0.02	0.79	
		LOD	LOD	50.53	LOD	LOD	2.96	LOD	0.40	65.75	0.26	10.75	LOD	0.02	LOD	0.01	0.93	
		LOD	LOD	49.30	LOD	1.07	3.24	LOD	0.07	64.61	0.28	13.40	LOD	0.01	LOD	0.01	0.81	
			LOD	1.81	60.67	LOD	LOD	3.07	LOD	0.10	63.92	0.23	10.93	LOD	0.04	LOD	0.03	0.79

ID	Mineral	Elementos Mayores [% wt]								
		Na (23)	Mg (25)	Al (27)	Si (28)	K (39)	Ca (40)	Ti (49)	Mn (55)	Fe (56)
"Jigsaw"	Cuarzo	0.01	0.01	0.22	99.68	0.02	0.01	-	0.01	0.01
		0.01	0.01	0.22	99.68	0.01	0.01	-	0.01	0.02
		0.01	0.02	0.15	99.74	0.01	0.01	-	0.02	0.01
		0.01	0.01	0.20	99.71	0.01	0.01	-	0.01	0.00

ID	Mineral	Elementos Trazas [ppm]								
		Cu (63)	Ga (69)	As (75)	Sr (88)	Ag (107)	Sb (121)	Ba (138)	Au (197)	Pb (208)
"Jigsaw"	Cuarzo	LOD	3.61	LOD	8.26	1.63	7.62	32.33	LOD	11.10
		LOD	4.31	1.10	3.00	1.06	7.72	22.47	LOD	0.97
		LOD	5.37	LOD	3.95	1.59	11.90	24.25	LOD	1.25
		LOD	5.43	LOD	3.22	0.95	11.98	31.13	LOD	0.61

Tabla 20 Datos de concentración (ppm) obtenidos mediante LA-ICPMS en mineralogía huésped de muestras estudiadas. LOD: bajo el límite de detección. "-": concentración de elemento mayor <0.1% wt.

Anexo I

CÓDIGO MUESTRA	TIPO	NORTE	ESTE	ELEVACIÓN	LITOLÓGÍA	Ag [g/t]	Au [g/t]
D12 S1B	Roca caja	4841715	278725	433	Veta de cuarzo	1.02	0.52
D12 S1D	Veta	4841715	278725	433	Veta de cuarzo	2.56	0.39
D12 S2B	Veta	4842123	278645	409	Veta de cuarzo	2.02	0.29
D12 S3B	Veta	4842669	278640	423	Veta de cuarzo	354.40	5.45
D1 - S4B	Veta	4837930	288024	1131	Veta de cuarzo	0.85	0.13
D1 S2	Veta	4835660	286517	1328	Brecha Hidrotermal	1.00	0.05
D3 S1B	Veta	4837622	281939	942	Veta de cuarzo	120.29	0.60
D3 S1C	Veta	4837622	281939	942	Brecha Hidrotermal	15.55	1.55
D3 S4B	Veta	4837818	281873	862	Veta de cuarzo	96.51	1.46
D3S5B	Veta	4837819	281937	857	Veta de cuarzo	7.64	0.17
D3S5C	Veta	4837819	281937	857	Veta de cuarzo	26.56	6.16
D3S6B	Veta	4837926	281917	871	Veta de cuarzo	12.10	0.05

Tabla 21 Datos de leyes de Ag y Au en muestras provenientes del sector de Mallines y Bahía Jara.

MUESTRA	ESTE	NORTE	COTA	TIPO	ESTRUCTURA	OBS ESTRUCTURA	ANCHO	Au ppm	Ag ppm	Zn ppm	Pb ppm	As ppm	Cu ppm	Sb ppm
7020	271154.00	4840971.00	315.00	Geoquímica	Vetilla	Dagny Vn-x0.3m, fxlIn white silica with dru qt in micro vn, some vugs may be leached out tuff frags, red and Drk-brn hem & goet w/ jaro, Surface sample	-	0.30	12.14	50.61	35.72	28.78	0.50	-
7021	271130.00	4840998.00	311.00	Geoquímica	Vetilla	Dagny Vn-x0.3m, fxlIn white silica with dru qt in micro vn, some vugs may be leached out tuff frags, red and Drk-brn hem & goet w/ jaro, Surface sample	-	0.05	8.05	94.63	26.90	40.84	0.50	-
7022	271317.00	4840835.00	302.00	Geoquímica	Vetilla	Dagny Vn-x0.3m, fxlIn white silica with dru qt in micro vn, some vugs may be leached out tuff frags, red and Drk-brn hem & goet w/ jaro, Surface sample	-	0.05	6.16	24.94	23.94	11.97	0.50	-
292477	271171.61	4840978.17	310.34	Geoquímica	Veta	veta qtz baritina 60 cm	0.60	0.10	17.50	121.25	19.32	36.14	13.99	9.18
292478	271210.07	4840951.84	310.35	Geoquímica	Veta	veta qtz baritina 7 cm	0.07	0.10	14.38	21.91	7.30	14.19	10.62	15.19
292479	271268.40	4840902.64	300.45	Geoquímica	Veta	veta qtz baritina 40 cm	0.40	0.13	20.09	32.59	13.97	14.98	13.30	17.18
292480	271293.10	4840887.42	298.06	Geoquímica	Veta	veta qtz baritina 35 cm	0.35	0.13	15.26	749.63	123.72	22.57	12.64	11.79
292481	271310.75	4840860.11	301.13	Geoquímica	Veta	veta qtz-baritina 30 cm	0.30	0.10	10.91	36.56	15.96	11.99	12.63	12.19
292482	271341.26	4840829.85	299.90	Geoquímica	Veta	veta qtz baritina 50 cm	0.50	0.23	13.33	77.23	13.98	18.00	12.65	13.80
292483	271362.51	4840805.86	289.14	Geoquímica	Veta	veta qtz baritina 60 cm	0.60	0.20	383.92	45.30	87.93	49.38	27.98	55.37

Tabla 22 Datos de leyes de veta Dagny en superficie.

Anexo J

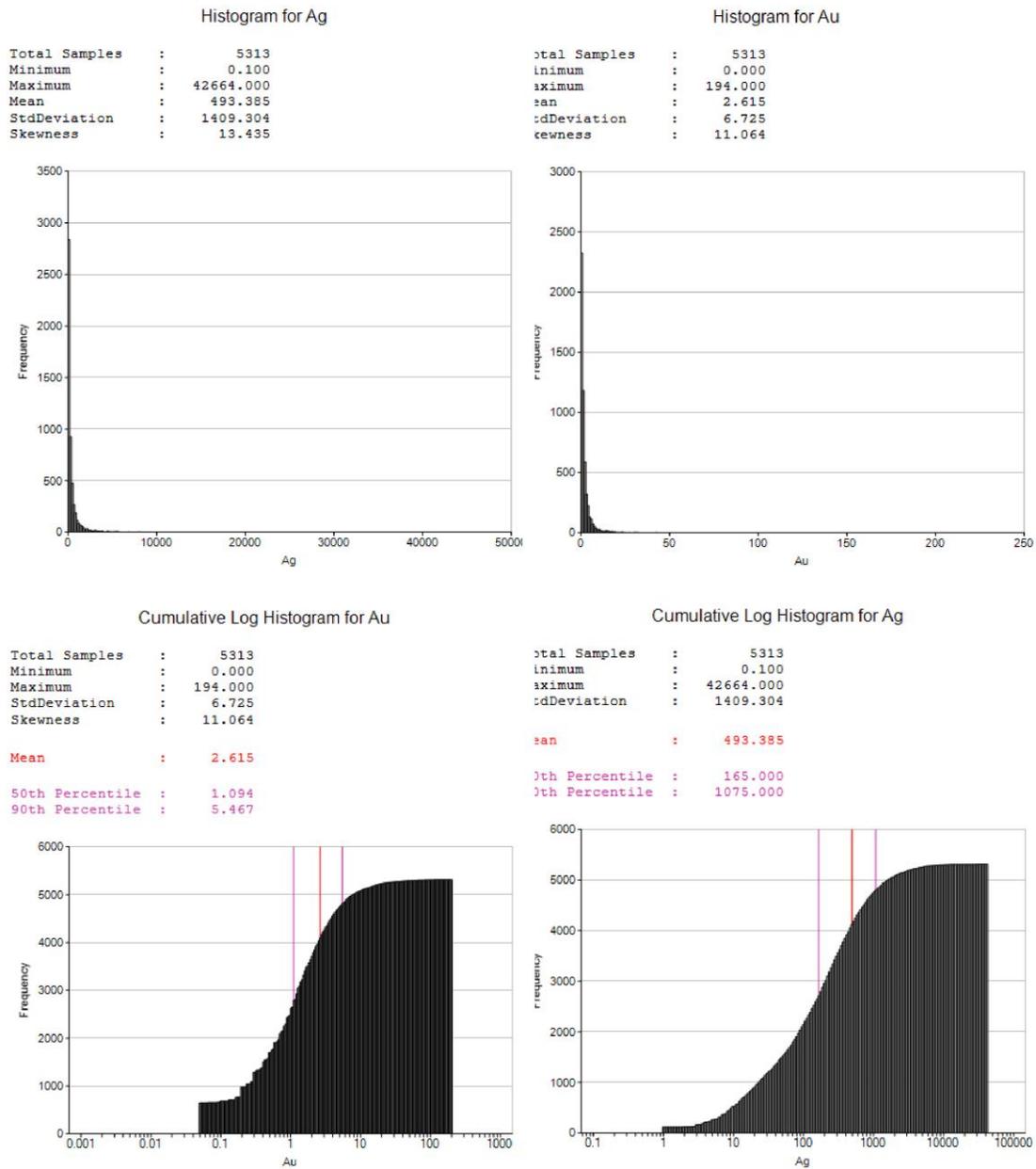


Figura 67 Histogramas normal y de distribución acumulada de leyes de Au y Ag en veta Fabiola.

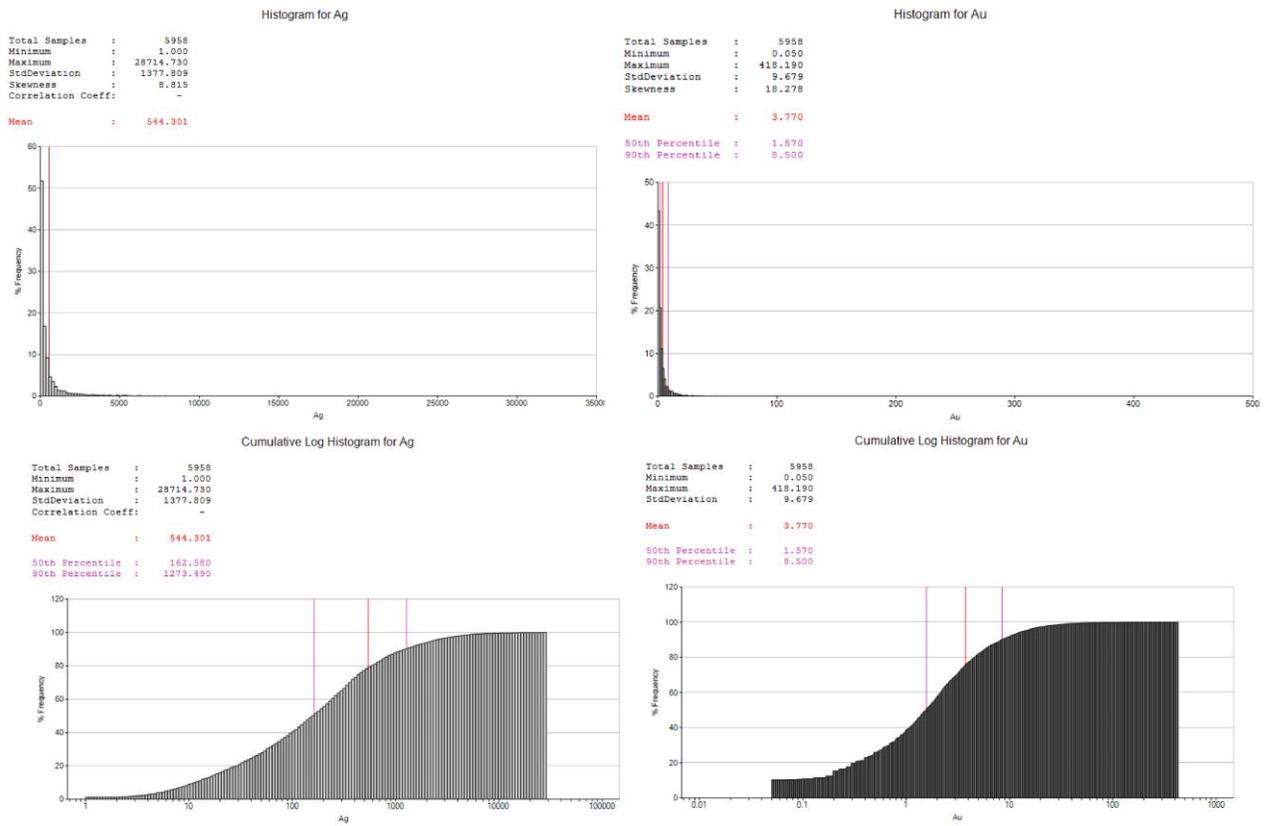


Figura 68 Histogramas normal y de distribución acumulada de leyes de Au y Ag en veta Dagny.

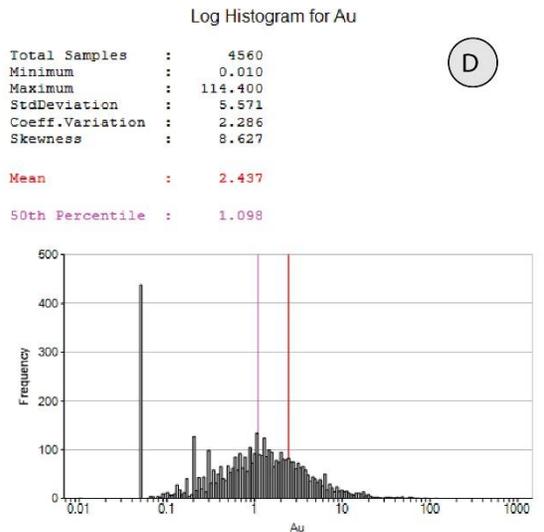
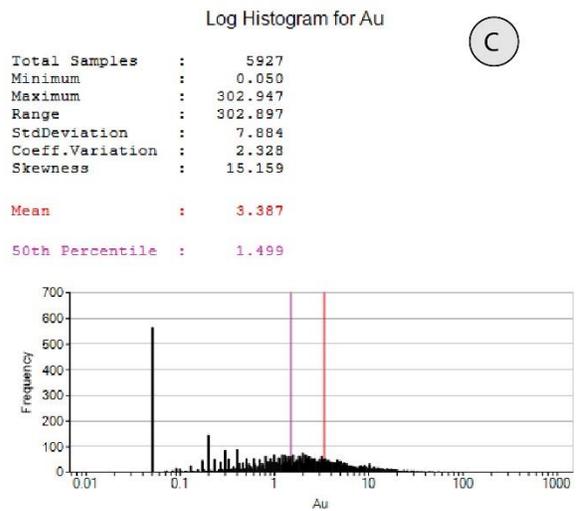
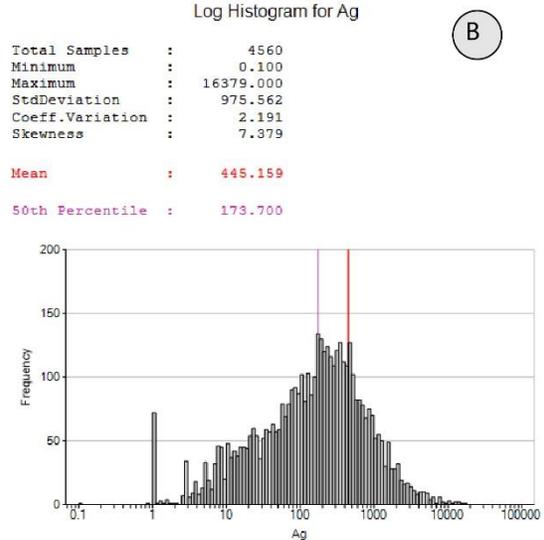
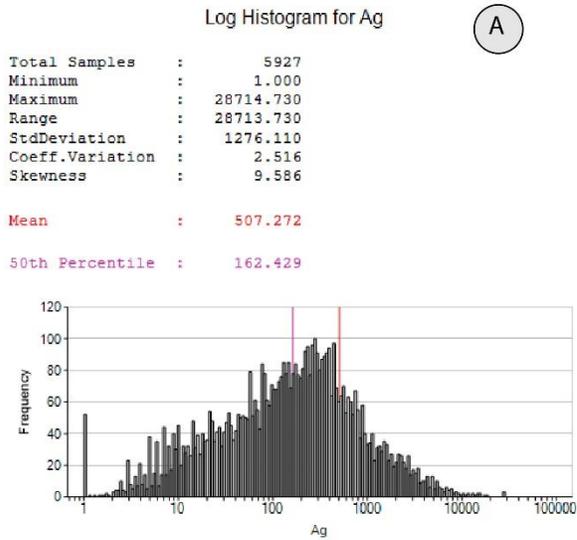


Figura 69 Histogramas Log-normal de datos compositados, a 0.8 m para veta Fabiola, y a 0.7 m para veta Dagny. (A) Ag en veta Dagny, (B) Ag en veta Fabiola, (C) Au en veta Dagny, (D) Au en veta Fabiola.

Anexo K

Muestra	Norte	Este	Elevación	INDICADORES PARA BCF								
				Ebullición	Adularia	Coloforme	Hojosa	FIA V-rich	Rompecabezas	Flamboyante	Musgo	BCF
D6 S1A	4841540	271075	318				1	1	1			7
D6S2B	4841558	271043	317			1			1	1		5
D5 S7A	4841434	271191	314			1		1	1			7
D7 S1	4841603	271043	303			1	1		1			7
D5 S6A	4841567	271064	288	1	1	1	1	1	1	1	1	20
D5 S5 (F7B)	4841589	271057	288			1		1	1	1		8
D5 S4B	4841445	271205	283	1			1		1			9
D5 S1A	4841525	271110	271			1		1	1	1		8
D5S2B/F8B	4841400	271325	271			1	1		1	1	1	9
D5 S3B	4841495	271165	254						1			1
D6S4	4841412	271239	254			1	1		1	1	1	9
											Media	8.18

Muestra	Norte	Este	Elevación	INDICADORES PARA BCF								
				Ebullición	Adularia	Coloforme	Hojosa	FIA V-rich	Rompecabezas	Flamboyante	Musgo	BCF
D2 S2B	4840998	271130	311					1	1	1		5
D2S3B	4840835	271137	302	1	1			1	1			12
D8 S1	4840890	271265	254		1	1	1	1	1			13
D6 S6A	4840829	271321	254						1	1		2
D7 S2	4841030	271095	241	1		1		1	1	1		13
D5C	4840803	271335	241			1			1			4
											Media	8.17

Tabla 23 Base de datos textural utilizada para modelamiento 3D, en veta Fabiola y Dagny respectivamente.

Anexo L

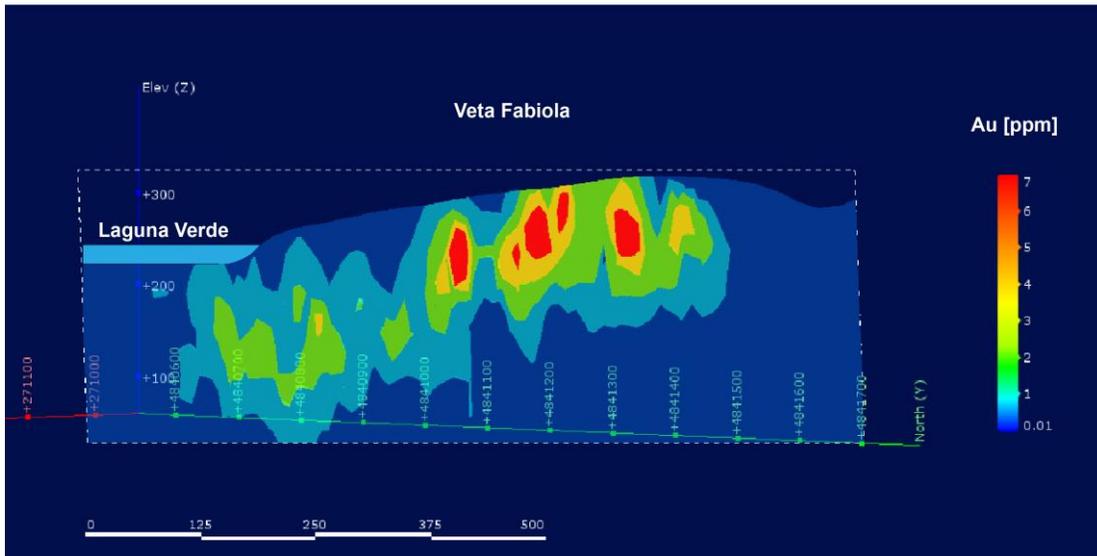


Figura 70 Interpolador esférico de leyes de Au en veta Fabiola

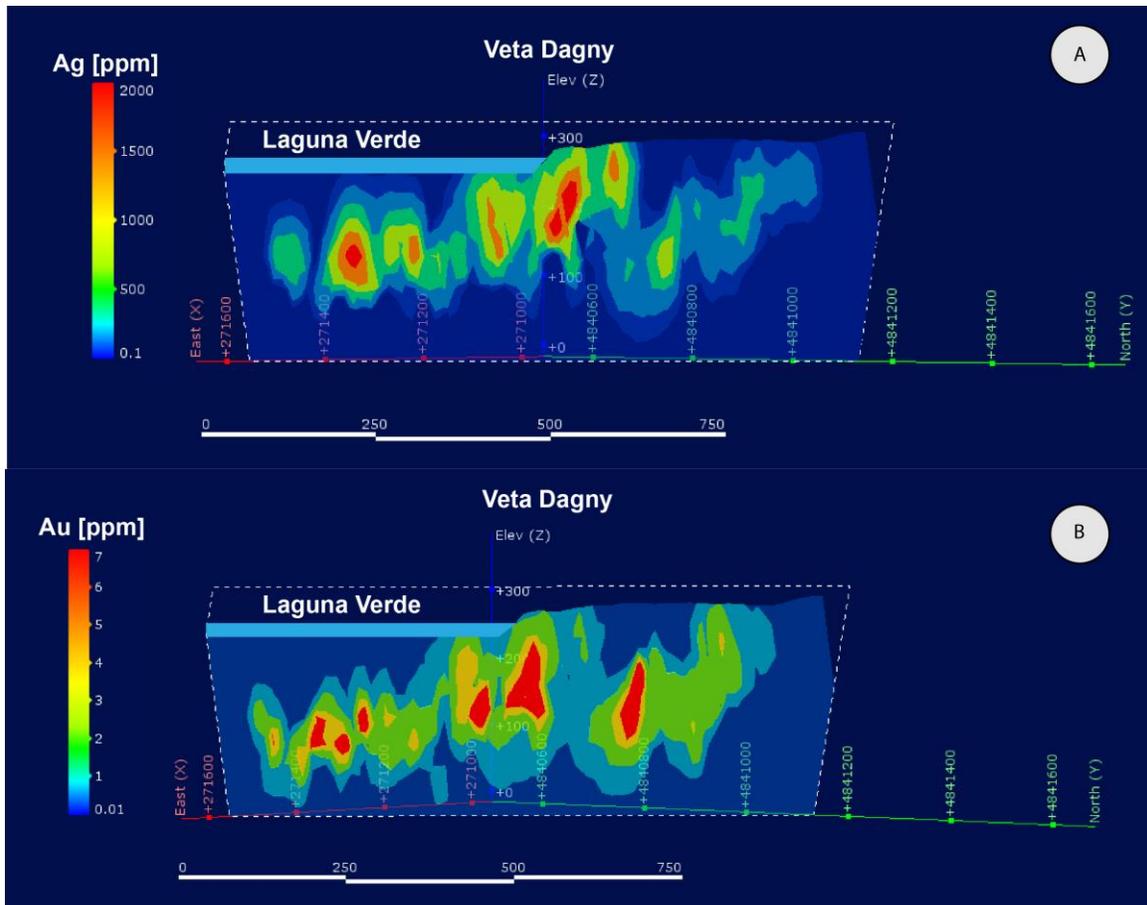


Figura 71 Interpolador esférico de leyes de Ag (A) y Au (B) en veta Dagny

Anexo M

DETALLE					EVOLUCIÓN TENTATIVA										INCLUSIONES				
VETA	NIVEL	ZONA	CÓDIGO MUESTRA	OBSERVACIONES	TEMPORALIDAD		EVENTO TEXTURAL PRESENTE				DETALLE Y CORRELACIÓN TENTATIVA DE EVENTOS								
DAGNY	Superficie	-	D2 S2B	Yeso/Especularita		0				4	*	Host- jig	comb - zon (citrino) /esteril	-	-	-	Hematita - clorita en host	L rich + sol sec in comb (4)	
		-	D2S3B	Yeso/Fluorita	ü					3	4	*	-	jigsaw / py (muy escasa)- esteril	mosaico - pris / fluorita - esteril	-	-	Hematita - Magnetita - clorita	L-rich primary in fluorite (4)
	Nivel 250	Norte		D8 S1B	Borde Este de una veta (40cm). Parte de la sucesion: cuarzo band +carb / cuarz + pirita/ c crist / c b /c + p /c + Ag	ü	?						jigsaw menor/adularia-electrum-acantita-pirita	-	-	-	-	-	-
				D8 S1C	Borde Oeste de una veta (40cm). Parte de la sucesion: cuarzo band +carb / cuarz + pirita/ c crist / c b /c + p /c + Ag	ü		1	2	3		*	-	Jigsaw / Pirita (diseminada) - Calcita	C.Hojosa / Pirita (banda previa, abundante)	Coloforme - Mosaico / Pirita (idem anterior)	-	Ox. Fe en pirita / clorita	No FIA L-V rich inclusions in jigsaw (3). V-rich primary in col and ch (2) (3)
		Sur	D6 S6A	Veta de 35 cm.	ü	0	1	2	3	4	*	Jigsaw / Host rock (+pyrite dis-opacos)	Jigsaw / py (bandas-diseminado)- ca.	jigsaw - fant cal hoj?/ (banda previa abundante)	jigsaw - plumoso /esteril-ca?	comb- vetillas /FI-cl-ca - esteril	Ox. Fe en pirita	L-rich prim en FI (4) y sec en Host qtz (0)	
	Nivel 235	Norte		D7 S2 A	Fiammes soldadas, con pirita.								Toba cristalina + pirita - mg - pirrotina	-	-	-	-	-	-
				D7 S2B	Veta 25 cm, cuarzo bandeado, cuarzo cristalino, cuarzo negro con sulfuros. Borde Este	ü		1		3		*	-	Jigsaw - mosaico - ct (menor) / + py (dis - vet)	(3) mosaico-coloforme - flam - jigsaw - gel de silice/ ca romb esteril	-	Ox. Fe en pirita / clorita	Ebullicion FIA sec en mosaico	
			D7 S2C	Veta 25 cm, cuarzo bandeado, cuarzo cristalino, cuarzo negro con sulfuros. Centro	ü	?						jigsaw-mosaico-plumoso/opacos bandeados y rojizos	-	-	-	-	-	-	
			D7 S2D	Veta 25 cm, cuarzo bandeado, cuarzo cristalino, cuarzo negro con sulfuros. Borde Oeste	ü		1	2					Jigsaw - mosaico / + py (dis - vet) + rojizos y azulados	jigsaw-flamboyante-mosaico-euhedral-coloforme/esteril	-	-	-	-	
		Sur	D5C	-			1				4		jigsaw / py + cpy (diseminado - abund)	zon -comb /esteril	-	-	-	-	

Tabla 24 Identificación y correlación de eventos texturales y mineralógicos observados en cortes realizados en muestras de veta Dagny.