



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA



Metalogénesis del depósito epitermal Amancaya, desierto de Atacama, Chile

Tesis Doctoral

Lic. Paola Lopez

Directores:

Dr. Diego M. Guido y Dr. Gerardo N. Páez

2019

CONICET



Índice

Agradecimientos	5
Resumen.....	7
Abstract	9
Capítulo 1: Introducción	12
1.1 Introducción	13
1.2 Antecedentes	19
1.3 Plan de Tesis	21
1.4 Esquema de Tesis	22
1.5 Metodología de trabajo	23
1.6 Referencias	27
Capítulo 2: Geología del area de estudio	30
2.1 Introducción	31
2.2 Geología Regional.....	32
Basamento Pre-Cretácico Superior	33
Cretácico Superior	35
Paleoceno-Eoceno inferior	38
Eoceno Medio-Oligoceno	39
Oligoceno-Mioceno	39
Mioceno	41
Mioceno Superior -Holoceno	41
2.3 Geología Local	42
Litofacias del Miembro Inferior de la Fm. Chile-Alemania.....	42
Facies Lávicas y Piroclásticas	45
Facies Intrusivas Subvolcánicas.....	53
Facies Dómicas	55
Geoquímica del magmatismo paleoceno.....	57
2.4 Discusión	60
Petrogénesis del Magmatismo Paleoceno	60
Vinculación geoquímica de las unidades del miembro Inferior de la Fm. Chile Alemania .	63
Modelo evolutivo para el vulcanismo de la Fm Chile-Alemania en la zona de estudio.....	63
2.5 Consideraciones Finales	67
2.6 Referencias	70
Capítulo 3: Análisis estructural del Sistema Veta Central y su entorno	72
3.1 Introducción	73
3.2 Marco Tectónico Regional.....	74

3.3 Marco Tectónico del Magmatismo del Distrito Amancaya.....	78
3.4 Marco Tectónico de la Mineralización (Sistema Veta Central)	81
Características morfoestructurales del depósito	82
Veta Central Norte	82
Veta Central Sur	84
Marco tectónico del Sistema Veta Central.....	85
Caracterización de la cinemática sinmineralización (T1)	86
Caracterización de la cinemática postmineralización (T2).....	92
3.5 Discusión	94
Control estructural en la distribución de la mineralización	94
Clavos mineralizados en la Veta Central Norte	98
Clavos mineralizados en la Veta Central Sur	100
3.6 Consideraciones Finales	103
3.7 Referencias	105
Capítulo 4: Caracterización del relleno hidrotermal del Sistema Veta Central.....	109
4.1. Introducción	110
4.2. Caracterización Geoquímica del Sistema Veta Central	112
Distribución del Au y la Ag	116
Relaciones entre elementos como vectores de flujo.....	120
4.3 Pulsos Hidrotermales	121
4.4 Episodios Hidrotermales	149
4.5 Alteración hidrotermal.....	152
4.6 Inclusiones fluidas	156
Petrografía.....	157
Microtermometría	160
4.7 Isótopos estables.....	163
4.8 Discusión	164
Origen del fluido hidrotermal	164
Evolución del fluido	166
Colapso del Sistema	176
Edad de la mineralización	177
4.9 Consideraciones finales.....	179
4.10 Referencias.....	182
Capítulo 5: Consideraciones Finales.....	186
5. Consideraciones Finales	187
5.1 Modelo Metalogenético.....	187

Clasificación del depósito.....	192
5.2 Modelo de Exploración	195
Mapeo	196
Mapeo Litológico.....	196
Mapeo de “Floats”	197
Mapeo estructural.....	198
Análisis estructural	203
Modelado geológico.....	205
Mapeo de Pulsos	207
Análisis geoquímicos	209
Estudio de Alteración Hidrotermal.....	212
Inclusiones fluidas e isótopos estables	213
5.3 Referencias.....	215

Agradecimientos

La autora agradece a las siguientes instituciones, compañías y personas que han colaborado con el presente trabajo de Tesis Doctoral:

-A mi Familia y Amigos por acompañarme siempre y en cada emprendimiento durante mi carrera profesional, por el apoyo en los momentos de debilidad y por el amor con que comparten conmigo cada logro.

-A mis directores, al Dr. Diego Guido, por haber confiado en mí para esta propuesta y por sus valiosas sugerencias; y al Dr. Gerardo Páez, por su paciencia y apoyo en cada etapa de la tesis, siempre dispuestos ante mis dudas y consultas.

-A la empresa Austral Gold Argentina S.A. por el apoyo económico y logístico que permitieron la realización de este trabajo de investigación. En especial a Stabro Kasaneva y a todo el equipo geológico y técnico de la Compañía Minera Guanaco quienes estuvieron siempre dispuestos a colaborar.

-A las autoridades del INREMI, a su director Dr. Raúl Fernández, y su antecesor Dr. I. B. Abel Schalamuk por haberme recibido en el instituto y brindarme todo su apoyo para poder llevar adelante este trabajo.

-A todos mis compañeros en el INREMI, quienes siempre estuvieron dispuestos a colaborar en lo que sea, desde un mate, una consulta al microscopio, charlas geológicas, charlas técnicas, charlas de la vida y el afectuoso trato cotidiano con cada uno de ellos.

-Al Dr. Luciano López por sus valiosos aportes en el manejo del software Leafrog Geo para desarrollar gran parte de los trabajos de tesis. Al SEG-Student Chapter UNLP y a su presidente 2018 Facundo De Martino, por haber facilitado las licencias de dicho software.

- A la Dr. Melisa Salvioli y la Lic. Marcela Curci por su apoyo en los estudios de inclusiones fluidas y las interminables tardes de ensayos.

- Al Dr. Remigio Ruiz, del centro Tecnológico Y-TEC, por su apoyo en los trabajos de microscopía y espectroscopía Raman.

-Al Lic. Miguel del Blanco por su apoyo en la petrografía y calcografía. Al Dr. Daniel Poiré y al Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP) quienes aportaron los análisis de difracción de Rayos X.

-A tod@s los que de forma directa o indirecta colaboraron con este trabajo de tesis, con una palabra de aliento o con un consejo. A todos mis antiguos compañeros de trabajo que siguen brindándome su apoyo y acompañamiento. A tod@s las personas maravillosas que esta

experiencia me permitió conocer en viajes, cursos, congresos y reuniones que compartieron sus experiencias conmigo y me permitieron seguir aprendiendo.

Resumen

El proyecto Amancaya se encuentra ubicado a 215 km al sur-sudeste de la ciudad de Antofagasta y a 70 km al este de la ciudad de Taltal en el borde occidental de la unidad morfoestructural denominada Depresión Central, en la II Región, Chile. Este distrito minero comprende un conjunto de mineralizaciones vetiformes epitermales de Au-Ag emplazadas en rocas paleocenas del miembro Inferior de la Fm Chile-Alemania que representan el arco magmático para el Paleoceno Inferior. Este arco se desarrolla bajo un régimen tectónico levemente extensional orientado oblicuo a la subducción normal entre la placa de Farallones y la placa Sudamericana (NNE-SSO), lo que determina un campo de esfuerzos particular donde el σ_1 es vertical y en el plano horizontal el acimut del esfuerzo σ_2 oscila entre $N1^\circ$ y $N10^\circ$ y el σ_3 entre $N91^\circ$ y $N100^\circ$.

El sistema estructural en el cual se desarrolla el vulcanismo del distrito tiene una morfología de hemigraben cuyo límite occidental está representado por el Sistema de Fallas Peineta y en el extremo oriental por el Sistema de Fallas Morros Blancos, sobre esta última estructura se emplaza el Centro Efusivo Morros Blancos (CEMB) que representaría el eje magmático del arco para el Paleoceno Inferior. Estas fallas de alcance regional y orientación dominante paralela a la orientación general del arco, NNE-SSO, son equivalentes a las fallas de entorno propuestas para el rifting oblicuo a la extensión. Los productos volcánicos rellenan el depocentro con una sucesión de lavas y rocas piroclásticas, siendo la unidad piroclástica Brecha Amancaya, la caja principal de las estructuras mineralizadas. Estas rocas son instruidas por diques y cuerpos subvolcánicos comagmáticos que representan una serie calcoalcalina con tendencia al alto potasio, donde la mayor emisión de productos volcánicos habría sido centralizada en el CEMB (Magmatismo hornblendífero), aunque también, se reconocen centros efusivos descentralizados (Complejo Negro) y coladas dómicas (Lavas Moradas) emplazadas con un fuerte control estructural. La estructuración de la cuenca es compleja y define una serie de bloques determinados por fallas de orientaciones dominantes N-S y NO-SE que generan un paleorelieve escabroso.

La principal estructura mineralizada, Veta Central, ha sido intensamente explorada hasta definiendo reservas y recursos por más de 400.000 oz Au equivalente en 2017. Se trata de un sistema de vetas que responden a dos orientaciones dominantes de acuerdo a la estructuración interna del arco. Con rumbo NO-SE se emplaza la Veta Central Sur (VCS) y en un rumbo general NNE-SSO se emplazan Veta Central Norte (VCN), Veta Central Norte 2 (VCN2), Pía y Amalia. Solo Cecilia, una estructura menor, presenta un rumbo N-S de alcance limitado. La oblicuidad de cada una de estas estructuras respecto del vector de apertura

N283^o para el momento sinmineralización, determinará el grado de apertura y de cizalla que demuestre, siendo las vetas de rumbo general NNE-SSO las de mayor apertura del sistema.

Las estructuras de alcance regional y orientaciones NO-SE habrían actuado como canales de fluidos, tanto en el momento T0 del magmatismo, evidenciado por los diques de pórfido andesítico con hornblenda que alimentan pequeños stocks subcirculares, como en el momento T1 (sinmineralización) de acuerdo con la vectorización de elementos químicos en las vetas del Sistema Veta Central (SVC). Estos fluidos hidrotermales, al moverse se diluyeron mezclándose con aguas meteóricas, originando el fluido parental de la mineralización del Sistema Veta Central, caracterizado por un pH neutro a levemente alcalino, baja salinidad y temperaturas del orden de los 240°C.

La configuración de los esfuerzos al momento T1 permitió que la apertura en las estructuras genere la succión de fluidos que, al descomprimirse, entraron en ebullición y generaron la depositación de calcedonia y cuarzo, por la sobresaturación en sílice; adularia, por la desestabilización de los minerales micáceos como la illita; y carbonatos por el aumento del pH y la pérdida de CO₂, conformando texturas bandeadas coloformes y crustiformes, dominantes en las vetas estudiadas. La ebullición es clave en la depositación del Au, el que es transportado desde la fuente como un complejo bisulfurado, y al reaccionar con el H₂S desprendido durante la ebullición, precipita. La concentración de los metales es proporcional a la intensidad de la ebullición, por lo que las mayores leyes se dieron en las zonas de mayor apertura de la estructura, definiendo clavos dilatacionales cuya morfología está condicionada por la tectónica sinmineralización. Pasada la etapa de ebullición sobreviene una evolución normal del fluido con un mayor aporte de aguas meteóricas al sistema.

El vapor y los gases producto de la ebullición (H₂S y CO₂) ascienden a través de la roca encajante hasta toparse con la zona vadosa, donde se condensan los vapores y los gases son absorbidos por las aguas ubicadas a poca profundidad, generando lo que se conoce como aguas calentadas por vapor. En el SVC, durante las etapas finales de la evolución del sistema, aguas bicarbonatadas habrían descendido por las estructuras con mayor apertura del sistema (VCN y auxiliares) generando un episodio de relleno de carbonatos dominados por ankerita-dolomita. Este evento tardío también habría dado lugar al desarrollo de una nueva asociación de alteración que se superpone a la paragénesis generada por los fluidos mineralizantes.

La tectónica sinmineralización genera pequeños brechamientos en las vetas con una matriz de sílice y hematita localizados principalmente en las zonas de transferencias entre

estructuras. La tectónica postmineralización genera un importante retrabajo en la VCS, la que originalmente se aloja en una estructura posiblemente heredada de eventos preminerales. Como consecuencia de los eventos tectónicos postmineralización, la morfología del clavo de alta ley en esta estructura no concuerda con lo esperado según la tectónica sinmineralización. No se descarta que esta actividad tectónica postmineral haya provocado el basculamiento del bloque que aloja la VCN unos 20° hacia el Norte, ya que, la principal roca encajante del SVC, la Brecha Amancaya, posee unas intercalaciones de delgadas capas de surge que se suponen con una depositación subhorizontal y muestran un leve buzamiento hacia el NE (N20°) que coincide con el plunge del clavo mineralizado para VCN (20° hacia el norte).

Las características descritas definen al SVC como un depósito epitermal de baja sulfuración desarrollado en un ambiente de arco bajo un régimen extensional. El estudio de esta estructura permitió generar herramientas para la exploración del resto del distrito del cual se dispone muy poca información y que reviste gran importancia por las marcadas similitudes con el depósito de clase mundial El Peñón, ubicado unos 130 km al NNE, sobre la misma faja de rocas paleocenas.

Abstract

Amancaya Mine is located 215 Km SSE of Antofagasta city and 70 km to the East of Taltal city, within the Central Depression of the II Region, in Northern Chile. It is an extensive structurally controlled Au-Ag mineralized vein field within the Paleocene-Eocene metallogenetic belt. The host rock is a volcanic formation named Chile-Alemania Formation, that represents the Paleocene magmatic arc, which was developed in an extensional tectonic regime. The arc is oblique (NNE-SSW) to the regional extension, which generated a particular field of stress, where the σ_1 is vertical, the σ_2 azimuth varies from N1° to N10°, and σ_3 , between N91° and N100°.

The structural system in which the volcanism developed is a hemi-graben limited by the Peineta fault system to the East and Morros Blancos fault system to the West. On the last one is where the arc shaft Morros Blancos effusive center (CEMB), was emplaced. The volcanic comagmatic products are a succession of lavas and pyroclastic rocks intruded by dikes and subvolcanic bodies that represent a calcoalkaline serie tending to high potassium. The origin would be mainly from CEMB, but also from decentralized effusive centers like "Complejo Negro" or the structurally controlled emplacement of "Lavas Moradas".

The district has 42 linear kilometers of veins in three main directions N-S, NNE and NW that dip high angles to the East. The main structure is Veta Central and has been intensely explored by different companies. In 2017 Austral Gold Ltd open the mine in this area. This vein system (SVC) shows two main azimuths, NW-SE for Veta Central Sur (VCS), and NNE-SSW for Veta Central Norte (VCN), Veta Central Norte 2 (VCN2), Amalia and Pía. A minor structure, Cecilia, is located to the East of the junction of the two main structures (VCN y VCS), and shows N-S trend. The obliquity between the vein direction and the opening vector ($N283^{\circ}$) at sinmineralized moment (T1) was crucial in the opening or shear degree, being the NNE-SSW trend the most open.

The NW-SE regional structures would have worked as fluid channels both in T0 magmatism, evidenced in dike emplacement of "pórfido andesítico con hornblenda", and T1 chemical signature distribution in the SVC. While hydrothermal fluids ascended through the superior crust, mixed whit ground water and generated the parental mineralizing fluid, which was neutral to slightly alkaline, with low salinity and temperature of around 240°C .

The boiling of parental fluids in the opened structures, is the main process for generation of the hydrothermal filling. The silica supersaturation generated the chalcedony and quartz bands; while adularia bands were made by illite destabilization and carbonate bands by pH increase and CO_2 loss. Boiling is the principal cause of Au deposition. The main vein texture is coliform - crustiform banding with abundant cavities subparallel to the bands. The metal content is proportional to the boiling intensity, high concentration of base metals and precious metals are in dilatational ore shoots with the maximum opening, so as to say ore shoot morphology is structurally controlled. After the boiling stage, follows a quieter stage of mixture of hydrothermal fluids and groundwater.

Gases from boiling (H_2S y CO_2) ascended to the vadose zone where together with lower temperature water generated the steam heated water, which descends through those very open structures, like VCN and parallel structures, precipitating as carbonate (ankerite-dolomite).

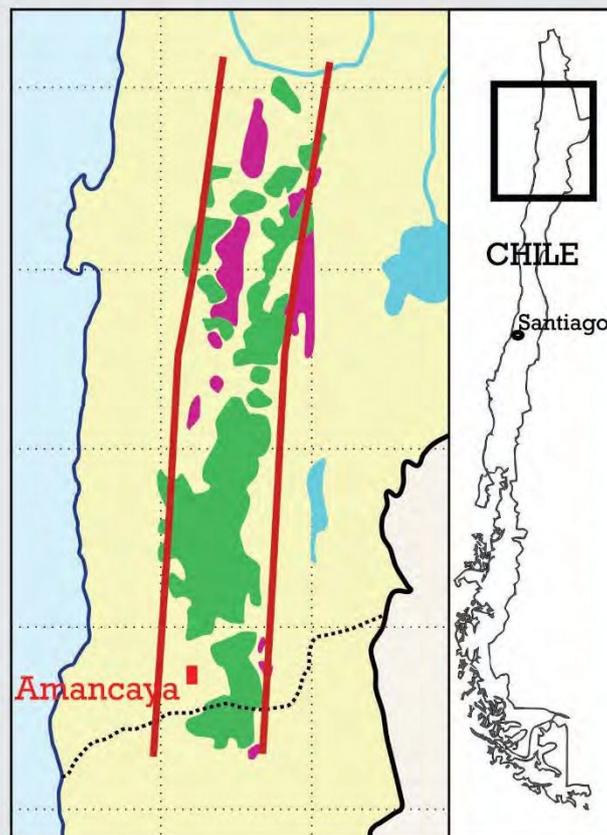
Sinmineralization stresses generate a breccia of silica-hematite matrix in the transfer zone between main structures. The postmineralization stresses generate a strong brecciation in VCS, which is a breccia of clay and oxide matrix whit vein clasts, and do not modify the VCN textures.

The above mentioned locates the SVC in low sulfidation deposits of extensional environments of magmatic arc. This study allows us to generate exploration tools for the

rest of the district which is less explored, and it is a very important Paleocene metallogenetic belt like other world class epithermal low sulfidation deposits such as El Peñón district.

Capítulo 1

Introducción



1.1 Introducción

El término “hidrotermal” incluye el abanico de fenómenos relacionados con la circulación de aguas calientes en la corteza terrestre (Henley, 1985). Los depósitos hidrotermales concentran gran parte del Au presente en la corteza terrestre y pueden ser encontrados en distintos ambientes, aunque comúnmente se asocian a ambientes volcánicos (Cooke y Simmons, 2000).

El término “epitermal” deriva de la clasificación genética para depósitos hidrotermales propuesta por Lindgren (1933) que sugiere un rango de temperatura $< 200^{\circ}$ y presión < 100 bares. Estudios posteriores permitieron ajustar este rango a temperaturas menores a 300° y profundidades que no superan los 2 km bajo el paleo nivel freático (Cooke y Simmons, 2000; Simmons *et al.*, 2005). Diversos autores proponen clasificaciones para este tipo de depósitos apuntando a las características de los fluidos que los generan. Los términos “baja sulfuración” (Hedenquist, 1987; White and Hedenquist, 1995; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005), “adularia-sericita” (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987) y “bajo sulfuro” (Bonham, 1986) refieren al predominio de la especies reducidas de azufre (HS^- , H_2S) con un pH cercano a neutro; mientras que, “alta sulfuración” (Hedenquist, 1987; White and Hedenquist, 1995; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005), “ácido-sulfato” o “alunita-caolinita” (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987; Berger y Henley, 1989) y “alto sulfuro” (Bonham, 1986) refieren a la presencia de especies oxidadas de azufre (HSO_4^- , SO_4^{2-} , $\text{SO}_2(\text{g})$) con un pH ácido (Cooke y Simmons, 2000).

La región geomorfológica de la Depresión Central, en el norte de Chile, se dispone entre la Cordillera de La Costa y la Cordillera de Domeyko y está caracterizada por un extenso vulcanismo calcoalcalino de edad paleocena-eocena, depositado en cuencas extensivas de orientación N-S a NNE-SSO, que siguen estructuras heredadas desde el Cretácico Superior y representan el arco magmático desarrollado bajo condiciones extensionales y/o transtensionales luego de la orogenia K-T (Mpodozis *et al.* 1995; Charrier *et al.* 2007; Charrier *et al.*, 2009). Este arco tuvo una orientación NNE-SSO y se extendió por más de 3.000 km a lo largo del margen continental, alcanzando al norte hasta el sur de Perú, presentando en el norte de Chile un ancho de unos 90 a 100 km (Figura 1.1; Mpodozis *et al.* 1995; Charrier *et al.* 2007; Charrier *et al.*, 2009). La actividad magmática cenozoica de este arco correspondió al emplazamiento de plutones, domos, pequeños stocks e intrusivos subvolcánicos de composiciones gabroides a dacíticas y erupción de abundantes depósitos volcánicos de carácter basáltico, andesítico y dacítico-riolítico, frecuentemente relacionados con extensas zonas de alteración hidrotermal y dando lugar a mineralizaciones

con edades que van desde los 64 a 43 Ma (Davidson y Mpodozis, 1991; Oyarzun *et al.*, 2001). Las mismas incluyen principalmente sistemas epitermales de sulfuración baja a intermedia, ricos en metales preciosos (e.g. El Peñón, Cachinal de la Sierra, El Soldado, Vaquillas, etc.), y en menor medida pequeños pórfidos de Cu-Mo y sistemas de alta sulfuración (e.g. El Guanaco), que en la mayoría de los casos están alojados en estructuras N-S, NO-SE y NE-SO (Figura 1.1).

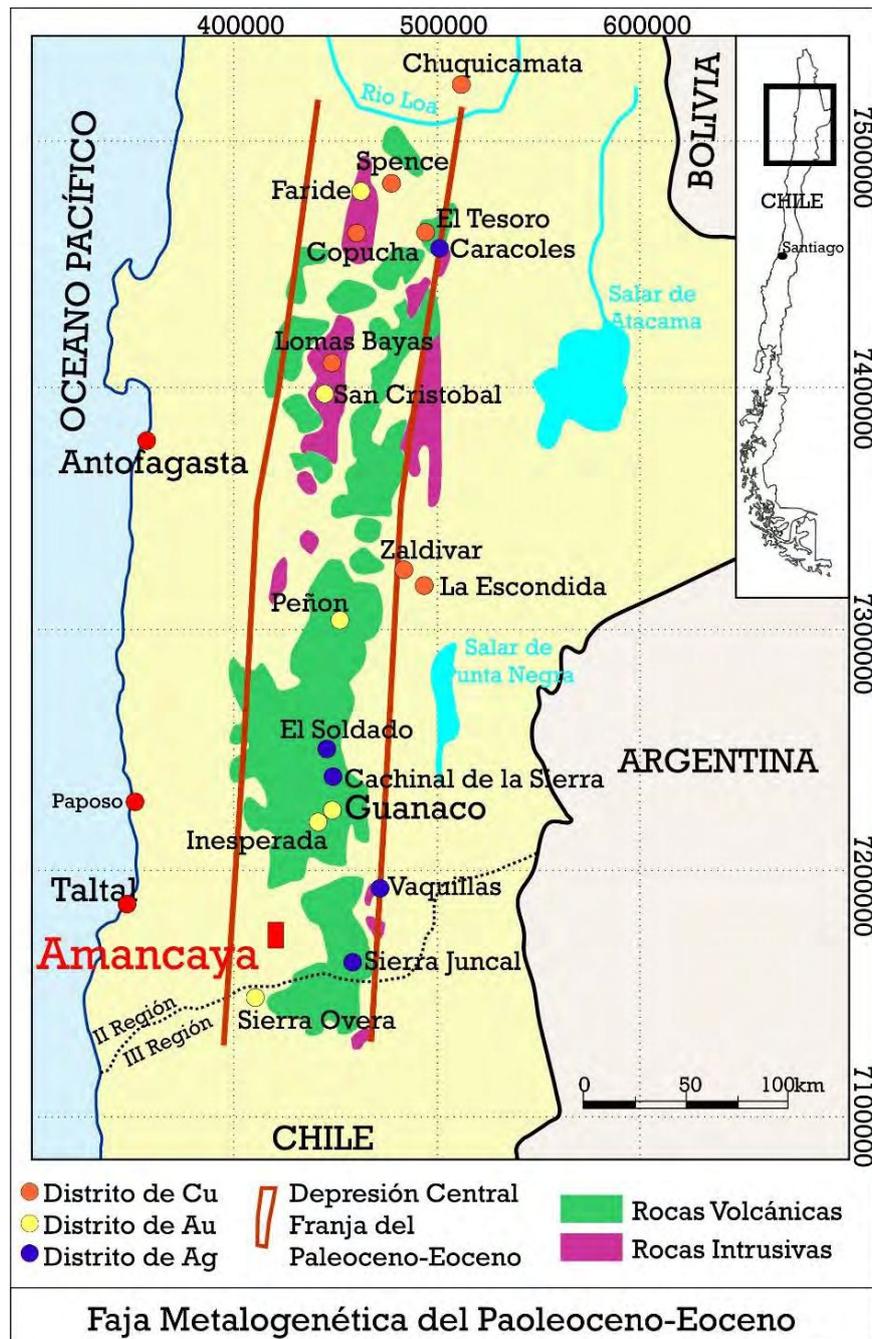


Figura 1.1 Faja metalogenética del Paleoceno-Eoceno en la región morfoestructural de la depresión central en el norte de Chile. Las coordenadas corresponden al Sistema Psad 56 Faja 19 Sur.

Históricamente la Depresión Central ha tenido una gran importancia económica para la región dada la gran cantidad de yacimientos metálicos principalmente de Cu y por los importantes depósitos de nitratos que han sido blanco de explotación desde finales del siglo XIX y hasta principios del siglo XX. El desarrollo de la industria del salitre en territorio chileno tiene un período de auge, o expansión, entre los años 1880 y 1930 (Bermúdez, 1987; Vilchez *et al.*, 2008) en el que se desarrollan las gigantescas Oficinas Salitreras del norte de Chile y una extensa infraestructura ferroviaria que acercaba el mineral a las estaciones portuarias, desarrollando parajes habitados alrededor de las estaciones desérticas. Con la aparición de fuentes alternativas de nitratos la industria salitrera ha declinado a partir de la década del 1940 generando el abandono de la explotación (Figura 1.2).

El presente trabajo de tesis se desarrolla en el proyecto Amancaya, el cual se encuentra ubicado a 215 km al SSE de la ciudad de Antofagasta y a 70 km al E de la ciudad de Taltal, en el borde occidental de la Depresión Central (Figura 1.1). El acceso se consigue, desde



Figura 1.2 Rasgos histórico-culturales de la Depresión Central. a) Ruinas de una Oficina Salitrera próxima a la estación Catalina del ferrocarril longitudinal. b) Fotografía del tren salitrero que atravesaba el desierto de Atacama. c) Vías del Ferrocarril en la Estación Catalina.

Antofagasta, siguiendo la Carretera Panamericana (Ruta 5 Norte) hasta la Posada Agua Verde (230 km) y luego se continúa por un camino de tierra en regular estado (35 km; Ruta B-905-C), hasta pasar la Oficina Salitrera Catalina Sur que se encuentra en el extremo

nororiental de la propiedad. La duración del viaje desde Antofagasta al prospecto es de alrededor de 3 horas y media. También desde la ciudad de Taltal por la misma ruta 5 N se llega a la posada Agua Verde desde el sur hasta tomar el mismo acceso, siendo la duración del viaje de aproximadamente 1 hora y media. El lugar puede ser visitado en cualquier época del año y es preferible utilizar un vehículo doble tracción dado el regular estado de muchos de los caminos. Actualmente el acceso a la propiedad se realiza por un camino interno de 60 km que comunica la mina Amancaya con la planta y campamento ubicadas en las instalaciones de la mina El Guanaco (Figuras 1.1 y 1.3). Este camino ha sido trazado sobre una huella que atraviesa instalaciones de oficinas salitreras y estaciones del antiguo ferrocarril salitrero longitudinal (Figura 1.3).

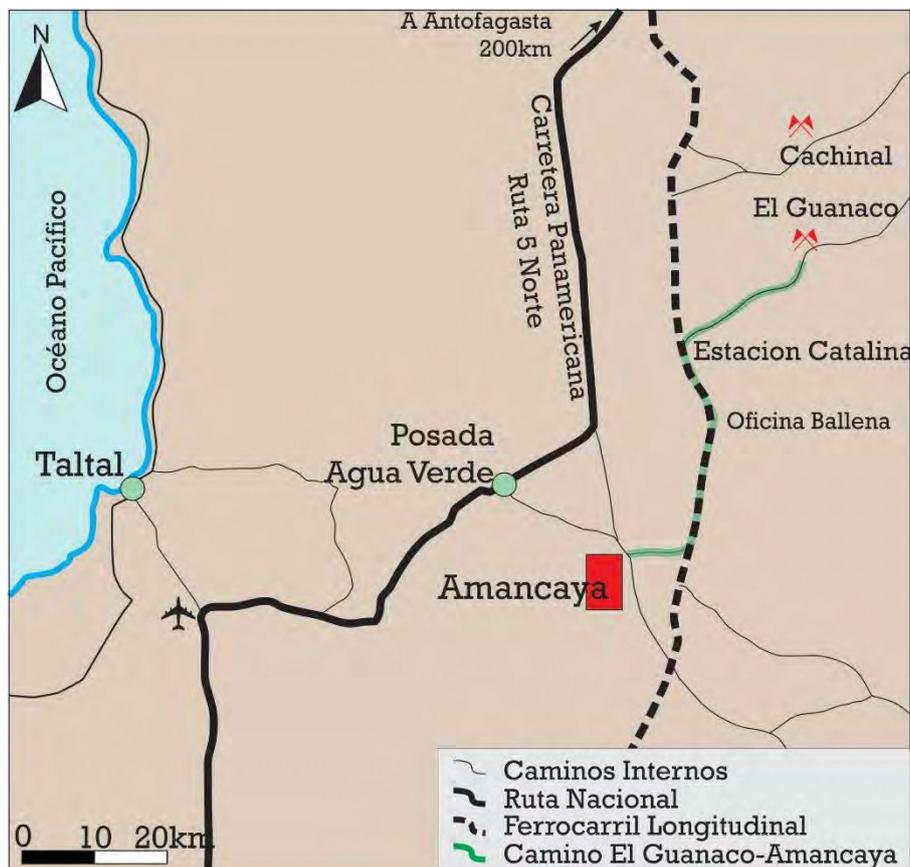


Figura 1.3 Mapa de accesos a la propiedad minera desde la localidad de Taltal, desde la Ciudad de Antofagasta y desde la mina El Guanaco donde se encuentra el campamento base de la empresa que opera en la mina.

El Distrito Amancaya

El Distrito Minero Amancaya comprende un conjunto de mineralizaciones vetiformes epitermales de Au-Ag entre las cuales se destacan la Veta Central, Veta Julia, Veta Nueva, Veta Janita, Veta Rosa y Cº Amarillo, entre otras (Figura 2.6). La principal estructura mineralizada, Veta Central, ha sido intensamente explorada hasta definir reservas y recursos por más de 400.000 oz Au equivalente en 2017 (RPA, 2017), previo a la apertura de la mina en diciembre del mismo año.

Al llegar al área, el principal rasgo geomorfológico lo constituye el Cº La Peineta el cual se caracteriza por una elevación de 2096 m.s.n.m (Figura 1.4 a). Diversas labores mineras antiguas se pueden apreciar dentro de la propiedad minera, las más importantes son las antiguas minas Rosario del Llano y Julia (Figura 1.4 b y c). La primera presenta una mineralización vetiforme de Cu-Au y alcanza un gran desarrollo con piques y socavones en distintos sectores de la estructura y un sector habitacional de construcciones de piedra posiblemente usados como campamento de base u oficinas (Figura 1.4 b). La segunda corresponde a una estructura aurífera con contenidos subordinados de Pb-Zn con desarrollo de menor infraestructura (Figura 1.4 c). Ambas minas fueron explotadas de manera artesanal en la década del 1950, y aunque la mina Rosario del Llano presenta altas concentraciones de oxidados de Cu, la principal mena beneficiada habría sido el Au, de acuerdo a comunicaciones verbales de mineros de Taltal y a la presencia de antiguos trapiches a unos 10 km al oeste, cerca de pozos de agua.



Figura 1. 4 Fotografías de los rasgos geomorfológicos y culturales que resaltan en el área de estudio. a) Cerro Peineta, máxima elevación del área con 2096 m.s.n.m. b) Rajo principal en la antigua mina Rosario del Llano. c) Pique vertical en la antigua mina Julia, la flecha indica los montículos sobre los cuales estaban los antiguos hornos, evidenciado por gran cantidad de escoria alrededor de los mismos.

El objetivo principal de esta tesis fue desarrollar tareas de investigación que condujeran a la caracterización geológica detallada de la Veta Central para comprender su ambiente, estructuración y mineralización, de manera de sentar un precedente para su comparación a futuro con otros sectores mineralizados en el distrito que son menos conocidos hasta el momento, elaborando herramientas de exploración.

En este sentido se propuso un análisis integral de la geología y su vinculación con las mineralizaciones, así como una detallada caracterización estructural y de cada episodio mineralizante, mediante la realización de trabajos de mapeo y muestreo, que fueron seguidos de estudios petrográficos, calcográficos, mineralógicos de detalle, geoquímicos, isotópicos y de inclusiones fluidas. Finalmente, se elaboró un modelo interpretativo del depósito que permite entender los procesos que dieron origen a la estructura vetiforme y a la mineralización que aloja. Por otra parte, el análisis realizado a lo largo del presente trabajo de Tesis Doctoral se plantea como herramienta de exploración aplicable a cualquier depósito de similares características, ya sea en Chile, Argentina, o cualquier otra parte del mundo. La presente investigación se realizó con el cofinanciamiento y el apoyo logístico de la empresa Austral Gold Ltd., actual propietaria y operadora del yacimiento.

1.2 Antecedentes

El Distrito Amancaya y áreas adyacentes, constituyen una serie de concesiones mineras que han sido exploradas desde la década del '90 por diversas compañías mineras, según los registros de concesiones (Chong, 2003), hasta que en 2014 Austral Gold Ltd. adquiere la propiedad constituyéndose como la actual operadora de la Mina Amancaya (Figura 1.5).

Los primeros trabajos de exploración sistemática fueron realizados en 1992 por la empresa Recursos Mineros Andinos (RMA), cuyo objetivo era definir un blanco de gran tonelaje con mineralización de metales preciosos. RMA realizó un mapeo geológico sobre un área de 8x4 km², un muestreo geoquímico de suelos y fragmentos de roca, y 30 pozos de aire reverso. Si bien no hallaron el depósito diseminado, considerando el fracaso del programa de exploración, los trabajos prospectivos pusieron en evidencia una serie de sistemas de vetas cuarcíferas mineralizadas con Au y Ag, a pesar de ello no continuaron los trabajos y las concesiones de exploración vencieron a fines de 1995. De acuerdo con los registros de propiedad minera, CODELCO en 1996 y luego RTZ en 1998, colocaron concesiones de exploración en el sector con el objetivo de evaluar un potencial blanco cuprífero. CODELCO realizó trincheras de exploración en zonas con alteración hidrotermal situadas a unos 5 km, tanto al O como al E, del sector que contiene a las vetas auríferas, pero no hay registros de perforaciones en esas zonas (Chong, 2003).

En el año 2001, la señora Mónica González invierte en el prospecto mediante la constitución y amparo de concesiones mineras a fin de explotar las vetas auríferas procesando los minerales en una planta en Taltal. Sin embargo, antes de que la explotación ocurriera, el sector fue visitado en 2002 por geólogos de la compañía Placer Dome (PD), quienes manifestaron interés en explorar el área. A fines del mismo año se firmó una opción de compraventa entre ambas partes. El objetivo de PD fue evaluar el potencial del sistema de vetas auríferas que se extienden sobre un área de 6,5 x 1,5 km². Aunque las vetas fueron consideradas angostas (~1m), las altas leyes encontradas en superficie (hasta 58 g/t Au) alentaban a evaluar el sistema en profundidad. El trabajo realizado incluyó un mapeo distrital, muestreo geoquímico de superficie, trincheras, magnetometría terrestre y 20 pozos de aire reverso. Las mejores intersecciones obtenidas fueron 2m @ 2,84g/t Au - 16,7g/t Ag y 4m @ 0,25g/t Au - 23,4g/t Ag, sin embargo, los resultados fueron considerados negativos y PD decidió abandonar el prospecto y terminar la opción de compraventa minera en septiembre del 2003.

Durante el año 2002 Minera Meridian conduce un programa de reconocimiento en la Segunda Región, tendiente a la búsqueda de un nuevo depósito económico que permitiera

expandir sus operaciones en Chile. Enmarcado en este programa se decide a explorar la Franja del Paleoceno-Eoceno donde se encuentran localizados depósitos epitermales tipo El Peñón, Cachinal de la Sierra, El Soldado y Guanaco. Durante el periodo 2004-2006 Minera Meridian Ltda. perfora 202 sondajes de aire reverso con un total de 54.782 metros. Adicionalmente se tomaron 901 muestras de roca en superficie (trincheras y afloramientos), dentro y fuera de la propiedad. Como resultado de estos trabajos, en diciembre del 2006 se estimaron recursos geológicos por 366.000 oz de Au y 3.438.000 Oz de Ag (421.000 Oz de Au Equivalente) en Veta Central. En 2009 el Grupo Minero Las Cenizas S.A. (Yamana), desarrolló una campaña de sondajes de 5,054 m en 23 pozos para confirmar los espesores en Veta Central y los valores de Au-Ag. Posteriormente, la empresa suspendió las actividades de exploración en el área.

Finalmente, Austral Gold Ltd. adquiere la propiedad en 2014 mediante un acuerdo de compra con Yamana Gold Inc. y desde entonces desarrolla tareas de exploración y, actualmente, explotación en el distrito. Durante 2015 y 2016 se realizó un mapeo de escala regional que abarcó tanto el distrito Amancaya como las áreas aledañas, seguido por un mapeo detallado de las estructuras mineralizadas que permitió ampliar significativamente su conocimiento. Paralelamente se desarrollaron extensos programas de trincheras y métodos geofísicos terrestres. Por último, un programa de sondajes “infill” en Veta Central permitió definir los recursos en 2017, que dieron lugar a la planificación de la actual mina. Las operaciones extractivas comenzaron a cielo abierto en marzo de 2017 en el sector de Veta Central, mientras que las labores subterráneas iniciaron en diciembre del mismo año.



Figura 1.5 Cronología de la exploración en el distrito minero Amancaya que deriva en la actual explotación de la mina Amancaya centrada en la Veta Central.

1.3 Plan de Tesis

Con el fin de alcanzar el objetivo planteado en la sección anterior, se diagramó un plan de trabajo dividido en tres etapas consecutivas.

La primera etapa se enfocó en los trabajos de campo, para la cual previamente se realizó una compilación, procesamiento y análisis de datos éditos e inéditos del Distrito Amancaya. Esta etapa considero el reconocimiento de las unidades geológicas en superficie y labores antiguas, el mapeo de detalle de las estructuras mineralizadas en todo el distrito, la revisión de trincheras antiguas y recientes y la observación de todos los sondajes realizados durante las campañas de infill por la empresa Austral Gold Ltd. De estos trabajos se definió que la estructura principal del distrito, la Veta Central, era la que contaba con la mayor información para desarrollar el estudio metalogénico presentado en este trabajo de Tesis Doctoral.

La segunda etapa se enfocó en trabajos de gabinete. Las muestras tomadas fueron procesadas para los diferentes estudios: petrográficos, mineralógicos, geoquímicos, isotópicos y de caracterización de fluidos, y con posterioridad se llevaron a cabo las siguientes tareas: estudios mineralógicos de minerales de mena y de ganga (petrográficos, calcográficos, difracción de rayos X y microscopio electrónico con fluorescencia de rayos X) de los diferentes episodios y pulsos hidrotermales. Compilación de datos de alteraciones hidrotermales; estudios de inclusiones fluidas y por último el análisis de isótopos estables (O_2) en los principales episodios hidrotermales. En esta etapa simultáneamente se desarrolló el análisis estructural en distintas escalas de observación aplicando métodos analíticos propuestos por diversos autores. Se desarrolló un modelo tridimensional del depósito Veta Central con el software Leapfrog Geo al cual se integró toda la información química, mineralógica y textural de manera de analizar la disposición espacial de todas las variables.

Por último, la tercera etapa, consistió en el procesamiento de los datos y de la información obtenida en las etapas anteriores, de manera tal de proponer un modelo metalogénico del área y un modelo de exploración que permitiera utilizar la información generada a partir del estudio de detalle en Veta Central en la exploración del resto del distrito.

1.4 Esquema de Tesis

Los resultados de esta investigación han sido organizados en 5 capítulos y un anexo, en donde se tratan separadamente los distintos estudios geológico-metalogénicos realizados en el área. El primero de estos capítulos, corresponde a la introducción al trabajo de tesis y la metodología utilizada a lo largo de la investigación.

El capítulo 2 comprende una investigación sobre el magmatismo del área de estudio, cuyo desarrollo implicó una revisión de los antecedentes junto con nuevos aportes sobre la base de relaciones de campo, petrografía y litogeoquímica de las unidades volcánicas, piroclásticas e intrusivas aflorantes en la zona, analizándolas como posible fuente de aporte de metales y fluidos al sistema hidrotermal.

En el capítulo 3 se desarrolla un minucioso análisis estructural que incluye desde el ambiente tectónico del depósito hasta los rasgos estructurales determinados a partir de mediciones tomadas en el interior de la mina, combinando diferentes escalas de observación y utilizando técnicas analíticas propuestas por diversos autores especialistas en la temática. Se presenta una caracterización y modelado tridimensional de la Veta Central tendiente a evaluar la influencia de la estructuración en la distribución de la mineralización.

El capítulo 4 presenta el mayor desarrollo dentro de este trabajo de tesis y propone el estudio del relleno hidrotermal en función de la identificación de pulsos y episodios hidrotermales sobre la Veta Central. Aborda la caracterización del evento hidrotermal considerando la distribución geoquímica de distintos elementos afines al sistema, la mineralogía de mena y ganga, las texturas, la caracterización del fluido que le dio origen y las alteraciones hidrotermales desarrolladas en las rocas de caja. Utilizando toda esta información se discuten los procesos que originaron el depósito.

El capítulo final resume y combina la información obtenida a partir de cada etapa de investigación de manera de elaborar un modelo metalogénico del Sistema Veta Central. A partir de este modelo metalogénico, se presenta un modelo de exploración con conceptos aplicados a la exploración distrital, de manera que esta investigación sirva de guía para profundizar el conocimiento del resto de las estructuras presentes en el área.

1.5 Metodología de trabajo

Trabajos de campo

Como se mencionó anteriormente, la primera etapa de la tesis estuvo signada por la realización de trabajos de campo, con una duración aproximada de un año y medio, período en el cual se realizaron numerosas campañas completando más de 200 días de campo. Inicialmente, y a partir de los datos bibliográficos, se realizó un reconocimiento a gran escala de las unidades geológicas presentes en el área utilizando los mapas de base más recientes que fueron aportados por los trabajos de Páez, *et al.* (2016), realizando la revisión y reinterpretación de las unidades aflorantes, y la obtención de muestras para el desarrollo de las técnicas de laboratorio.

Para estos trabajos se utilizó el sistema de referencia utilizado en el área de estudio por la empresa operadora del yacimiento. El sistema de referencia de coordenadas planas utilizado corresponde al PSAD (Provisional Sud American Datum) 56 - UTM faja 19 Sur. Para los trabajos de mapeo se utilizó un GPS de mano marca Garmin, modelo e/Trex, y una vez iniciadas las actividades de detalle, especialmente en la mina, los datos fueron levantados con GPS diferencial por los topógrafos de la compañía.

Seguidamente se participó de un mapeo detallado de las estructuras mineralizadas a lo largo de todo el distrito. Estos trabajos consistieron en el seguimiento de alineaciones bloques sueltos de cuarzo (floats) y subafloramientos que permitió duplicar el conocimiento de las vetas que se tenía hasta entonces, realizando observaciones mineralógicas, texturales y estructurales.

Posteriormente, se realizó un reconocimiento de campo donde se revisaron las trincheras realizadas sobre estas alineaciones de "floats", a modo de determinar la correlación entre los mapeos realizados y la existencia de las estructuras en el subsuelo. Durante estos trabajos se recopilaron abundantes datos texturales, mineralógicos y estructurales.

Simultáneamente al programa de perforaciones infill desarrollado por la empresa durante el año 2017, se procedió a la revisión de la totalidad de los sondajes a diamantina realizados sobre la Veta Central. Estos 34 sondajes fueron la fuente de información sobre la cual se basa el esquema de pulsos y episodios hidrotermales descritos en el capítulo 4, y aportan las muestras utilizadas en los estudios de laboratorio realizados en el marco de esta investigación.

El mapeo de pulsos hidrotermales incluyó una semicuantificación de la participación de cada pulso en el tramo de veta de cada sondaje. De esta manera, se construyó una escala relativa de valores con cuatro magnitudes: el valor 1 fue asignado cuando la representación es escasa (proporcionalmente menor al 5%); el valor 2 si la presencia es moderada (conformando entre un 5 y 20 % del tramo de veta); el valor 3 fue asignado cuando el pulso es abundante (es decir, entre un 30-40% de la veta) y el valor 4 cuando éste es muy abundante y conforma el cuerpo principal de la veta para el tramo analizado. Cabe destacar que la escala no es absoluta dada a las complejas relaciones entre los pulsos y la dificultad para cuantificar con exactitud la representación de los mismo en el tramo de veta analizado, de esta manera pueden coexistir dos pulsos en con magnitud 4 cuando ambos íntimamente vinculados conforman el cuerpo principal de la veta (Anexo 1).

Por último, gran parte de los sondajes de aire reverso fueron re-logueados a fin de realizar las interpretaciones concernientes a las relaciones de corte entre distintas unidades geológicas en la zona del Veta Central.

Una vez iniciadas las operaciones de mina, los trabajos de campo también involucraron el mapeo del rajo y varios frentes de avance de la mina subterránea, confección de plantas y secciones. Durante esta etapa se interactuó asiduamente con los geólogos de mina.

Trabajos de gabinete

Todos los datos previos, y los obtenidos durante el transcurso de la presente investigación, fueron ordenados y compilados en una base de datos de manera de tener disponible toda la información en formato digital y correctamente georreferenciado. De esta forma los datos pudieron ser visualizados y trabajados en formatos digitales tales como los Sistemas de Información Geográficos (SIG- 2D) a través del software libre Q-GIS, o bien en formato tridimensional mediante la utilización del Software Leapfrog Geo (3D) del cual, nuestra casa de estudios, cuenta con licencias académicas administradas por el SEG Studen Chapter-UNLP.

Q-Gis (<https://qgis.org/es/site/forusers/download.html>): Este programa ha sido utilizado para compilar y analizar la información en planta, en el mismo se disponen las imágenes satelitales, mapeos antecedentes, cartas geofísicas, muestreos de superficie, muestreo de trincheras, sondajes, puntos de observación, dataciones, y toda la información que disponga de coordenadas. Todos los mapas en planta presentados en este trabajo fueron elaborados mediante esta herramienta digital.

Leapfrog Geo (<http://www.leapfrog3d.com/products/leapfrog-geo>): Este Software representa una herramienta fuertemente instalada en la industria minera ya que permite generar modelos implícitos de depósitos minerales a partir de los datos obtenidos en labores de exploración o explotación de manera más ajustada a la variabilidad geológica que otros softwares de modelado (e.g. Vulcan, Datamine, MapInfo y Discover, etc.). Para desarrollar la modelización de la Veta Central se realizó un modelado explícito en primera instancia, es decir mediante la integración de información a partir de secciones transversales y plantas de las estructuras vetiformes en papel, que luego fueron integradas como guía para el modelado implícito que se realiza con de software. La diferencia entre estos dos métodos de modelado radica en que para el modelo explícito se necesita partir desde una interpretación en dos dimensiones (secciones y plantas) que luego es llevada a tres dimensiones mediante interpolación; en el caso de un modelo implícito, se trabaja directamente en tres dimensiones utilizando todos los datos (información de sondajes, muestreo, labores, etc.). Para la realización de este trabajo de Tesis, se utilizó una combinación de ambos métodos, a fin de aprovechar las ventajas que cada uno de ellos ofrece considerando la información disponible hasta el mes de agosto de 2018

Además de permitir la generación de un “solido” geológico de la estructura mineralizada, el software permite analizar datos numéricos dentro de la misma (leyes, espesores, porcentajes de abundancia de minerales, etc.). Para esto, dispone una herramienta de Interpolación Numérica, RBF interpolant (Radial Basis Function- Broomhead y Lowe, 1988), que considera la posición del dato en el espacio y genera una interpolación basada en un análisis geoestadístico, para lo cual debemos determinar una serie de parámetros, como por ejemplo, el tipo de variograma que se utilizará para determinar la influencia entre las muestras. Para ajustar los parámetros, se realizó un análisis estadístico básico de los datos, que permitió acotar el rango de datos disponibles eliminando los valores anómalos. Entre los parámetros del variograma, los valores de la meseta y efecto pepita dependerán de la varianza de la muestra y el error de la varianza respectivamente (Fernández, 2017). Por otra parte, el alcance estará vinculado a la separación entre los sondajes que fueron muestreados para obtener los datos.

Esta herramienta permitió además analizar espacialmente la distribución de la abundancia de los pulsos y episodios hidrotermales, para lo cual se determinó una escala relativa de abundancia para cada sondaje (Anexo1).

Trabajos de laboratorio

Los estudios petro- y calcográficos fueron realizados en el laboratorio de microscopía del Instituto de Recursos Minerales (INREMI), de la Universidad Nacional de La Plata. Para ello se utilizó un microscopio Olympus modelo BX53, el cual tienen montada una cámara Olympus y Q Imaging. También se utilizaron los equipos de microscopía del laboratorio de microscopía y espectroscopía de Y-TEC (Berisso, Argentina), donde cuentan con un microscopio ZEISS AXIO Imager. M2m con una cámara de AxionCam 506 Color. Los preparados petro-calcográficos fueron realizados por los laboratorios GeoAtacama (Coquimbo, Chile), Tecterra (Bahía Blanca, Argentina) y el laboratorio de corte del INREMI.

Los análisis de difracción de rayos-X (DRX) fueron realizados en un difractómetro PAN analytical modelo X'Pert PRO con la aplicación de radiación Cu/Ni (40 kV y 40 mA), perteneciente al Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de la Universidad Nacional de La Plata. Se escanearon ángulos 2θ de 4 a 37° para las muestras de roca total, 2 a 32° para las muestras naturales de la fracción arcilla, 2 a 27° para las muestras glicoladas de esa misma fracción, y 3 a 15° para las muestras calcinadas, con una velocidad de escaneo de $0,04^\circ/\text{s}$.

Como herramienta para la identificación mineralógica también se empleó un espectrómetro de reflectancia ASD TerraSpec4 perteneciente a la empresa Austral Gold Ltd. Este espectrómetro emplea la región del infrarrojo de onda corta (SWIR) del espectro electromagnético (entre los 350 nm y 2500 nm), para reconocer minerales de alteración y sus variaciones en composición, cristalinidad, etc., excluyendo los minerales anhidros.

En el mismo sentido se realizaron estudios de microscopía electrónica de barrido SEM en los laboratorios del CINDECA, el cual cuenta con un microscopio electrónico de barrido marca Philips SEM 505, con capacidad analítica a través del Sistema de Microsonda EDAX DX PRIME 10 para análisis cualitativo/cuantitativo.

Estudios de espectroscopía Raman se realizaron en el laboratorio de microscopía y espectroscopía Raman del centro tecnológico Y-TEC con un equipamiento JAS.COM NSR-4100 Laser Raman Spectrometer.

Los estudios de inclusiones fluidas fueron realizados en Laboratorio de Inclusiones Fluidas del Instituto de Recursos Minerales (INREMI). Para la caracterización microscópica y microtermometría de las inclusiones fluidas presentes en minerales transparentes (cuarzo, adularia y esfalerita), se utilizó una platina de calentamiento/enfriamiento Linkam THM600 montada sobre un microscopio Olympus BX53. Todos los ensayos fueron registrados en videos y fotografiados utilizando cámaras Olympus y el software Q Imaging. Durante los ensayos microtermométricos, las temperaturas de congelamiento ($T^\circ\text{C}$) fueron

medidas en primer lugar, luego la temperatura del eutéctico (T^{e}), la temperatura final de fusión del hielo (T^{f}) y finalmente la temperatura de homogenización (T^{h}). Por último, la salinidad fue calculada a partir de los valores de T^{f} según los valores propuestos por Goldstein y Reynolds (1994).

Los análisis de isótopos estables de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$) fueron realizados a través del laboratorio ALS Global (www.alsglobal.com) en Queen's Facility for Isotope Research, department of Geological Sciences en Miller Hall, Queen's University. Los resultados que se obtuvieron se dan en la notación delta, habitualmente referidos a SMOW.

Los análisis químicos por Au, Ag y Cu fueron provistos por la empresa Austral Gold Ltd. quien preserva los certificados de laboratorios externos a la compañía, al igual que los análisis de ICP (digestión en agua regia). Los valores de Au se obtienen por el método de espectrometría de llama (FA /AAS) mientras que los de Ag por Digestión Parcial / AAS, 2 con límite de detección de 5 ppb y 0,2 ppm respectivamente. El factor de equivalencia utilizado para el cálculo del AuEq en las secciones longitudinales fue de 70.

Análisis de Roca Total en muestras seleccionadas representando las unidades geológicas del área de estudio fueron realizados con el laboratorio ALS Global (www.alsglobal.com) mediante los métodos de fluorescencia de rayos X y gravimetría (ME-XRF26/OA-GRA05x/ME-GRA05; Fused disc XRF, LOI by furnace or TGA).

1.6 Referencias

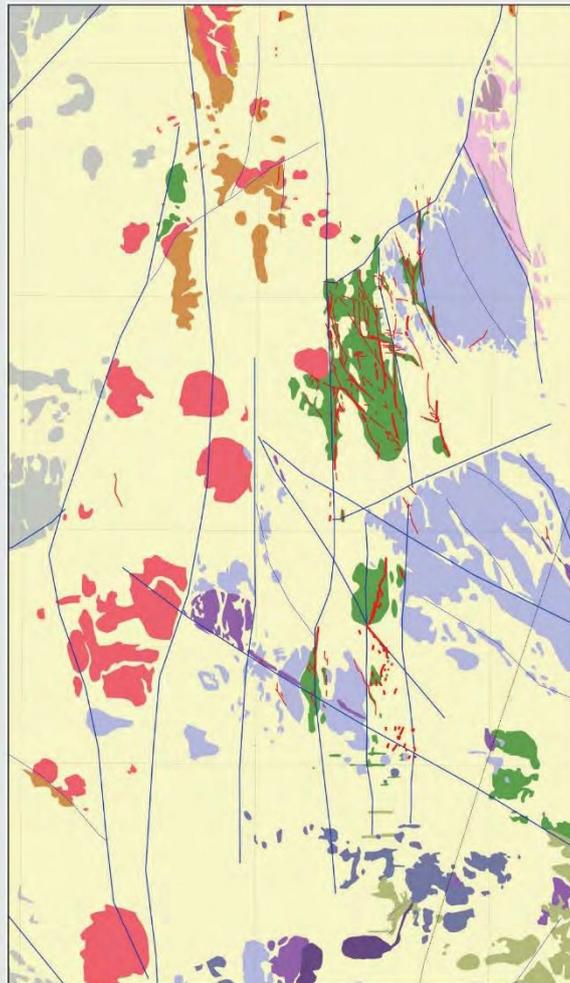
- Berger, B.R. y Henley, R.W., 1989. Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States. *Economic Geology* 84: 405-423.
- Bermúdez, O., 1987. Breve Historia del Salitre: Síntesis Histórica desde sus Orígenes hasta Mediados del Siglo XX. Ediciones Pampa Desnuda, Santiago. 75p.
- Bonham, H.F., Jr., 1986. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review: Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralisation, International Volcanological Congress, 5th, University of Auckland, Auckland, New Zealand, Proceedings: 13-17.
- Broomhead, D. S. y Lowe, D., 1988. Radial Basis Functions, Multi-variable functional interpolation and adaptive networks. Royal Signals and Radar Establishment Memorandum N° 4148. 39p
- Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65, 5-35.

- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society: 21-114, Londres.
- Chong, G., 2003. Informe Preliminar del Potencial Minero del Prospecto de Au-Ag Amancaya. Informe técnico realizado para Mónica González Pinto. Antofagasta, Inédito, 13 p.
- Cooke, D. y Simmons, S., 2000. Characteristics and genesis of Epithermal Gold Deposits. *SEG Reviews* 13: 221-244.
- Davidson, J. y Mpodozis, C., 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology* 86(6): 1174-1186.
- Fernández, R. R., 2017. Análisis geoestadístico y numérico de datos geoquímicos de sondeos de exploración minera, Casos de depósitos epitermales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74, v4: 537-552.
- Goldstein, R. H. y Reynolds, T. J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: *Society for Sedimentary Geology Short Course* 31, 199 p.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., y Foley, N.K., 1985. Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 2: 129-167.
- Heald, P., Foley, N.K., y Hayba, D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types: *Economic Geology*, v. 82, p. 1-26.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr., y Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 13, p. 245-277.
- Hedenquist, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydro - thermal systems in the Circum-Pacific Basin: *Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference*, 4th, Singapore, August 1986, Transactions: 513-524.
- Henley, R. W., 1985. The Geothermal framework of epithermal deposits. *Reviews in Economic Geology*, v. 2: 1-24.
- Lindgren, W., 1933. *Mineral deposits*, 4th edition: New York, McGraw-Hill, 930 p.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M. y Tittler, A., 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno- Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 21(2): 273-313.
- Oyarzun, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I., Rivera, S., 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, 36(8): 794-798.
- Páez, G.N., Permuy, C. y Guido, D.M. 2016. Informe: mapeo geológico y de mineralizaciones, Distrito Amancaya, Antofagasta, Chile. Informe Interno. Inédito. 45 pp.
- RPA, 2017. Technical Report on The Guanaco and Amancaya Gold project, Antofagasta Region (II), Chile. Technical Report NI 43101, 377p.
- Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, *Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 485-522.
- Vilchez, F., Rees, C. y Silva, C., 2008. Arqueología de Asentamientos Salitreros en la región de Antofagasta (1880-1930): Síntesis y Perspectivas. *Chungara, Revista de Antropología Chilena* v. 40, N° 1: 19-30.

White, N. y Hedenquist, J., 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, Society of Economic Geologists Newsletter 23 (1): 9-13.

Capítulo 2

Geología del área de estudio



2.1 Introducción

El yacimiento Amancaya se encuentra ubicado en el borde occidental de la unidad morfoestructural denominada Depresión Central (Figura 2.1). La misma limita hacia el oeste con la Cordillera de la Costa mediante un sistema de fallas de rumbo NNE-SSO a N-S, que en la zona de estudio coinciden con el denominado sistema de Fallas Peineta expuesta en la ladera Este del Cerro homónimo (Matthews *et al.*, 2010).

En el presente capítulo se describe la secuencia de rocas ígneas que pertenecen al magmatismo del miembro inferior de la Fm. Chile Alemania (Chong, 1973), roca encajante de las mineralizaciones epitermales del distrito (Matthews *et al.*, 2010; Páez *et al.*, 2016). El mapeo geológico presentado en este trabajo se basa en una recopilación de la bibliografía existente, complementada con observaciones de campo. La nomenclatura de las unidades descritas se basa en un informe interno de la Compañía Minera Guanaco donde se describen las unidades paleocenas en un mapeo de escala 1:10.000 (Páez *et al.*, 2016). La carta Altamira realizada por Matthews *et al.* (2010) complementa la base para la

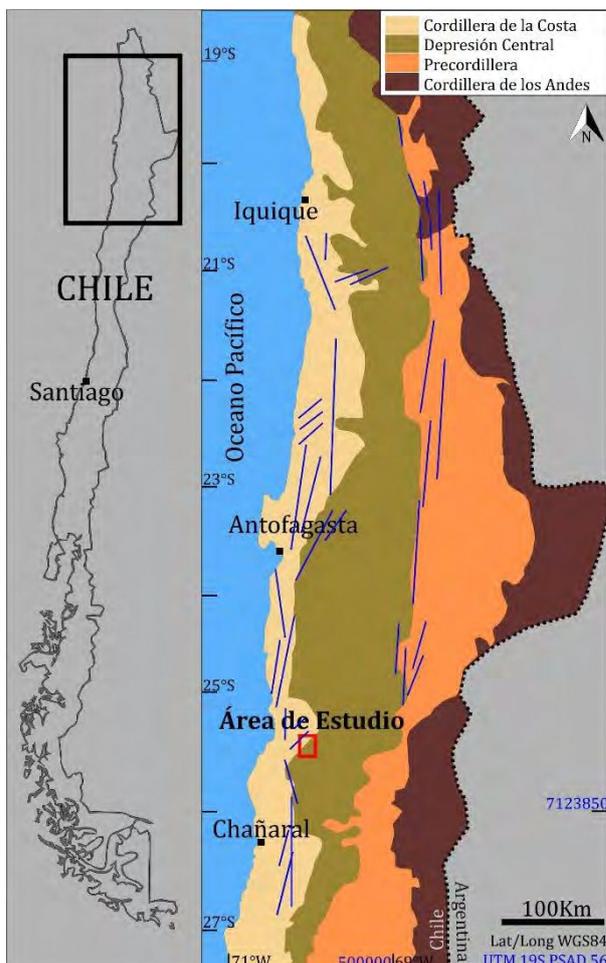


Figura 2.1 Unidades morfoestructurales del Norte de Chile. La depresión central está limitada por fallas de alto ángulo que responden en su mayoría a la estructuración cretácica-paleocena. Modificado de Arancibia *et al.*, 2006.

discriminación de las unidades en el sector de Cerro Morros Blancos, ubicado inmediatamente al este de la zona de las vetas.

Durante los trabajos de campo se realizó además una selección de muestras de roca pertenecientes a las diferentes unidades que integran el vulcanismo paleoceno con el fin de determinar sus características geoquímicas y petrológicas.

En base a las observaciones de campo y los datos petrográficos y geoquímicos obtenidos en el marco del presente trabajo, se propone un modelo conceptual que sintetiza la evolución magmática durante el Paleoceno Inferior del área de estudio.

2.2 Geología Regional

El límite entre las unidades morfoestructurales de la Depresión Central y la Cordillera de la Costa, se expone en la ladera este del Cerro Peineta donde una amplia zona de falla pone en contacto las unidades cretácicas de la Fm. Augusta Victoria con las unidades paleocenas de la Fm. Chile-Alemania (Figura 2.2).

Hacia el oeste de la Falla Peineta afloran rocas paleozoicas y mesozoicas que conforman el basamento de las cuencas extensionales que se formaron durante el Cretácico Superior y el Paleoceno (Matthews *et al.*, 2010). Estos afloramientos están dominados por rocas jurásicas de la Fm. La Negra que representan el arco volcánico del período que va desde el Jurásico al Cretácico medio, que fue acompañado por el desarrollo de cuencas extensionales en el retroarco, rellenas por una importante secuencia sedimentaria marítima expuesta en la Cordillera de Domeiko, hacia el este de la zona de trabajo.

Hacia el este de la Falla Peineta dominan las rocas del arco paleoceno denominadas Fm Chile-Alemania (Chong, 1973), principal relleno de la Depresión Central. Este autor subdivide a la unidad en tres eventos magmáticos discretos, y les da la jerarquía de miembros dentro de dicha formación: Miembro Inferior (63-58Ma), Miembro Intermedio (57-54Ma) y Miembro Superior (54-46Ma). Las rocas de caja de las manifestaciones epitermales del Distrito Amancaya corresponderían a vulcanitas del Miembro Inferior (Matthews *et al.*, 2010), cuyo centro efusivo principal se ubicaría en el límite Este del proyecto, en las proximidades del Proyecto Morros Blancos (Centro Efusivo Morros Blancos, CEMB, Figura 2.2).

Basamento Pre-Cretácico Superior

Al oeste del Sistema de Fallas Peineta, en el borde oriental de la Cordillera de la Costa, afloran las unidades del basamento pre-Cretácico de la zona de estudio. Las rocas más antiguas de este conjunto corresponden a las metasedimentitas paleozoicas de la Fm. Las Tórtolas (Devónico-Carbonífero, Fuentes *et al.*, 2016), que fueron intruidos por un conjunto de granitoides triásicos y luego deformados y afectados por metamorfismo de bajo grado (Matthews *et al.*, 2010).

Cubriéndolos en discordancia angular, se depositaron las rocas de la Fm. La Negra (García, 1967) que representan el arco volcánico para el periodo Jurásico-Cretácico Medio, desarrollado bajo un régimen de subducción oblicua. Dicho arco estaba limitado por una serie de fallas transcurrentes paralelas a la zona de subducción. Una importante extensión ocurre en el retroarco, donde se formaron potentes depósitos de secuencias marinas trasgresivas intercaladas con vulcanismo subacuático (Mathews *et al.*, 2010). La actividad de este arco para el periodo Jurásico Superior-Cretácico Inferior está además caracterizada por un intenso plutonismo que generó cuerpos intrusivos (plutónicos e hipabisales) emplazados según una dirección principal NE-SO, una secundaria NO-SE, y una menos frecuente E-O.

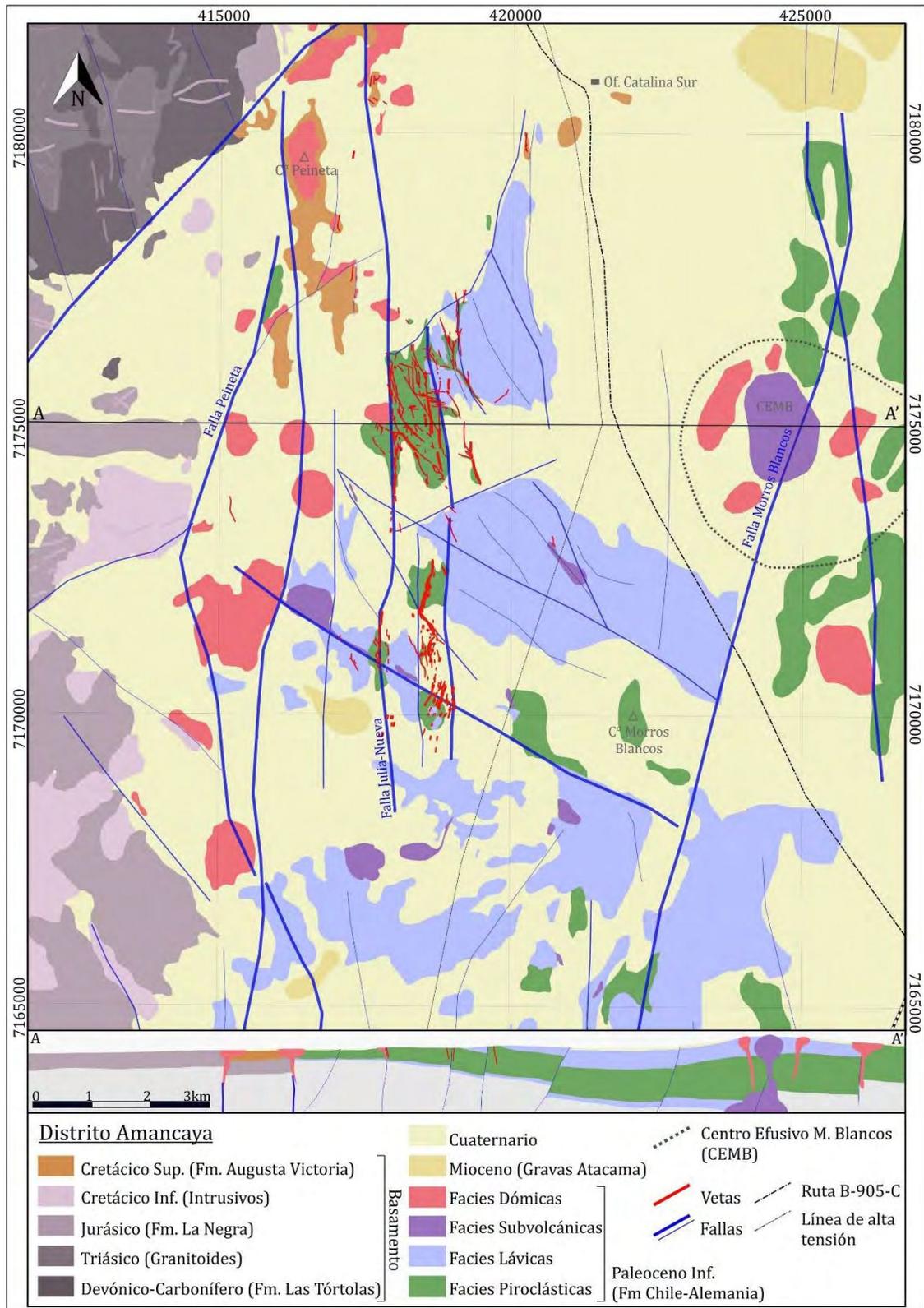


Figura 2.2 Mapa Geológico del Distrito Amancaya. Las unidades pre-paleocenas que conforman el basamento afloran al oeste del Sistema de Fallas Peineta, mientras que hacia el este de la misma se desarrolla el magmatismo Paleoceno de la Fm. Chile-Alemania. El perfil A-A' resume las relaciones verticales entre las grandes unidades del Paleoceno, la escala vertical del perfil se encuentra exagerada (x5) para resaltar la estructuración del depocentro volcánico (Modificado de Páez et al., 2016).

Cretácico Superior

Con posterioridad a los eventos del arco magmático jurásico y al magmatismo del Cretácico Inferior, se produce un cambio en el régimen tectónico, pasando a un periodo compresivo que corresponde a la Fase Peruana (90 Ma), principal responsable de la exhumación de la Cordillera de la Costa (Mathews *et al.*, 2010). Inmediatamente luego de esta etapa compresiva, durante el Cretácico Superior alto, se desarrollan importantes cuencas sedimentarias elongadas N-S y acumulaciones de sedimentitas continentales tales como la Fm. Llanta (Mathews *et al.*, 2010). En esta etapa del Ciclo Andino, el arco magmático tenía una orientación NNE-SSO y se caracterizó por una alternancia de ciclos compresivos de corta duración y largos periodos de transtensión (Charrier *et al.*, 2009). La última etapa de este ciclo, previa a la Orogenia K-T, incluyó un intenso vulcanismo explosivo que originó grandes volúmenes de flujos lávicos y depósitos piroclásticos que alcanzaron los bordes de las grandes cuencas cretácicas (e.g. Fm. Augusta Victoria, García, 1967; Matthews *et al.*, 2010; Espinoza *et al.*, 2011). Por último, durante la orogenia K-T estos depósitos sedimentarios y volcánicos fueron afectados por un intenso plegamiento y basculamiento en bloques dado por la inversión de las cuencas cretácicas (Cornejo *et al.*, 2003).

Fm Augusta Victoria.

Dentro de la zona de estudio, la Fm. Augusta Victoria aflora en el sector del Cerro Peineta, próximo al límite oriental de la Depresión Central (Figura 2.2). Los afloramientos no presentan evidencias de plegamiento, sino que fueron interpretados como un paquete homoclinal que inclina con bajo ángulo hacia el suroeste (Figura 2.3 a). Como no se observa el contacto basal de este conjunto, se interpreta que se depositó en discordancia angular sobre rocas de la Fm. Las Tórtolas, la Fm. La Negra y/o los intrusivos del Cretácico Inferior (Páez *et al.*, 2016). Estos autores identificaron dos facies piroclásticas de flujo asignadas a esta formación: *Ignimbritas de Cristales* y *Reoignimbritas* (Figura 2.3). Las primeras constituyen la facies con mayor desarrollo dentro de la zona de estudio, y representan quizás la litología más diagnóstica de esta unidad a nivel regional (Espinoza *et al.*, 2011). Se presenta como un paquete espeso, de más de 200 m de potencia, de colores morados, compuesto por ignimbritas soldadas muy ricas en cristaloclastos de cuarzo de aspecto redondeado, acompañados por sanidina, plagioclasa, anfíbol y biotitas (Figura 2.3 b y c). Los fiammes suelen estar argilizados, los líticos de naturaleza volcánica y aspecto afanítico se presentan en menor cantidad. La matriz se encuentra desvitrificada con un arreglo micropoiquilitico y con parches de esferulitas (Figura 2.3 b).

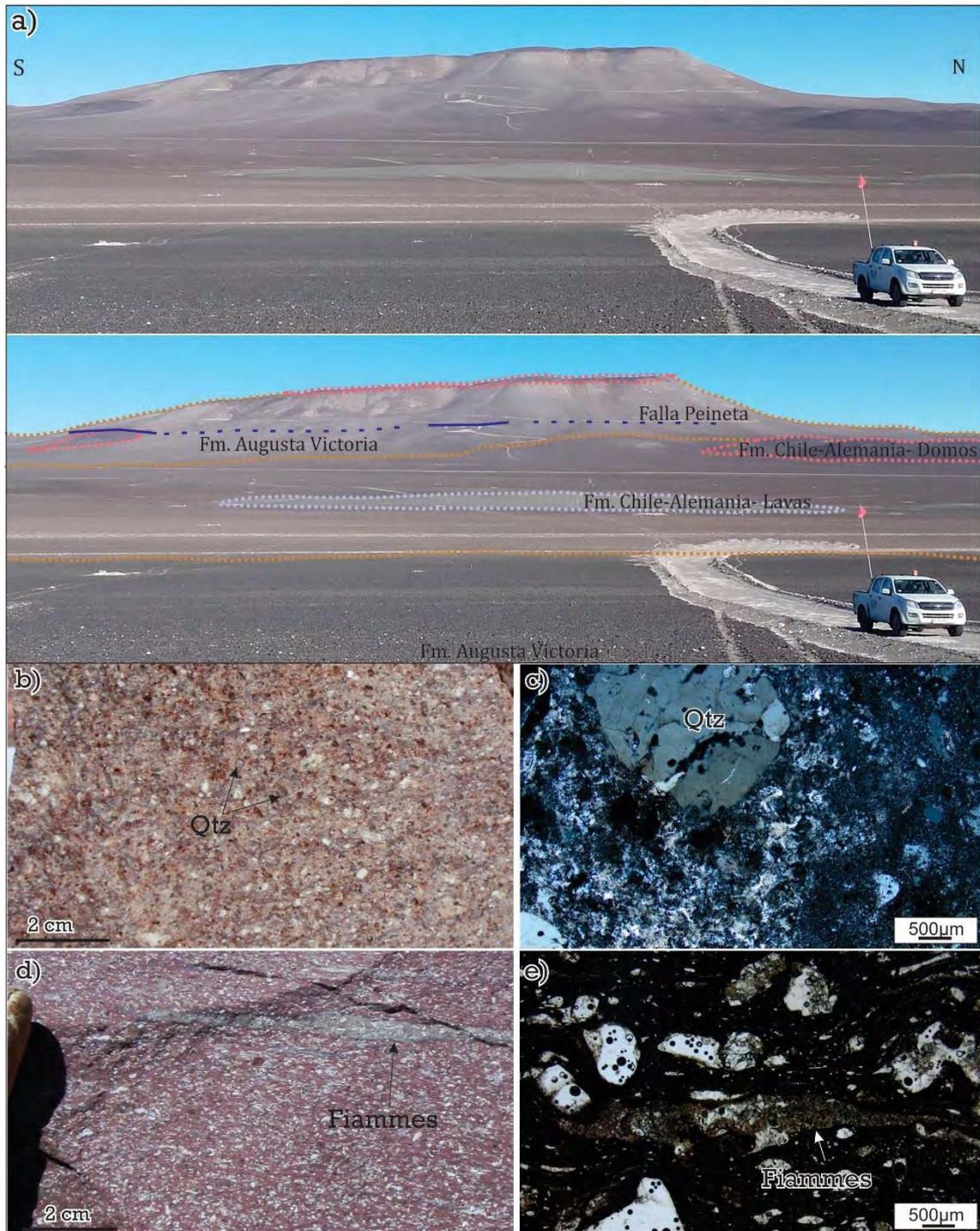


Figura 2.3 a) Vista del Cerro Peineta mirando hacia el oeste. Los contactos entre las unidades paleocenas y la Fm. Augusta Victoria son tectónicos o bien discordantes, y en general están cubiertos por depósitos modernos. b) Fotografía de la textura de la ignimbrita cristaloclástica con los “ojos de cuarzo” diagnósticos de esta unidad. c) Microfotografía con luz transmitida y nicols cruzados donde se evidencia los cristaloclastos de cuarzo y la textura de desvitrificación de la matriz de la ignimbrita. c) Fotografía de la fase soldada de la ignimbrita con los fiammes alargados y aplanados. d) Microfotografía con luz transmitida y nicols cruzados de la matriz de la reoignimbrita con fiammes completamente deformados.

La facies de *Reoignimbrita* fue identificada en el acceso al proyecto sobre la ruta B-905-C. Allí se reconocieron una serie de afloramientos caracterizados por un muy alto grado de

soldamiento. Presentan fiammes fuertemente estirados que alcanzan longitudes de más de 50 cm y espesores de 1 a 5 mm (Figura 2.3 d y e). Posiblemente estos afloramientos correspondan al vitrófiro basal de alguna de las unidades de flujo que componen esta formación.

En el sector central del Cerro de la Peineta, Espinoza *et al.* (2011) obtuvieron una edad U-Pb en circones de $73,7 \pm 0,6$ Ma, ubicando la actividad volcánica de esta unidad en el piso Maastrichtiano (Cretácico Superior; Cohen *et al.*, 2013). Por sus características y su ubicación, Matthews *et al.* (2010) proponen que estas ignimbritas representan el “hombro de cuenca” de los depocentros generados durante el Cretácico Superior, y de amplio desarrollo hacia el este de la zona de estudio.

Paleoceno-Eoceno inferior

Cubriendo a las unidades cretácicas de la Fm. Augusta Victoria, y mediando una importante discordancia angular de carácter regional (Páez *et al.*, 2016), se desarrolla la secuencia paleocena-eocena de la Fm Chile-Alemania (Chong, 1973), unidad que constituye el principal relleno de la Depresión Central a lo largo de casi toda la Región de Antofagasta (Chong, 1973; Espinoza *et al.*, 2011).

Matthews *et al.* (2010) proponen la subdivisión de esta formación en tres miembros, basados en los datos geocronológicos obtenidos para la Carta Geológica Altamira, y los vincula a tres eventos volcánicos discretos, de manera similar a lo que propone Chong (1973). Durante el Paleoceno el arco volcánico comienza una progresiva migración hacia el este que condiciona la distribución espacial de las rocas producto de estos eventos magmáticos (Mathews *et al.*, 2010). En el presente trabajo se sigue la nomenclatura utilizada por estos autores.

El Miembro Inferior (63-58Ma) es descrito como un paquete volcánico de composiciones intermedias (andesíticas-dacíticas), compuesto por facies lávicas, de domos y piroclásticas. En el área del Proyecto Amancaya las rocas aflorantes se corresponden con este evento magmático y conforman un paisaje pobremente aflorado de lomadas suaves que son la caja de la mineralización epitermal del distrito (Figura 2.4). El Miembro Intermedio (57-54Ma) se compone por lavas andesíticas, ignimbritas dacíticas, domos riolíticos y dacíticos; si bien no aparece representado en el sector del proyecto, aflora en el sector central de la Depresión Central. Por último, el Miembro Superior (54-46Ma) se caracteriza por la presencia de coladas de basaltos y andesitas, domos dacíticos y riolíticos e ignimbritas dacíticas; este paquete aflora mayormente hacia el borde oriental de la Depresión Central, en las proximidades de la Cordillera de Domeyko.

Adicionalmente, Matthews *et al.* (2010) observan la presencia de facies subvolcánicas asociadas al intenso vulcanismo de la Fm. Chile-Alemania, que constituyen pequeños intrusivos subredondeados y diques orientados preferentemente en dirección NO-SE. Los stocks se alinean principalmente sobre las fallas de alcance regional, siguiendo rumbos NNE-SSO a N-S y en general no superan el km de diámetro. Las composiciones son andesíticas y la textura es generalmente porfiroide, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y eventualmente piroxeno, con escasa a nula alteración hidrotermal.

El magmatismo de esta Formación representa los productos del arco volcánico Paleoceno-Eoceno originado durante un evento de subducción de tipo "normal", que tuvo una progresiva migración hacia el Este. El ascenso de magma estuvo controlado

esencialmente por fallas de rumbo NNE-SSO, sub-paralelas a la subducción, y los depósitos se producen en un ambiente continental mayormente subaéreo (Charrier *et al.*, 2009; Capítulo 3).

Eoceno Medio-Oligoceno

Con posterioridad al Eoceno Inferior ocurrieron una serie de eventos compresivos que pueden ser asignados a la Fase 'Pre-Incaica' (Matthews y Cornejo, 2004; Matthews *et al.*, 2006). Este tectonismo aumentó gradualmente hasta su máxima expresión en la Fase Incaica que produjo el acortamiento, alzamiento y la erosión de la precordillera y pronunció el alzamiento de la Cordillera de la Costa. En la zona del proyecto, se infiere que su efecto se registró únicamente en la reactivación de fallas antiguas, distales al foco de deformación (Matthews *et al.*, 2010).

Oligoceno-Mioceno

Este periodo se caracteriza por la acumulación de sedimentos gruesos mal seleccionados y matriz sostenidos, producto de la exhumación del Altiplano al NE del sector como consecuencia de la Fase Diastrófica Quechua, depositados por la pérdida de capacidad de transporte de los agentes fluviales debido a los cambios hacia condiciones climáticas áridas (Chong, 1973; Nalpas *et al.*, 2008,). Los sedimentos migraron principalmente al oeste depositándose en la depresión Central sobre los valles de las principales líneas de escurrimiento. Luego de su depositación fueron afectados por procesos de pedimentación y atravesados por los valles que conforman el paisaje actual.

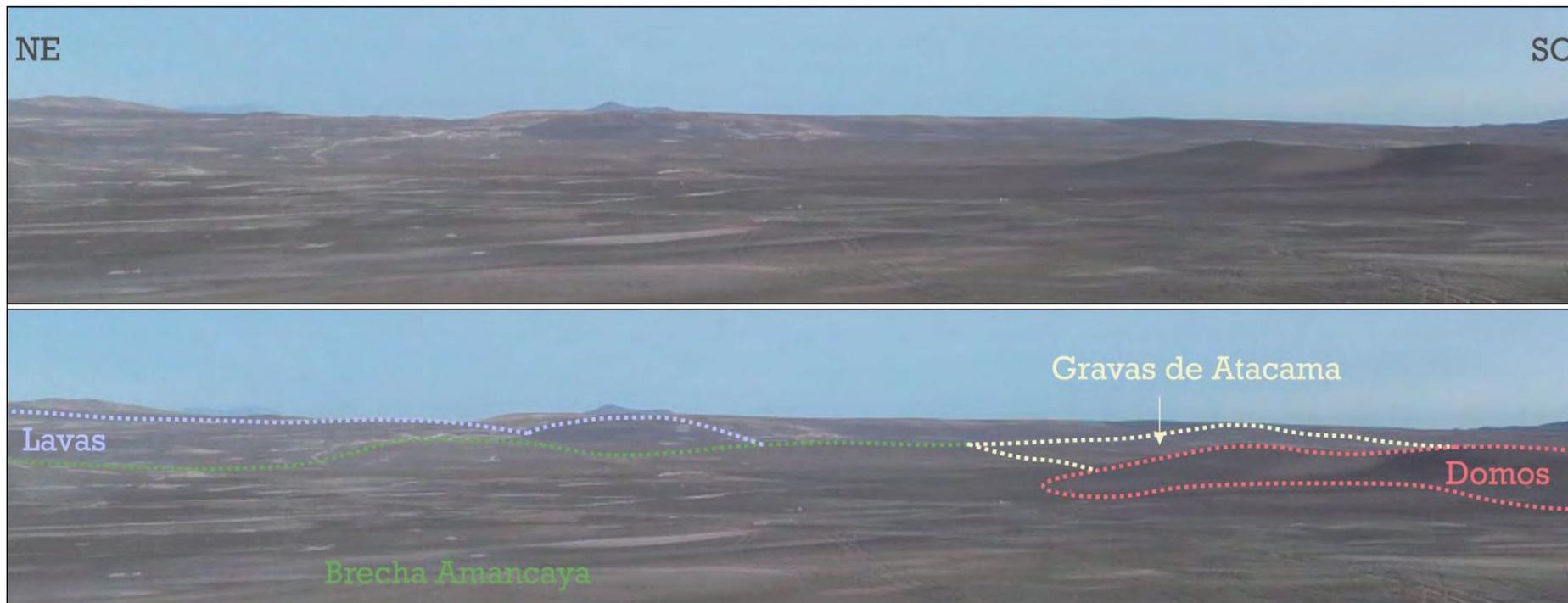


Figura 2.4 Vista hacia el sudeste desde la base del Cerro Peineta, donde se observa la calidad de afloramientos de las rocas paleocenas en las que se emplaza la mineralización epitermal.

Mioceno

Durante este período se depositaron las denominadas *Gravas de Atacama* (Mortimer, 1973, Figura 2.4). Los afloramientos actuales en las zonas aledañas al proyecto tienen morfologías de colinas bajas de formas amesetadas a irregulares, con una elongación E-O y en general paralelos a los actuales drenajes principales.

Son esencialmente gravas polimícticas, mal seleccionadas y matriz sostenidas, con clastos angulosos a subredondeados que localmente aparecen imbricados. La matriz está formada por arena gruesa y cementada por nitratos, sulfatos y/o carbonatos. Internamente son masivas o bien presentan una estratificación mala a regular. Incluye componentes del basamento paleozoico, rocas mesozoicas y del vulcanismo paleoceno dependiendo del sustrato.

Esta unidad presenta intercalaciones tobáceas provenientes de los volcanes andinos que permitieron acotar su edad al rango Mioceno Inferior a Medio (Matthews *et al.*, 2010). Representan zonas de esorrentía de grandes sistemas de drenaje del Mioceno, depositadas en ambientes mixtos (fluvial-aluvial-coluvial).

Mioceno Superior -Holoceno

La mayor parte de la cobertura sedimentaria de la zona corresponden a depósitos del Mioceno Superior-Plioceno. Se trata de gravas no consolidadas y bloques con grados variables de selección y esfericidad. Forman planicies de baja pendiente y yacen en paradiscordancia sobre las gravas de atacama. Localmente son afectadas por escarpes de fallas que posiblemente responden a la reactivación de estructuras antiguas durante el Neógeno (Mathews *et al.*, 2010).

Depósitos Pleistocenos-Holocenos de ripios, gravas y arenas no consolidadas representan eventos torrenciales esporádicos o corrientes de barro y cubren discordantemente las unidades precedentes.

2.3 Geología Local

El sistema epitermal del Proyecto Amancaya se encuentra emplazado en rocas ígneas correspondientes al miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania (Chong, 1973), que representa los principales afloramientos al este del Sistema de fallas Peineta (Figura 2.2). En el cerro homónimo, estas rocas aparecen cubriendo a las ignimbritas cristaloclásticas de la Fm. Augusta Victoria, y en su ladera oriental puede verse un contacto tectónico entre ambas unidades (Figura 2.3).

La estructuración de la Fase Peruana controló la formación de una serie de bloques tectónicos en el basamento, limitados mediante fallas regionales de rumbo N-S y NNE-SSO, y generando el levantamiento de la Cordillera de la Costa (Mathews *et al.*, 2010). Esta estructuración fue reactivada por sucesivos períodos distensivos o transtensivos previos a la orogenia K-T que generaron el hundimiento de bloques hacia el este del borde occidental de la Depresión Central, dando una configuración de hemi-graben (Charrier *et al.*, 2009; Cornejo *et al.*, 2003; Mathews *et al.*, 2010).

Los grandes volúmenes de material volcánico emitidos durante la formación del Miembro Inferior de la Fm. Chile-Alemania en la zona de estudio, estarían asociados a la evolución de un centro volcánico de considerables dimensiones centrado en el sector de Morros Blancos (CEMB) (Mathews *et al.*, 2010), ubicado inmediatamente al este del proyecto (Figura 2.2).

Litofacies del Miembro Inferior de la Fm. Chile-Alemania

Durante los trabajos de mapeo de detalle se pudo identificar una secuencia de facies lávicas y piroclásticas que son intruidas por un conjunto de cuerpos subvolcánicos comagmáticos, que en su conjunto se caracterizan por composiciones esencialmente andesíticas a dacíticas (Figura 2.5). Estas litofacies han sido caracterizadas según su origen, composición química y mineralógica y su distribución areal. Así mismo, se cuenta con gran cantidad de datos geocronológicos compilados a partir de la Carta Geológica Altamira (Mathews *et al.*, 2010) que permitieron, junto con las relaciones observadas en el campo, definir la secuencia cronológica de formación de los productos magmáticos. Cabe destacar que la mala calidad de los afloramientos no permite identificar la base de las unidades mapeadas, solo algunos sondajes en la zona de vetas han permitido estimar los espesores de las rocas encajantes de la mineralización.

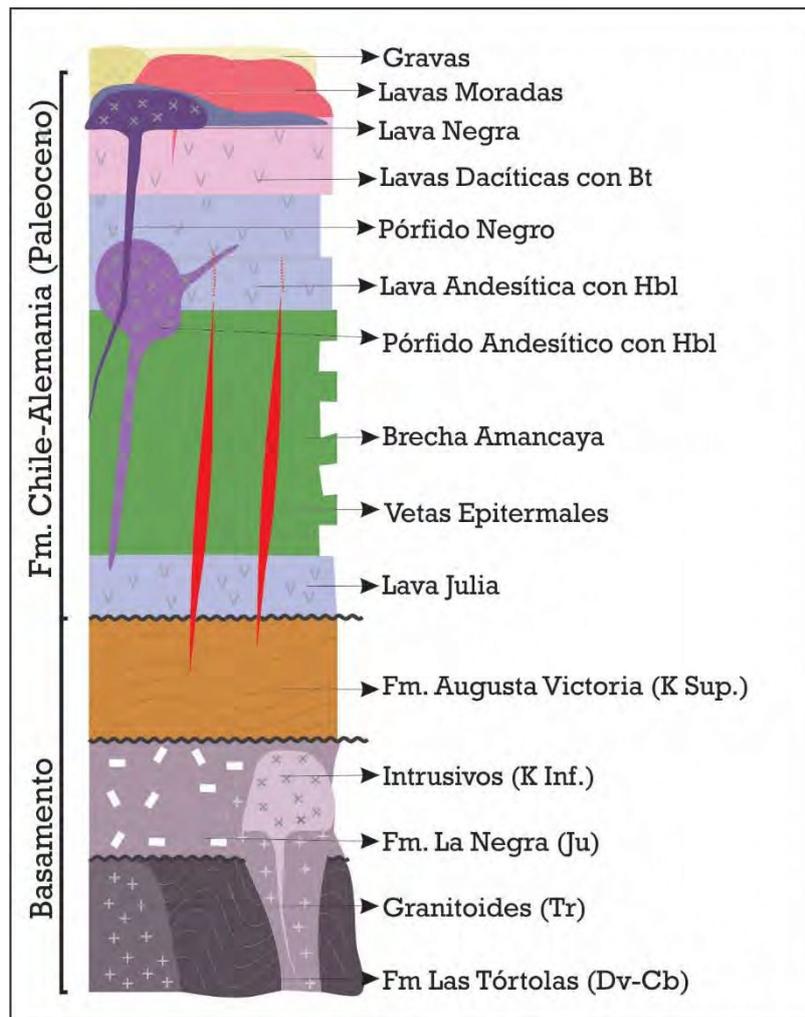


Figura 2.5 Columna estratigráfica que muestra las relaciones de campo entre las unidades presentes en el área de estudio.

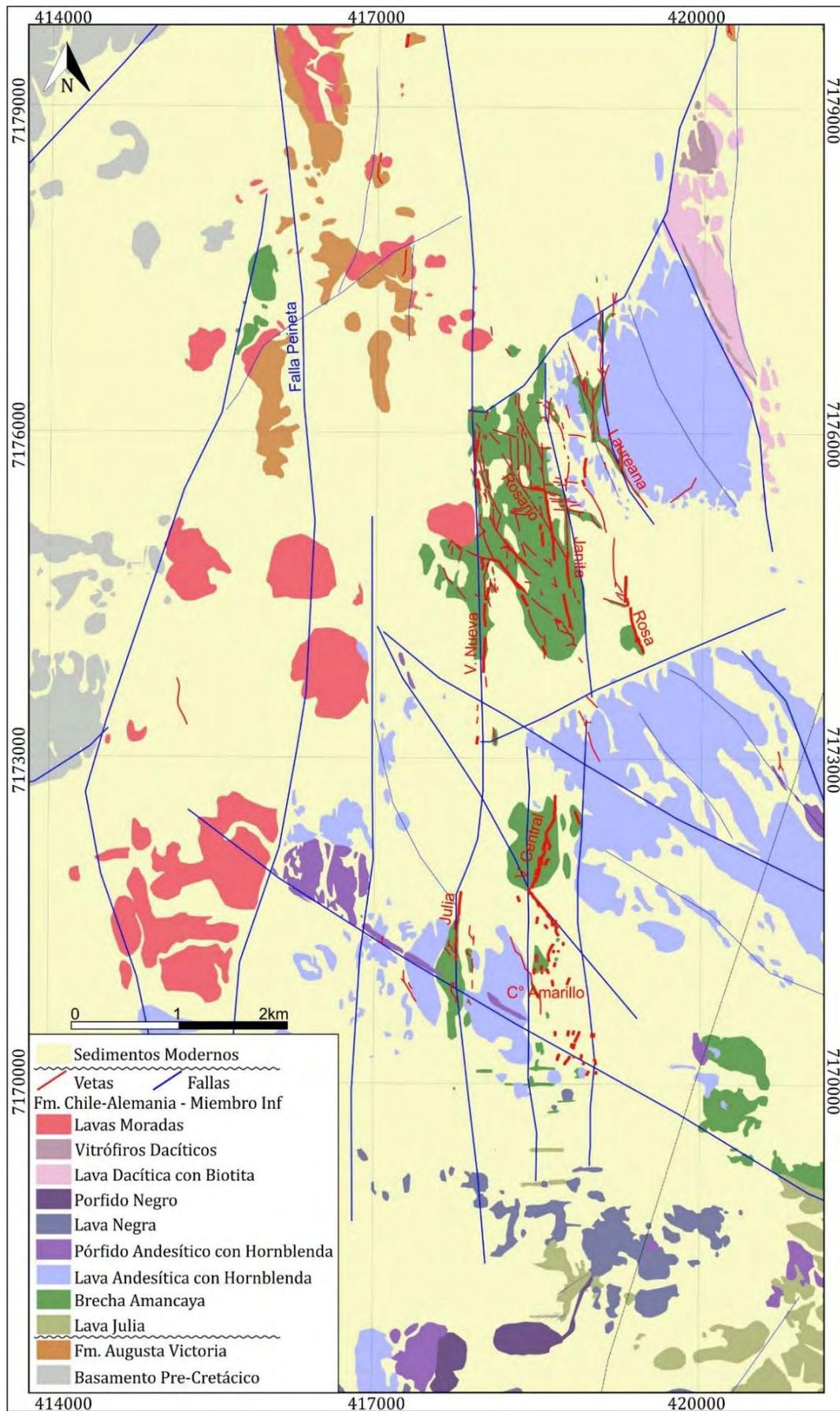


Figura 2.6 Mapa Geológico del Distrito Amancaya que muestra el detalle de las unidades paleocenas mapeadas dentro del Miembro Inferior de la Fm. Chile-Alemania.

Facies Lávicas y Piroclásticas

Lavas Julia

La secuencia de unidades Paleocenas se inicia con una facies lávica identificada en distintos sectores del área de estudio (Figura 2.6), principalmente al sur de la zona de vetas, y en el sector sur del Cerro Morros Blancos, donde conforman la principal litología aflorante. Su base no ha sido observada, pero se interpreta que está en contacto con las unidades del basamento cretácico de la cuenca.

Los afloramientos conforman lomadas suaves de baja altura, y son cubiertas por los depósitos piroclásticos de la Brecha Amancaya, las Lavas con Hornblenda y las Lavas Negras (Figura 2.6 y 2.7 a).

Los afloramientos corresponden a una andesita porfírica con abundantes fenocristales de plagioclasas zonadas, piroxenos y olivinas con coronas de piroxenos, que son rodeados por una pasta de tonalidades gris-verdosas y textura intergranular a intersertal (Figura 2.7 b). Posee escasos enclaves líticos de pórfidos de piroxeno y olivina con geometrías angulosas. En muestra de mano una característica distintiva es la presencia de una orientación por flujo de los fenocristales de plagioclasas (textura traquítica) rasgo que se observa con mayor detalle en los cortes delgados (Figura 2.15 c). Las características mineralógicas sugieren que estas rocas corresponden a magmas pocos diferenciados con piroxenos y olivinas (Cornejo y Matthews, 2001).

En el sector sur del Cerro Morros Blancos y del Cerro Amarillo, estas lavas presentan una intensa alteración hidrotermal de tipo argílica y argílica avanzada, que obliteran gran parte las texturas originales (Figura 2.7 c). En estos sectores, las Lavas Julia son cortadas por un conjunto de brechas de falla silicificadas y con relleno de alunita.

En el sector de Veta Nueva y Veta Janita, informes inéditos describen una lava andesítica de texturas finas y tonalidades oscuras-verdosas, afectadas por distintos grados de alteración propilítica, interceptada por los sondajes más profundos por debajo de la Brecha Amancaya (Zuluaga *et al.*, 2006). Dadas las características descriptas, la misma podría corresponder a las Lavas Julia.

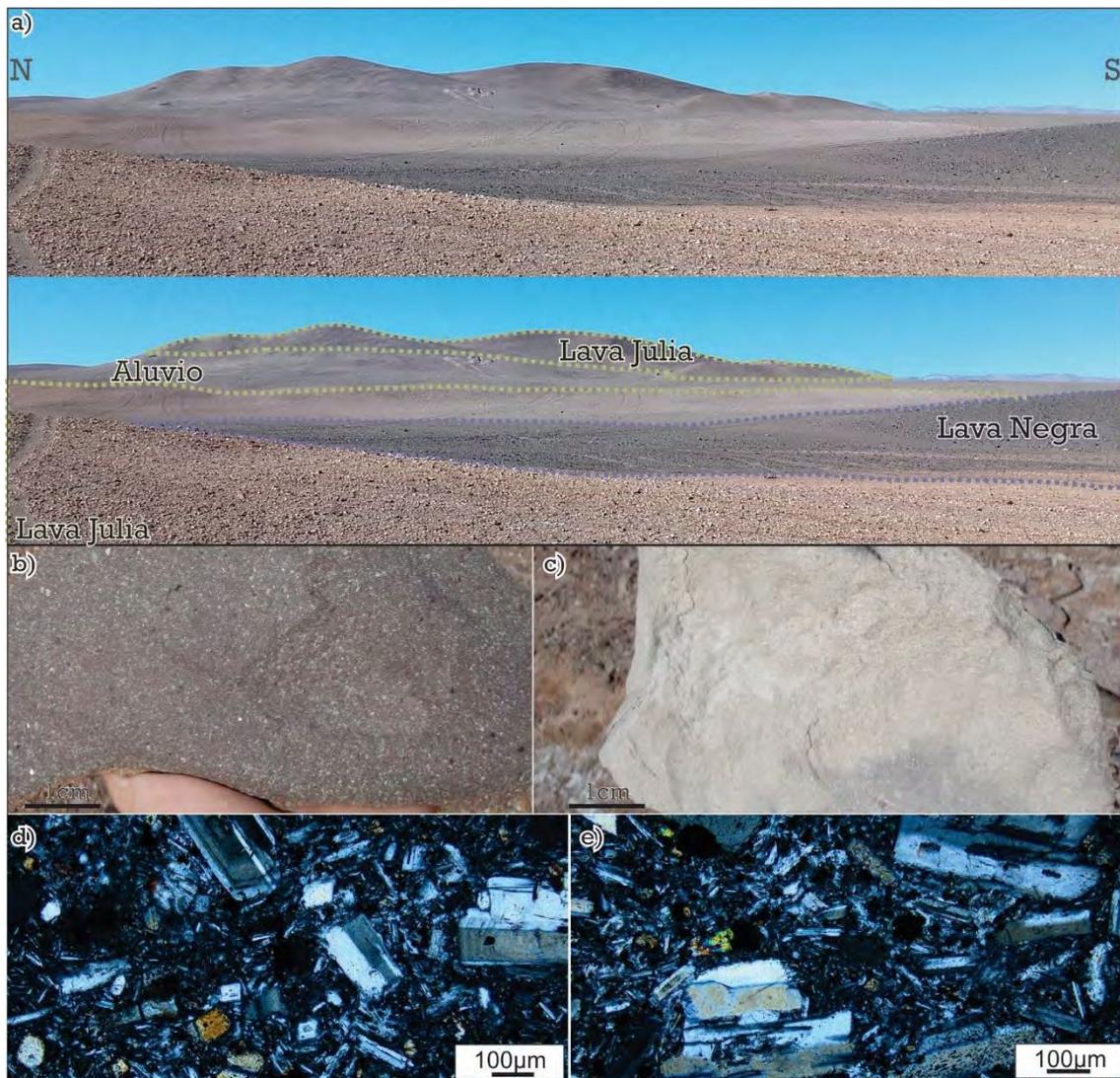


Figura 2.7 a) Vista de los afloramientos de Lava Julia en el sector del Cerro Morros Blancos. Se encuentra cubierta parcialmente por Lavas Negra con un marcado contraste en el grado de alteración. b) Detalle de la textura de la Lava Julia en muestra de mano en afloramientos con alteración débil y c) con alteración intensa del sector del Cerro Morros Blancos. d y e) Microfotografías con luz transmitida y nicols cruzados donde se muestra un detalle de la textura intergranular a intersertal de la pasta de las Lavas Julia. En la microfotografía e) se evidencia la textura traquítica.

Los trabajos regionales de Matthews *et al.* (2010) agruparon parte de esta unidad dentro de la Fm. Llanta, asignable al Cretácico Superior. En afloramientos ubicados inmediatamente al sur del área de estudio, los mismos autores presentan una edad para estas rocas de 66 ± 2 Ma (K-Ar en roca total), por lo que la emisión de estas coladas podría haber ocurrido en el piso Daniano del Paleoceno Inferior (Cohen *et al.*, 2013). De esta manera, estas rocas representan las primeras manifestaciones del arco paleoceno en la zona de estudio, que arrojaron grandes volúmenes de lavas a partir de fallas de rumbo N-S, cubriendo la base del hemigraben (Mathews *et al.*, 2010).

Brecha Amancaya

Luego del pulso volcánico efusivo responsable de la formación de las Lavas Julia, ocurre una etapa de vulcanismo explosivo que originó grandes volúmenes de rocas piroclásticas. Estos depósitos se caracterizan por ser muy homogéneos mostrando localmente una difusa planaridad de los clastos levemente buzante al norte. Sus afloramientos ocupan valles y lomadas suaves, conformando un corredor de orientación aproximada N-S, un ancho máximo de 2 km y una corrida de 12 km (Figura 2.6). Estas rocas constituyen la principal roca de caja de las estructuras vetiformes del área (Capítulo 4).

En la zona de Veta Central, el espesor esta unidad superaría los 250 m, dado que las perforaciones más profundas no han encontrado su base. En otros sectores como los de Veta Janita y Veta Nueva estarían apoyados sobre coladas andesíticas (posiblemente las Lavas Julia) con un espesor mínimo promedio de 150 metros.

Se trata de una unidad piroclástica de composiciones intermedias (dacita-andesita) caracterizada por un elevado contenido de litoclastos subangulosos a subredondeados de

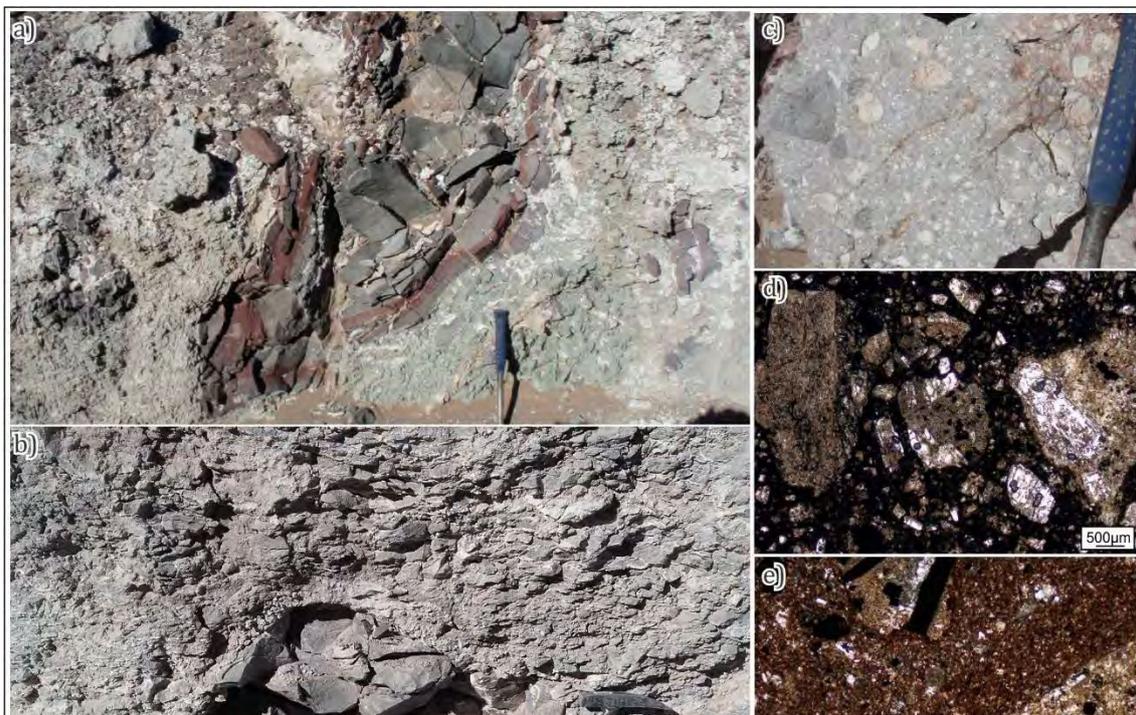


Figura 2.8 Brecha Amancaya descubierta en trincheras de la zona de: a) Cerro Amarillo y b) Veta Central. c) Muestra de mano donde se pueden ver los fragmentos líticos polimícticos de la brecha, todos inmersos en una base de litoclastos y cristaloclastos de menor tamaño. d) Microfotografía donde se observan los clastos andesíticos con texturas porfíricas de variable tamaño de fenocristales en una matriz argilizada en la cual no se distinguen trizas vítreas. e) Microfotografía de la Brecha Amancaya que muestra un detalle de la matriz castaña con abundantes litoclastos de variadas dimensiones.

naturaleza polimíctica (comúnmente más del 50% en volumen), representados por variadas tipologías de lavas andesíticas y dacíticas, que varían en tamaño desde algunos milímetros hasta más de un metro de diámetro (Figura 2.8 a y b). Los cristaloclastos corresponden a plagioclasas zonadas, biotitas, anfíboles y cuarzo. La matriz de la brecha es fina, de color gris-verdoso, y en general se presenta fuertemente alterada a arcillas (Figura 2.8 c, d y e). En muestra de mano y al microscopio no se observaron fragmentos pumíceos, posiblemente debido al elevado grado de alteración (Figura 2.8 c, d y e).

De manera intercalada dentro de esta unidad, se observan algunos niveles de oleadas piroclásticas (“surges”) de colores grisáceos y morados. Estos niveles pueden variar desde unos pocos centímetros de potencia hasta conformar secuencias de algunos metros de espesor. En general tienen pobres afloramientos, pudiéndose reconocer mejor en trincheras, como por ejemplo al sur del sector del Cerro Amarillo y el sector oeste de Veta Janita, o bien en las labores de explotación como los rajos (Figura 2.9 a, b y c). Se trata de depósitos de aspecto arenoso con estructuras sedimentarias tractivas de tipo capa plana, laminación cruzada de bajo ángulo, que son acompañadas por lapilli acrecional e impactos balísticos (Figura 2.9 d).

En la zona del Rajo Linda en la mina Amancaya se pudo observar una delgada capa de surge muy continua cuyo espesor oscila entre los 5 y 10 cm con un Rbz 45/20°, indicando una ligera inclinación hacia el NE, con contactos ondulados, laminación cruzada y fragmentos líticos y lapilli acrecional (Figura 2.9 c y g).

En las inmediaciones de las vetas epitermales, la Brecha Amancaya se encuentra frecuentemente silicificada, o bien muestra alteración argílica de intensidad variable que se manifiesta en los contactos con las vetas, y que disminuye gradualmente al alejarse de ellas. Por otra parte, estos depósitos muestran una fuerte alteración argílica y argílica avanzada en el sector del Cerro Morros Blancos, donde sus texturas se encuentran casi completamente obliteradas por la intensidad de la alteración hidrotermal.

Mathews *et al.* (2010) presentan una edad U-Pb en circones de $60,3 \pm 0,5$ Ma en el sector de Veta Janita y de $63,4 \pm 1,1$ Ma en el sector de Veta Central por el mismo método. La marcada similitud entre la primera edad y la edad obtenida para la mineralización de la Veta Janita ($60,0 \pm 0,3$ Ma, Ar-Ar en adularia, (Capítulo 4 -Mathews *et al.*, 2010)) hacen pensar que esta datación podría estar reflejando los efectos de la alteración hidrotermal en los circones de la roca de caja, por lo que, se prefiere utilizar la segunda edad ($63,4 \pm 1,1$ Ma). Por otra parte, en los afloramientos del cerro Morros Blancos se realizó una datación K/Ar en biotita que arrojó una edad de $62 \pm 2,1$ Ma (Mathews *et al.*, 2010). Estos datos permiten acotar la edad de las rocas al piso Daniano del Paleoceno Inferior (Cohen *et al.*, 2013). Cabe señalar

que la naturaleza polimíctica del depósito, la abundancia de litoclastos y las alteraciones hidrotermales de estas brechas dificultan la certera determinación de su edad por métodos radimétricos. Sin embargo, la posición estratigráfica observada en el campo es compatible con una edad Daniana.

Estas ignimbritas representan la fase explosiva inicial del vulcanismo paleoceno. Los diferentes espesores identificados para esta unidad en las perforaciones del distrito serían coherentes con la hipótesis de una cuenca tipo graben asimétrico, donde se depositó el miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania.



Figura 2.9 Brecha Amancaya Facies de surge. a) Nivel de tobas finas gradadas y estratificados, que inclinan con alto ángulo en una trinchera del sector central de vetas y b) detalle del nivel de toba. c) Nivel de surge en el rajo Linda d) Detalle de la estructura de impacto de un fragmento lítico de lava inserto en un nivel fino. e y f) Textura de la facies de surge al microscopio, los cristaloclastos se alinean en la estratificación y lapilli acrecional. g) Detalle del nivel de surge en el rajo linda con facies finas y lapilli acrecional.

Lavas Andesíticas con Hornblenda

Esta unidad tiene una amplia distribución, principalmente al este y sur de la zona de vetas. Se presentan cubriendo a la Brecha Amancaya en el sector centro y norte del distrito, mientras que al sur se apoyan también sobre las Lavas Julia (Figura 2.6). La alteración hidrotermal de esta unidad es imperceptible, observándose escasas vetillas de calcita cristalina y cuarzo en peine. En el campo esta unidad se presenta como una serie de lomadas suaves con tonalidades gris-violáceas, donde por cambios en la proporción de fenocristales y pasta puede inferirse una sucesión de varias coladas lávicas superpuestas (Figura 2.10 c).

Son lavas porfíricas de composición andesítica con fenocristales de plagioclasas y abundantes cristales de hornblenda que pueden alcanzar varios centímetros de longitud, lo que constituye un rasgo muy diagnóstico de estas rocas (Figura 2.10 d). Además, al microscopio se observó escaso piroxeno rodeado por coronas de anfíbol. La pasta es de colores gris-violácea y texturas pilotáxicas a intersertales.

En el trabajo regional de Matthews *et al.* (2010) se presentan tres edades radimétricas para estas rocas, una Ar-Ar ($61,4 \pm 1$ Ma, en plagioclasas) y dos K-Ar ($63,1 \pm 0,4$ Ma y $62,8 \pm 0,4$ Ma en anfíbol), por lo que la emisión de estas coladas habría ocurrido en la parte más alta del piso Daniano del Paleoceno Inferior (Cohen *et al.*, 2013), inmediatamente después de la depositación de la Brecha Amancaya.

Lavas Negra

Esta unidad cubre a la Brecha Amancaya en el sector sur del yacimiento, presentando su mayor desarrollo al oeste del Cerro Amarillo, donde aflora en forma discontinua formando un anillo alrededor de dos cuerpos de la unidad denominada Pórfido Negro (Figura 2.6). En el sector del cerro Morros Blancos aflora inalterada, cubriendo a las zonas de alteración argílica avanzada; lo mismo ocurre en el sector del Cerro Amarillo, donde cubre a la zona de alteración argílica.

Está compuesta por lavas andesíticas con abundantes fenocristales de plagioclasas de pequeñas dimensiones que son acompañados por piroxenos, en una pasta afanítica de color gris a verdosa oscura, al microscopio presenta una textura pilotáxica e intersertal. Por sectores es bandeada y con los fenocristales orientados (textura traquitoide). En algunos casos presentan enclaves microgranulares máficos subrendondeados.

Lavas Dacíticas con Biotita:

Esta unidad conforma un paisaje de lomadas suaves de tonalidades oscuras (Figura 2.10 a) desarrollado inmediatamente al este del sector de la Mina Rosario del Llano y Veta Janita (Figura 2.6), donde se observa un conjunto de lavas de composición andesítica a dacítica que cubren de manera concordante a las Lavas Andesíticas con Hornblenda.

Estas rocas presentan una textura porfírica con fenocristales de plagioclasas, piroxeno y biotita rodeados por una pasta afanítica de coloración castaño oscuro (Figura 2.10 b y e). Por sectores esta unidad se presenta bandeada y con parches de devitrificación de coloraciones claras. Además, es común la presencia de parches y vetillas discontinuas de calcedonia. No presentan evidencias de alteración hidrotermal.

No se cuenta con edades radimétricas para esta unidad, pero por su concordancia con las Lavas Andesíticas con Hornblenda se interpreta que pertenecen a un evento volcánico inmediatamente posterior.

Vitrófiro Andesítico-Dacítico

Esta unidad está poco representada dentro del área del yacimiento Amancaya. Se la observó como un conjunto de coladas menores que cubren a las Lavas Dacíticas con Biotita al noreste de la Mina Rosario del Llano, y cubriendo también a las facies de surge de la Brecha Amancaya al este del Cerro Morros Blancos (Figura 2.6 y 2.10).

Está compuesta por coladas masivas de andesitas a dacitas con textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos algunos orientados, rodeados por una pasta vítrea de colores oscuros y aspecto bandeado producto de la presencia de bandas de devitrificación (Figura 2.10 f).

Asociada a esta unidad, y ubicados al noreste de la Mina Rosario del Llano (Figura 2.6), se reconocieron un conjunto de diques longitudinales de acimut N330°, corridas individuales de más de 700 m y espesores de entre 5 y 15 m. Estos diques cortan a las Lavas Dacíticas con Biotita y son considerados los conductos alimentadores de las coladas ubicadas inmediatamente al norte de estas. Esta unidad no presenta evidencias de alteración hidrotermal.



Figura 2.10 a) Vista de los afloramientos al norte del distrito donde se ve la relación concordante entre las Lavas con Hornblenda, Las Lavas Dacíticas con Biotita y la intrusión del dique de Vitrófiro. b) Detalle del afloramiento de las lavas Dacíticas con Biotita; c) Detalle del afloramiento de las Lavas Andesíticas con Hornblenda; d) Muestra de mano de Lava Andesítica con Hornblenda; e) Muestra de mano de Lava Dacítica con Biotita y f) Muestra de mano de Vitrófiro.

Facies Intrusivas Subvolcánicas

Numerosos cuerpos subvolcánicos se intruyen en las rocas descritas anteriormente formando pequeños cuerpos porfíricos. Los pórfidos tienen formas subcirculares a

ligeramente alargadas en sentido N-S, y en general aparecen asociados estrechamente con diques, que posiblemente representen conductos alimentadores. Por su composición mineralógica se los ha vinculado genéticamente con alguno de los eventos efusivos descritos anteriormente.

Pórfido Andesítico con Hornblenda

Esta unidad agrupa una serie de cuerpos intrusivos y diques que afloran en el sector centro-sur del proyecto, formando afloramientos de coloraciones castaño rojizas al oeste de las vetas Julia y Nueva, y al Sur del Cerro Amarillo (Figura 2.6). Estos cuerpos se intruyen en las Lavas Julia, la Brecha Amancaya y en las Lavas Andesíticas con Hornblenda (Figura 2.5).

Los cuerpos tienen diámetros de hasta 700 m y geometrías subcirculares a levemente elongadas en sentido N-S cuando son vistos en planta. Los diques se presentan, en general, en conexión con los cuerpos intrusivos siguiendo orientaciones N300° y N330°, y alcanzan longitudes de hasta 2,5 km con espesores máximos de hasta 20 m (Figura 2.11).

Las rocas son microdioritas con textura microgranuda a levemente porfiroide, y están compuestas por plagioclasas y abundante hornblenda, que pueden alcanzar hasta 1 cm de longitud.

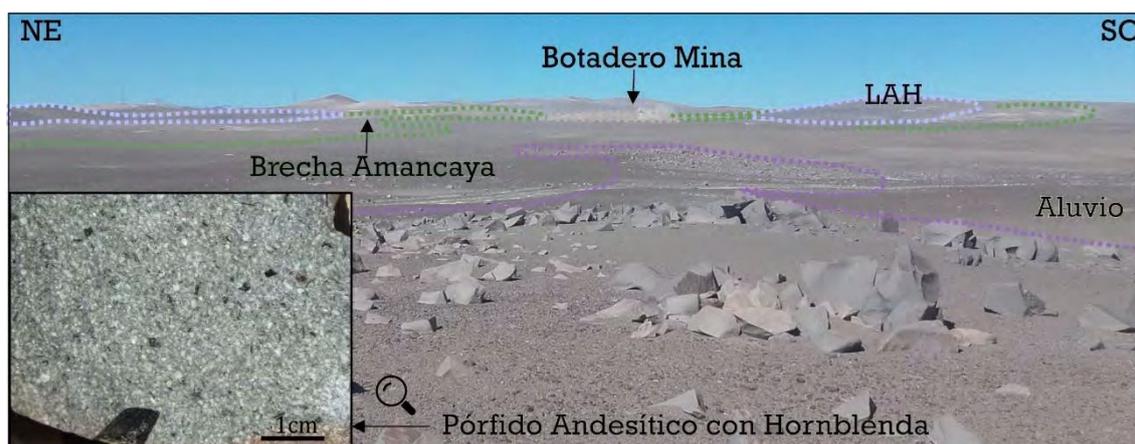


Figura 2.11 Afloramiento de dique de Pórfido Andesítico con Hornblenda de acimut N330° el cual tiene una extensión de al menos 2,5 km, ya que fue expuesto en las labores de la mina ubicadas detras del botadero en la figura. Un detalle de su textura muestra las hornblendas que superan el cm de lado en una base microgranuda.

Las similitudes mineralógicas, especialmente en lo referente al contenido y tamaño de los anfíboles, permite interpretar a estos cuerpos como productos intrusivos del mismo magmatismo que las Lavas Andesíticas con Hornblenda.

Espinoza *et al.* (2011) obtuvieron una edad K-Ar en anfíbol de 63 ± 3 Ma, ubicando la intrusión de los cuerpos en el piso Daniano del Paleoceno Inferior (Cohen *et al.*, 2013). Las labores mineras en la Veta Central expusieron un dique andesítico asignable a esta unidad, el cual aloja a la mineralización y se presenta con una alteración muy restringida a los contactos con las vetas. Estas relaciones de campo implican que los cuerpos intrusivos son previos al evento mineralizante.

Pórfido Negro

Al oeste del Cerro Morros Blancos, y en cercana asociación con las Lavas Negra (Figura 2.6), se identificaron dos cuerpos de pórfido, de unos 500 m de diámetro y geometría elongada. Estas rocas intruyen a las Lavas Julia y a un cuerpo de Pórfido con Hornblenda.

Se trata de intrusivos internamente zonados texturalmente, con un núcleo compuesto por rocas microgranudas de composición diorítica, y bordes formados por rocas porfíricas indistinguibles de las Lavas Negra. Al microscopio, se identifican fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivina con textura ofítica a subofítica, en una pasta intergranular a microgranuda.

En las trincheras de los sectores Cerro Amarillo y Cerro Morros Blancos se observaron abundantes diques de esta unidad cortando a la Lava Julia. Se trata de cuerpos de 1 a 5 m de espesor con un acimut principal $N60^{\circ}$ y en menor medida $N330^{\circ}$. Una particularidad de algunos de estos diques es la presencia de pequeñas vesículas subredondeadas rellenas de cuarzo.

No se cuenta con edades radimétricas para esta unidad, pero se los interpreta como las facies de conducto a partir de la cual se derramaron las coladas de las Lavas Negra.

Facies Dómicas

De manera tardía, y cubriendo a todas las unidades previas, aflora un conjunto de cuerpos dómicos de extensión variable y fuerte control estructural en su emplazamiento.

Lavas Moradas

Dentro de esta unidad se agrupan una serie de domos y coladas dómicas alineados en sentido NNE-SSO a lo largo de la traza del Sistema de Fallas La Peineta (Figura 2.6). Se trata de la unidad más joven dentro del Paleoceno, y fue observada cubriendo en discordancia a la mayoría de las unidades previas. En el sector del Cerro La Peineta esta unidad aflora cubriendo a las ignimbritas de la Fm. Augusta Victoria en la parte alta del cerro, sugiriendo que este bloque ha sido exhumado con posterioridad al cierre del primer evento magmático del arco del Paleoceno inferior.

Son lavas andesíticas a dacíticas que forman lomadas suaves con afloramientos lajosos de coloración rojiza a castaña. En muestra de mano se presentan con texturas aféricas a levemente porfíricas, con escasos fenocristales de plagioclasas y cantidades menores de anfíboles, muchas veces orientados, rodeados por una abundante pasta afanítica bandeadapor flujo. Por sectores puede presentar aspecto vítreo con texturas de desvitrificación en forma de moteados, bandas de devitrificación y litofisas (Figura 2.12).

Hacia los bordes de estos cuerpos es común la presencia de niveles fuertemente desvitrificados, con desarrollo de abundantes cavidades tipo litofisas de hasta 20 cm de diámetro, rellenas de calcedonia y cuarzo, muchas veces con bandeados concéntricos. En superficie, estos niveles definen campos irregulares de floats de cuarzo producto de la erosión, que en algunos casos pueden confundirse con estructuras mineralizadas.

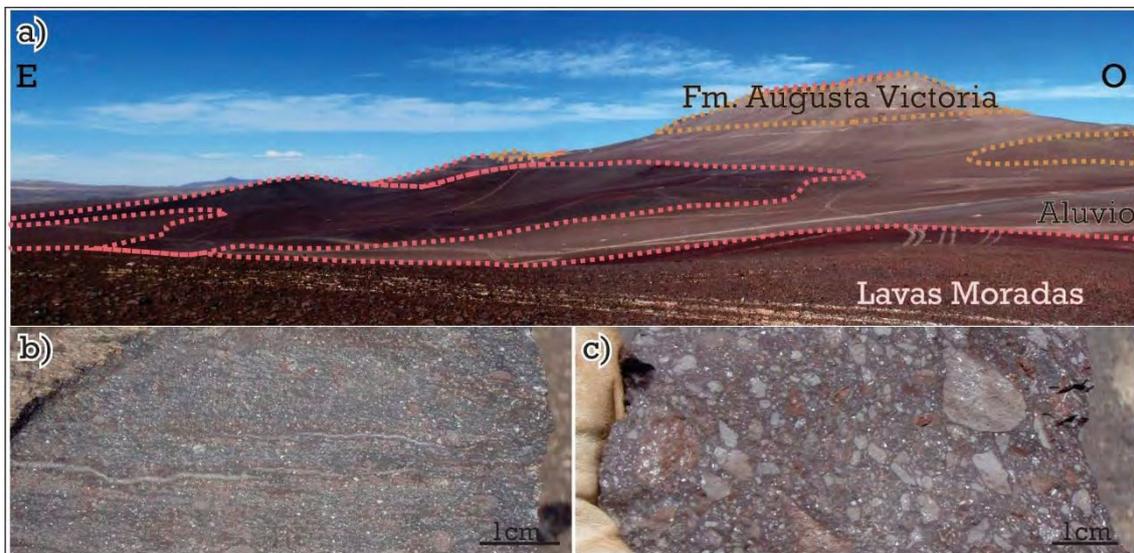


Figura 2.12 a) Afloramiento de los domos alineados sobre el Sistema de Fallas Peineta. b) Textura mesoscopica de las lavas con marcada fluidalidad, escasos fenocristales y bandas de desvitrificación asociada. c) Muestra de mano de una autobrecha tomada en la base de uno de los domos.

Hacia la base de los domos se reconocen frecuentemente zonas de autobrechas compuestas por clastos angulosos de lava cementados por la misma lava (Figura 2.12 c). Además, también hacia la base, se observan depósitos piroclásticos poco soldados, representados por ignimbritas pumíceas y depósitos de “surge” de escaso desarrollo lateral, que son interpretados como facies explosivas asociadas a la apertura de los conductos que dieron origen a los domos y coladas dómicas.

No se cuenta con edades radiométricas de esta unidad, pero por sus relaciones de campo se la interpreta como el último producto del Miembro Inferior del magmatismo paleoceno en el área de estudio.

Geoquímica del magmatismo paleoceno

El área de estudio no dispone de antecedentes de análisis litogeoquímicos para rocas del paleoceno inferior, es por eso que, con el fin de caracterizar geoquímicamente a las litofacies del miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania, se analizaron un total de 23 muestras (Figura 2.13). Para esta tarea fueron incluidas muestras de lavas, pórfidos y diques, excluyendo del análisis a la Brecha Amancaya, por su alta concentración de fragmentos líticos y su alto grado de alteración que impidió la identificación de pómez.

Las muestras fueron enviadas al laboratorio ALS Global (www.alsglobal.com) en el cual se realizaron análisis cuantitativos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas. Los mayoritarios se analizaron mediante fluorescencia de rayos X, y los minoritarios y trazas mediante el análisis ICP- AES (Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy) e ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) previa disolución con agua regia.

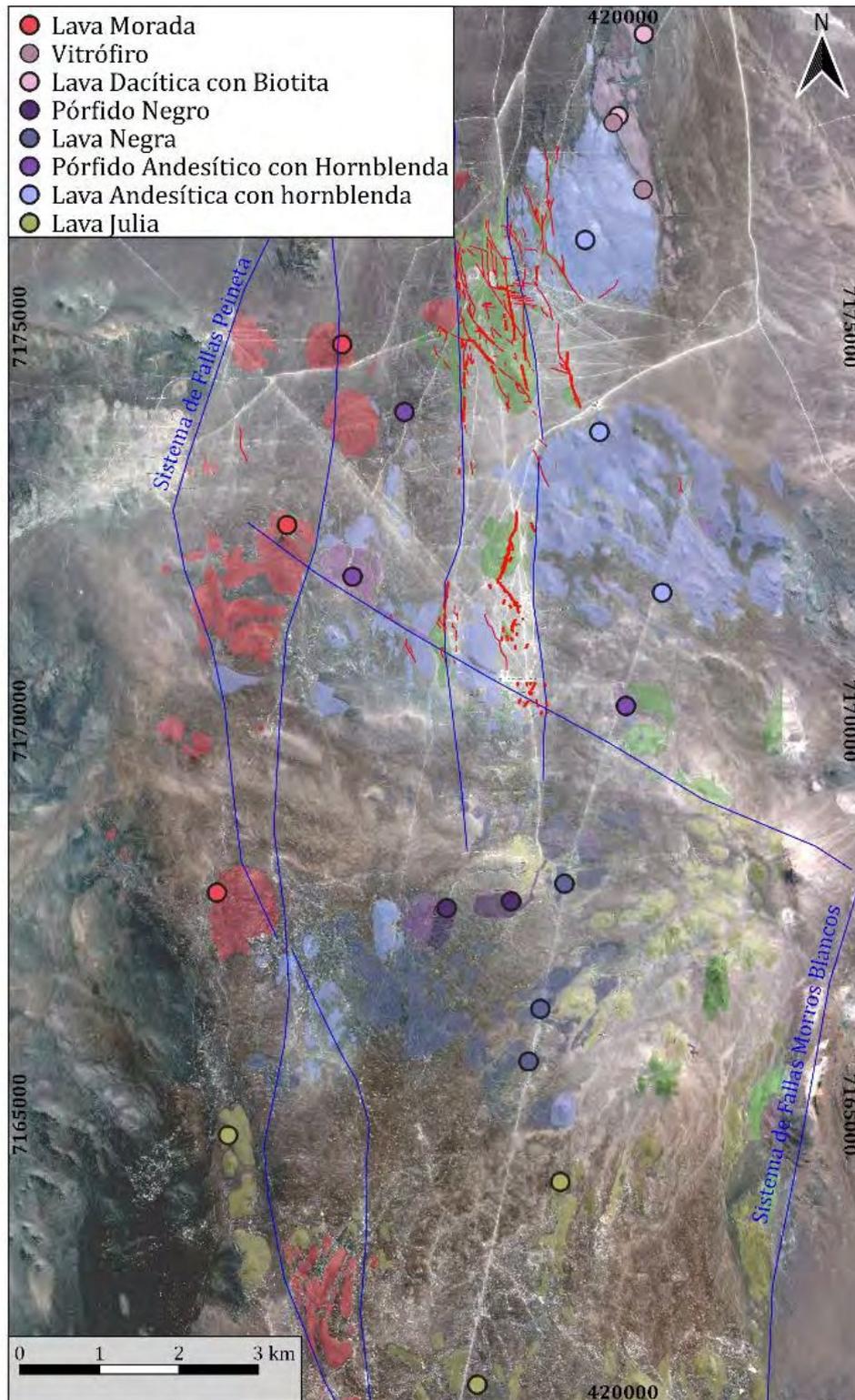


Figura 2.13 Mapa de ubicación de las muestras analizadas en las unidades del magmatismo del arco paleoceno inferior.

Los análisis muestran valores de LOI (Loss on ignition) en general bajos, con un valor promedio de 1,5 %, donde solo dos de las muestras arrojaron valores de 3,36 y 3,22 % (Anexo 1). Estos valores denotan que la alteración en las muestras seleccionadas del vulcanismo Paleoceno es baja y permite caracterizarlas mediante el uso de los elementos mayoritarios.

A partir de los datos obtenidos se realizaron varios diagramas tendientes a discriminar los tipos litológicos presentes en la zona, así como también determinar si las unidades serían o no comagmáticas. Para tal propósito, se utilizaron diagramas como el TAS (Figura

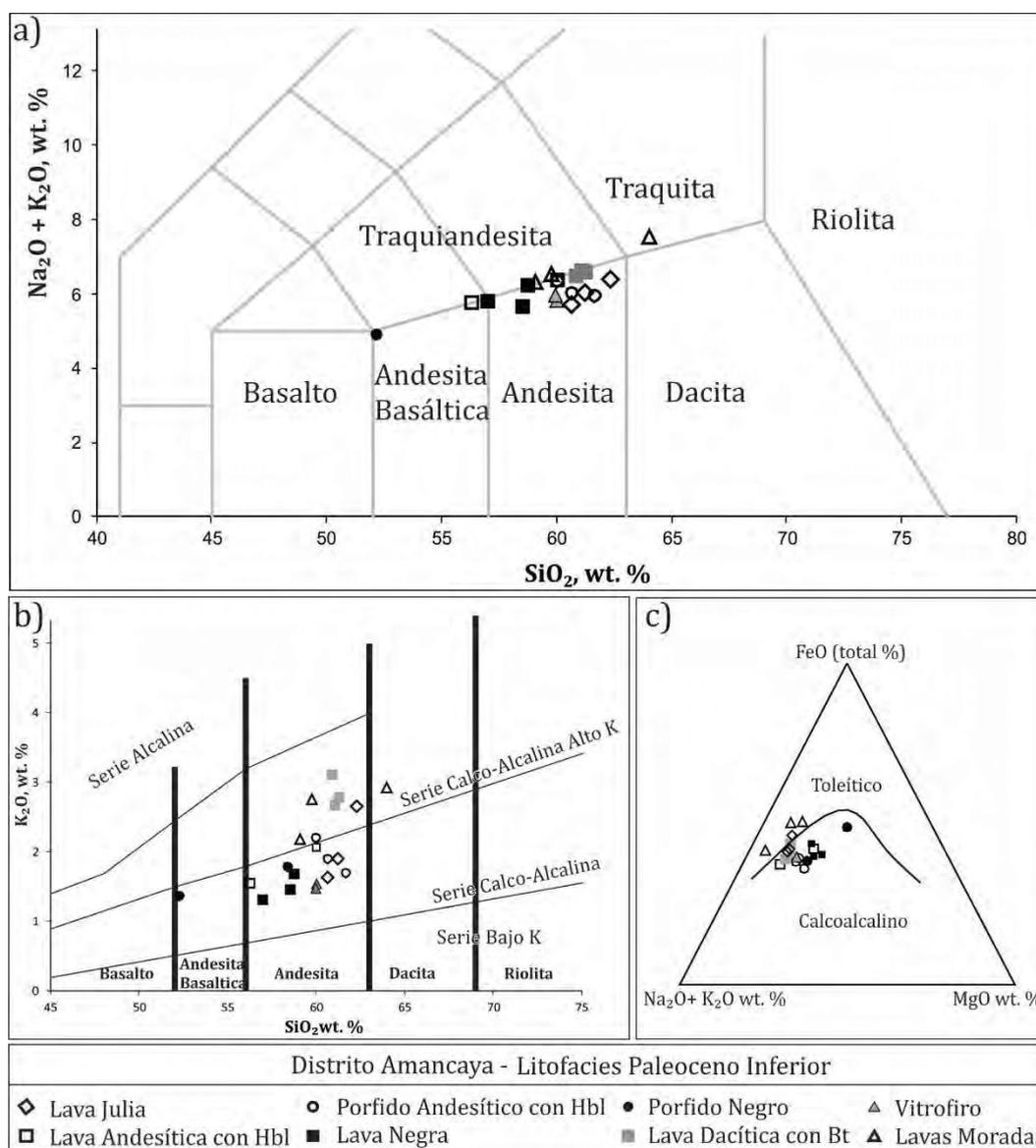


Figura 2.14 Diagramas geoquímicos de caracterización del vulcanismo Paleoceno incluido dentro del Miembro Inferior de la Fm. Chile-Alemania del distrito Amancaya. a) Le Bas et al. (1986) Discriminación en función de Álcalis Vs Sílice; b) Ewart (1982) Discriminación de series magmáticas. c) Marshall (1996) Discriminación de series magmáticas en función de los contenidos de álcalis, hierro y magnesio.

2.14 a; Le Bas *et al.*, 1986), el diagrama SiO₂ vs. K₂O (Figura 2.14 b; Ewart, 1982) y el diagrama AFM (Figura 2.14 c; Marshall, 1996).

2.4 Discusión

Petrogénesis del Magmatismo Paleoceno

Cornejo y Matthews (2001) sugieren una evolución en el magmatismo del miembro superior de la Fm Chile-Alemania desde términos andesíticos ricos en piroxenos hacia términos andesíticos portadores de hornblendas. En trabajos posteriores (Cornejo *et al.*, 2009), los mismos autores realizan esta misma comparación mineralógica en los productos magmáticos cercanos al límite K-T. En ellos, afirman que las lavas del Cretácico Superior están enriquecidas en piroxenos, mientras que las lavas del Paleoceno Inferior se caracterizan por la presencia de anfíboles (hornblenda). Estos autores interpretan esta variación como una consecuencia del engrosamiento cortical que se produce durante la orogenia K-T cercano a los 63 Ma, momento en el cual se interrumpe el vulcanismo, y se generan las condiciones de presión necesarias para la formación de anfíboles en las cámaras magmáticas.

En el área de estudio esta transición se observa al comparar la mineralogía de las Lavas Julia (augita) y las Lavas Andesíticas con Hornblenda (hornblenda). Las primeras fueron datadas al sur de la zona de vetas por el método K-Ar en roca total arrojando una edad de 66 ± 2 Ma (Matthews *et al.*, 2010), lo que ubica las efusiones de estas coladas muy cerca del Cretácico Superior, en la base del piso Daniano del Paleoceno inferior (Cohen *et al.*, 2013). Mientras que los mismos autores ubican a las Lavas Andesíticas con Hornblenda entre los $63,1 \pm 0,4$ Ma y $61,4 \pm 1$ Ma.

Las Lavas Julia poseen fenocristales de piroxenos, plagioclasas y olivinas (Figura 2.15 a, b, c y d). Los piroxenos son verdosos, sin pleocroísmo y de hábito prismático corto. Las secciones basales tienen formas cuadradas a octogonales con clivajes que forman ángulos cercanos a los 90° (Figura 2.15 g). El ángulo de extinción es alto, cercano a los 40°. Estas características sugieren que se trata de augita, mineral típico de rocas volcánicas enriquecidas en sodio y con bajo porcentaje de sílice (Kerr, 1965). Estas lavas también llevan escasos fenocristales de olivinas equidimensionales (<1%) de pequeño tamaño y con una fuerte alteración a iddingsita (Figura 2.15 a y b).

Las Lavas con Hornblenda se caracterizan por presentar fenocristales de anfíbol de varios centímetros de longitud, con colores verdes, pleocroicos, de alto relieve, y con secciones basales rómbicas con clivajes cruzados en ángulos obtusos (Figura 2.15 h). La extinción de bajo ángulo y los colores de interferencia se enmascaran por el color verdoso del mineral. Estas características sugieren que se trata de hornblenda como especie mineral (Figura 2.15 e y f). Además, estas lavas tienen fenocristales de plagioclasas y de biotita, aunque estos últimos son escasos.

De esta manera se interpreta que las primeras efusiones de la Fm. Chile Alemania en la zona (Lavas Julia) se habrían depositado durante las etapas terminales de la fase orogénica K-T y se habrían originado a partir de cámaras magmáticas someras, mientras que las Lavas Andesíticas con Hornblenda representarían productos más evolucionados emitidos a partir de cámaras magmáticas más profundas (Cornejo y Matthews, 2001; Cornejo *et al.*, 2003; Espinoza *et al.*, 2009).

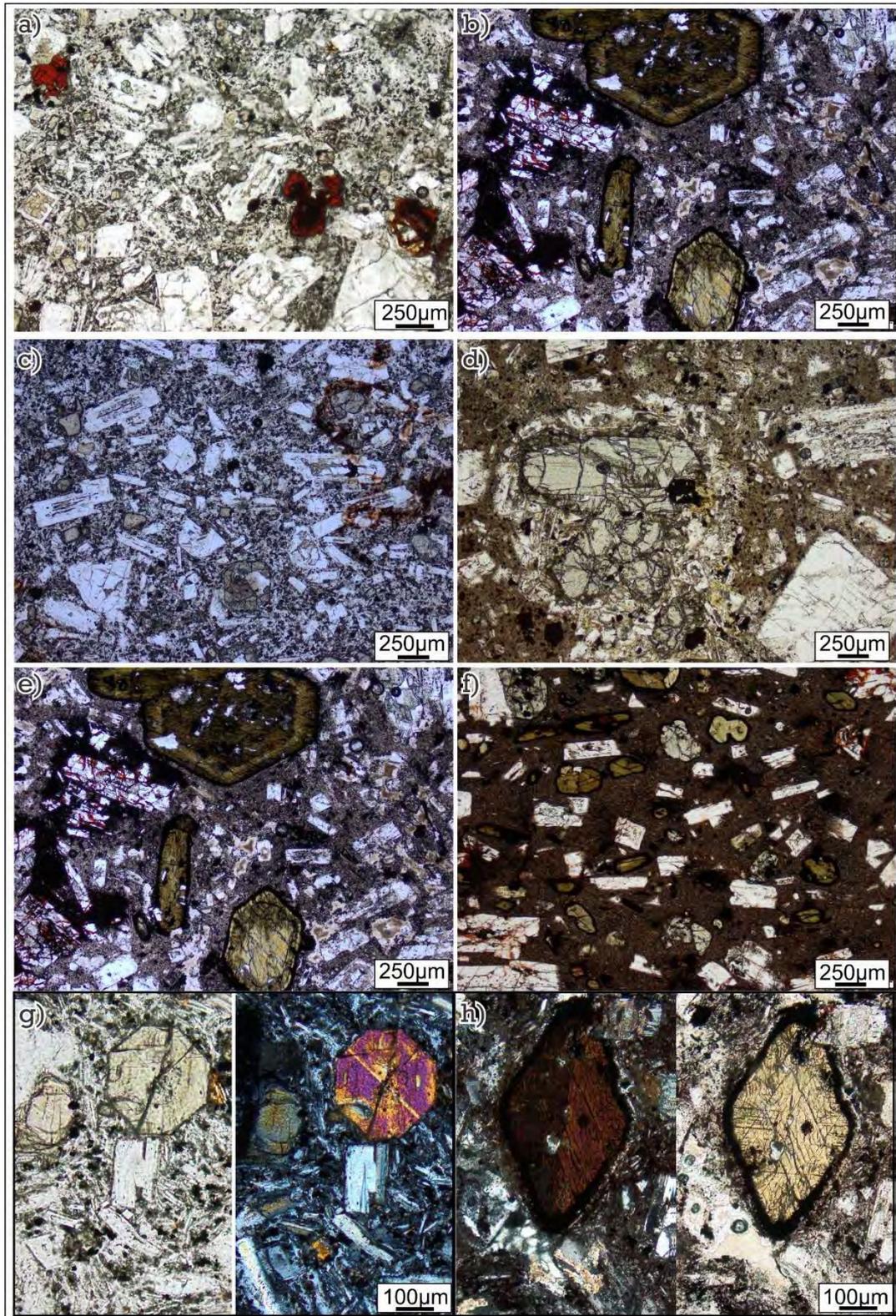


Figura 2.15 Microfotografías de las facies lávicas que demuestran la evolución de los magmas. a) Olivinas equidimensionales y aisladas sin analizador en las Lavas Julia. b) secciones basales de piroxenos en las Lavas Julia c) Textura traquitoide formada por los fenocristales de plagioclasas en las Lavas Julia; d) Piroxenos verdosos de hábito prismático corto forman glomérulos en las Lavas Julia. e y f) Lavas Andesíticas con hornblenda donde se observan sin analizador los clivajes de las secciones basales y la textura traquítica. g) Detalle de la sección basal de la augita en las Lavas Julia sin y con analizador. h) Detalle de las secciones basales de hornblenda en las Lavas Andesíticas con Hornblenda con y sin analizador.

Vinculación geoquímica de las unidades del miembro Inferior de la Fm. Chile Alemania

Los gráficos realizados a partir de los datos litogeoquímicos indican que las muestras analizadas corresponden a la serie calcoalcalina (Figura 2.14 c) con tendencia a las suites de alto potasio (Figura 2.14 b), con una química comparable a la típica evolución de rocas de pertenecientes a arcos volcánicos continentales (Wilson, 1989).

Desde un punto de vista composicional, la mayoría de las rocas analizadas son andesíticas, aunque se pueden identificar algunos términos con composiciones más máficas (basandesitas) representados por muestras de las Lavas Negra y el Pórfido Negro, y una de las muestras de Lava Andesítica con Hornblenda; y términos levemente más evolucionados (dacitas) como sugieren algunas muestras de Lavas Moradas (Figura 2.14 a). La distribución de las muestras sugiere una correlación composicional en la mayoría de los gráficos realizados (Figura 2.14). Las unidades litológicas estudiadas podrían interpretarse como la evolución de un mismo sistema magmático.

Modelo evolutivo para el vulcanismo de la Fm Chile-Alemania en la zona de estudio

En función de todo lo expuesto, el vulcanismo asociado al miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania habría comenzado durante la transición Cretácico-Paleoceno, en simultáneo con las etapas terminales de la fase diastrófica K-T definida por Cornejo *et al.* (2003), para luego pasar a una etapa netamente extensional asociada a la evolución de depocentros ubicados en un ambiente de intra-arco (Matthews *et al.*, 2010). En este sentido, Matthews *et al.* (2010) proponen que en el sector del distrito Amancaya las rocas del miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania representan el relleno de una paleoestructura de tipo graben asimétrico, cuya base no aparece expuesta y que estaría limitado al oeste por el Sistema de Falla Peineta que limita el vulcanismo Paleoceno con el bloque occidental compuesto por las rocas del basamento-Pre-Paleoceno. Estos autores proponen, además, la existencia de un importante centro efusivo de tipo poligenético (CEMB, Figura 2.2), que habría estado controlado por un sistema de fallas de rumbo NNE-SSO, heredadas de la estructuración del arco jurásico (Falla Morros Blancos).

De esta manera, las Lavas Julia corresponderían a un estadio inicial de la evolución del magmatismo Paleoceno, dominado por la emisión de lavas a partir de cámaras magmáticas

inmaduras caracterizadas por la presencia de fenocristales de pequeño tamaño y por la presencia de piroxenos. Este vulcanismo habría ocurrido durante las etapas terminales de la fase compresiva de la orogenia K-T, de manera similar a lo propuesto por Espinoza *et al.* (2011) para las efusiones andesíticas de la Sierra de Las Pailas (ubicada a unos 70 km al N de la zona de estudio). Cornejo *et al.* (2003) propone una edad de entre los 65 y 62 Ma para la deformación de la fase orogénica K-T, lo cual es compatible con las edades de las Lavas Julia (66±2 Ma) (Figura 2.16).

Como consecuencia del pico de la deformación asociada a esta fase compresiva, el engrosamiento cortical habría generado el entrapamiento de las cámaras magmáticas, interrumpiendo las emisiones volcánicas y proporcionando las condiciones de presión necesarias para la cristalización de hornblendas en las cámaras magmáticas (Cornejo y Matthews *et al.*, 2001; Cornejo *et al.*, 2003), fase mineral característica de las unidades volcánicas que le siguieron a las Lavas Julia. En otros sectores de la Faja Paleocena, esta variación composicional es apoyada también por las relaciones iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en las que, en la segunda etapa, puede verse una mayor contaminación cortical (Coira *et al.*, 1982).

Luego de la etapa compresiva de la Fase Orogénica K-T se habría instaurado una etapa extensional, que facilitó la emisión de grandes volúmenes de rocas volcánicas durante el

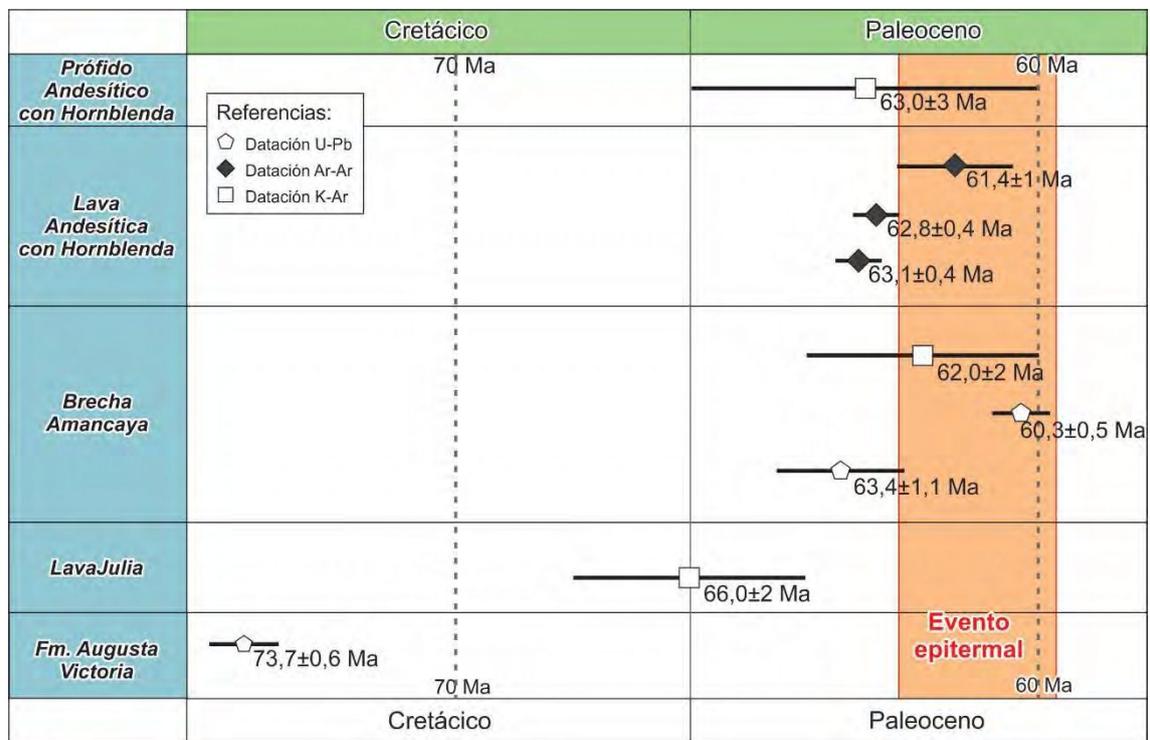


Figura 2.16 Cuadro geocronológico resumiendo las edades de las litofacies datadas en el área de estudio por distintos métodos radiométricos en los trabajos regionales de Mathews *et al.* (2010). El rango de edades para la mineralización se desarrolla en el Capítulo 4.

Daniano (entre 61,6 y 66 Ma; Cohen *et al.*, 2013) que rellenaron depocentros con un fuerte control estructural (Figura 2.16) (Matthews *et al.*, 2010; Espinoza *et al.*, 2011).

En los trabajos de Puig *et al.* (1988) y Espinoza *et al.* (2011) se citan diversas calderas tipo graben caldera para explicar los volúmenes de material piroclástico registrados para el Paleoceno en el sector de El Salvador y la Mina El Guanaco, a unos 70 km al norte de la zona de estudio. De igual manera, Cornejo *et al.* (2003) proponen calderas formadas en zonas de intersección entre sistemas de fallas de orientaciones N-S y NNE-SSO, o bien calderas de tipo graben-caldera controladas por fallas normales de alto ángulo, indicando un claro control tectónico en el emplazamiento de las cámaras magmáticas y sus consecuentes mecanismos de colapso. Durante los trabajos de campo, y dada la pobre calidad de los afloramientos, en el sector del distrito Amancaya no se pudieron identificar claramente estructuras que sugieran la presencia de este tipo de aparatos volcánicos. Sin embargo, los grandes volúmenes de material piroclástico de la Brecha Amancaya, que cubre un área mínima de 170 km², con espesores de más de 200 m, podrían ser compatibles con la presencia de este tipo de aparatos volcánicos, quizás vinculado al CEMB. Los diques responden a una orientación NO-SE que podría ser heredada del basamento paleozoico que fue estructurado en esta orientación durante el evento extensional triásico que derivó en la apertura del Océano Atlántico (Mathews *et al.*, 2010).

Los afloramientos de Lavas Negra y Pórfido Negro podrían delimitar un centro efusivo local que estaría señalando la presencia de centros volcánicos descentralizados en la fase distensiva posterior a la orogenia K-T (Figura 2.17). La distribución de las coladas de lava tuvo poco alcance mientras que las facies intrusivas (Pórfido Negro) representarían los restos de un cuello volcánico ("neck") al que se asocia un complejo de diques. Las relaciones de campo entre este complejo de lavas y pórfidos negro y las lavas y pórfidos con hornblenda sugieren que estos centros volcánicos descentralizados habrían sido posteriores al magmatismo centralizado en el CEMB.

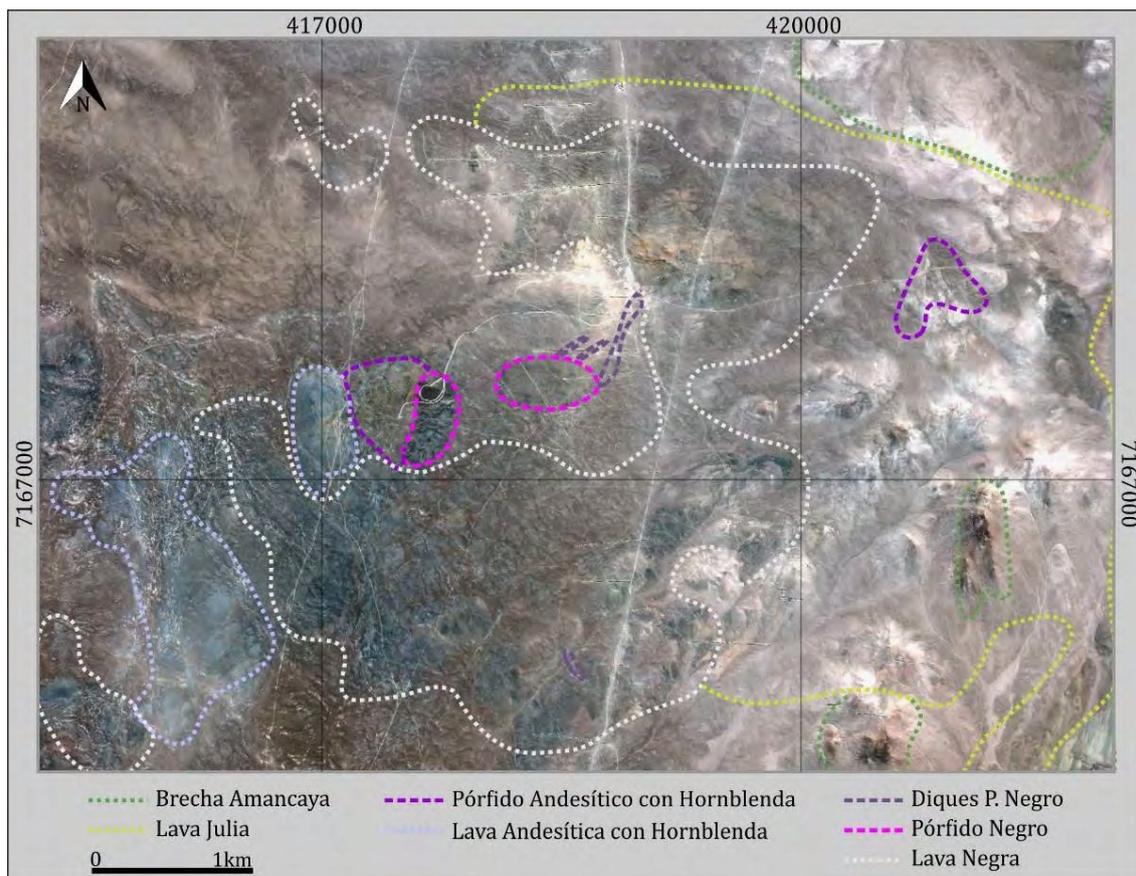


Figura 2.17 Imagen satelital del sector del Complejo Negro (Al Sur de los N7170000 en la Figura 2.6) donde se observa la disposición de las Lavas Negra formando un anillo alrededor del Porfido Negro que, a su vez, intruye un Pórfido Andesítico con Hornblenda. Esta configuración junto con la presencia de diques de disposición radial desde los intrusivos, permite interpretar la presencia de un aparato volcánico parcialmente erosionado con dos eventos magmáticos asociados, el primero con hornblenda y el segundo las unidades pórfido y lavas negra. El aparato volcánico apoya sobre las Lavas Julia y la Brecha Amancaya.

Por último, el vulcanismo del área finaliza con la emisión de una serie de complejos de domos dacíticos, alineados a lo largo de estructuras N-S a NNE-SSO como son las fallas Peineta y Morros Blancos (Figura 2.2).

La Orogenia Incaica del Eoceno Medio pone fin al magmatismo de la Fm. Chile-Alemania y acentúa el levantamiento de la Cordillera de la Costa (Mathews *et al.*, 2010). Esta fase compresiva reactiva las estructuras previas generando movimientos entre los bloques tectónicos, por lo que diferentes niveles del sistema volcánico quedan expuestos a la erosión y son cubiertos en discordancia por los sedimentos aluviales del Mioceno y Plioceno. Estos movimientos podrían ser los responsables del basculamiento de bloques en el distrito evidenciado por el buzamiento de los niveles de surge de la Brecha Amancaya, los cuales suponen una depositación subhorizontal, pero se encuentran inclinados unos 20° hacia el

NE. Por último, durante la Fase Quechua del Mioceno Superior se produce la deformación y el levantamiento de la Cordillera Principal que genera el aporte para los grandes volúmenes de Gravas de Atacama que rellenan los valles de los principales canales de escurrimiento (Coira *et al.*, 1982; Mortimer, 1973), y son posteriormente disectados por las escorrentías actuales en la última fase de evolución del paisaje, con la formación de rellenos aluviales modernos.

2.5 Consideraciones Finales

La secuencia volcánica paleocena estudiada registra parte de la evolución del arco volcánico para dicho período, y se inicia con la orogenia K-T y culmina con la Fase Incaica del Eoceno Medio.

Según la nomenclatura estratigráfica utilizada por Matthews *et al.* (2010), las unidades paleocenas presentes en la zona de estudio corresponden al miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania (Chong, 1973). Esta secuencia se depositó en cuencas transtensionales discontinuas formadas sobre las originales cuencas extensivas del Cretácico Superior. (Cornejo *et al.*, 2003, Charrier, 1973).

La edad del magmatismo paleoceno expuesto en la zona de estudio se acota al piso Daniano del Paleoceno Inferior según las edades obtenidas en los trabajos de Mathews *et al.* del 2010 (Figura 2.16).

La variación composicional de los magmas desde términos andesíticos con piroxenos a términos dacíticos con biotita, pasando por un intenso magmatismo signado por la presencia de abundantes hornblendas, estaría vinculada al engrosamiento cortical durante la compresión previa al Paleoceno Inferior, de manera similar a lo propuesto por Cornejo *et al.* (2009).

La signatura geoquímica sugiere que las unidades del miembro inferior de la Fm Chile Alemania conforman una secuencia comagmática de la serie calcoalcalina con tendencia al alto potasio, comprendida en un acotado rango de variación composicional, aunque predominantemente andesítica.

La evolución del magmatismo de la zona habría tenido varios estadios de emisión de productos volcánicos, con diferentes edades y distribuciones areales:

❖ Secuencia de Lavas Inferiores: La integra las Lavas Julia, caracterizada por una amplia distribución areal y vinculada posiblemente a un Centro Volcánico centralizado que

podría haber estado centrado en el sector del CEMB. Esta secuencia se habría formado en sincronía con las etapas terminales de la Orogenia K-T en cámaras magmáticas inmaduras

❖ Magmatismo hornblendífero: comienzo de la extensión en el arco luego del engrosamiento cortical producto del pico de la deformación en el límite K-T que habría generado las condiciones necesarias para la cristalización de hornblendas en las cámaras magmáticas (Cornejo y Matthews *et al.*, 2001; Cornejo *et al.*, 2003) desarrollando un extenso magmatismo posiblemente centralizado en el eje del arco propuesto como CEMB. Las estructuras regionales NO-SE le sirven de canales de distribución al magmatismo generando diques, pequeños stocks y derrames de lavas. Este magmatismo originó diferentes facies litológicas:

- Secuencia Piroclástica: Comprende las unidades piroclásticas representadas por la Brecha Amancaya. Esta secuencia representaría el inicio de la fase distensiva paleocena, caracterizada por la presencia de posibles estructuras de colapso tipo caldera que producen el vaciado repentino de las cámaras magmáticas, originando grandes volúmenes de material piroclástico.

- Secuencia de Lavas superiores: que asocia las lavas andesíticas con hornblenda y las lavas dacíticas y vitrófiros, como términos más evolucionados del magmatismo.

- Intrusivos Subvolcánicos: incluye los diques y stock subvolcánicos de pórfido andesítico con hornblenda que intruyen toda la secuencia previa.

❖ Centros volcánicos descentralizados: se originan en una etapa posterior expresiones de un magmatismo con diferencias composicionales, como el que se refleja en el “Complejo Negro”, el cual representan un complejo eruptivo completo preservando los intrusivos canales de la erupción de coladas de lava de corta distribución que elaboran un aparato volcánico de forma subcircular. Si bien no se cuenta con edades radiométricas para este evento magmático, las relaciones de corte lo ubican con posterioridad al magmatismo hornblendífero, aunque no se encuentran relaciones de campo con las secuencias de domos (Figura 2.17).

❖ Secuencia de Domos: Se caracteriza por un claro control tectónico en el emplazamiento de los domos y las coladas dómicas, que se alinean en los bordes de la cuenca sobre las fallas Peineta (NNE-SSO) y Morros Blancos (N-S). Estas litologías representan los términos más evolucionados del miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania.

Las sucesivas fases compresivas que siguieron al Paleoceno habrían generado movimientos de los bloques que provocaron la erosión diferencial exponiendo distintas fases volcánicas y subvolcánicas, generando posible basculamiento de los bloques

estructurales y favoreciendo la formación de depósitos aluviales desde el Mioceno a la actualidad.

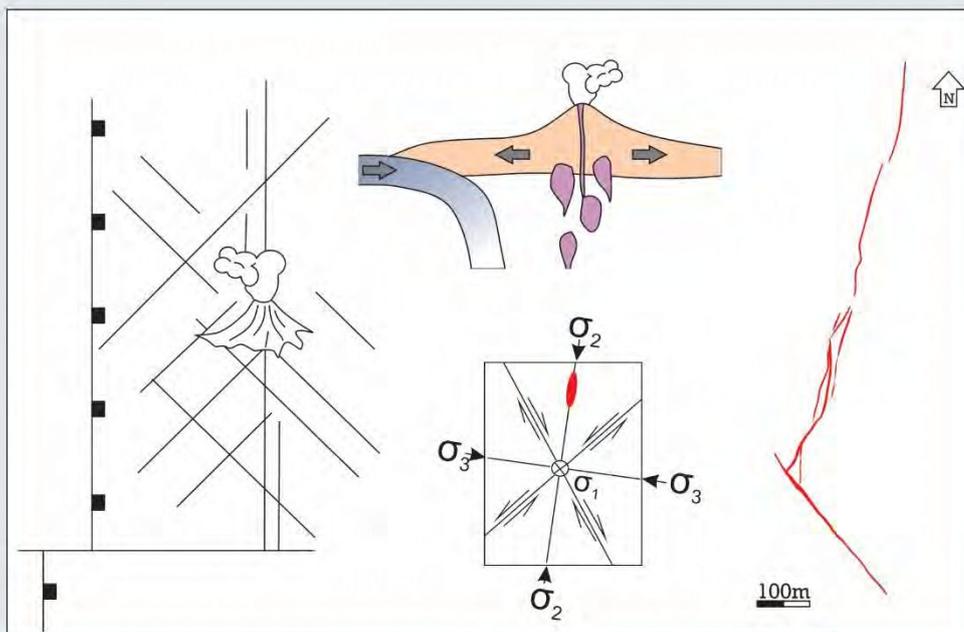
2.6 Referencias

- Arancibia G., Matthews, S.J. y Pérez de Arce, C., 2006. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in the Atacama Desert, Northern Chile: tectonic and climatic relations. *Journal of the Geological Society*, 163: 107-118.
- Charrier, R., 1973. Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of the Meridional Andes. *Earth planet. Sci. Lett.* 20, 242-9.
- Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 5-35.
- Chong, G. 1973. Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 284 p.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.-X., 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V.A., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18: 303-332.
- Cornejo, P. y Matthews, S. 2001. Evolution of magmatism from the Uppermost Cretaceous to Oligocene, and its relationship to changing tectonic regime, in the Inca de Oro-El Salvador area (Northern Chile). In *South American Symposium on Isotope Geology*, No. 3: 558-561, Pucón, Chile.
- Cornejo, P., Matthews, S. y Pérez de Arce, C., 2003. The 'K-T' compressive deformation event in northern Chile (24-27°S). In *Congreso Geológico Chileno*, No. 10, Extended Abstracts Volume, CD-ROM. Concepción.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Rivera, O. y Matthews, S. 2009. Carta Exploradora, Regiones de Antofagasta y Atacama. Mapa escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 119, 100 p.
- Espinoza, F., Cornejo, P., Matthews, S., y Venegas, C., 2009. Evolution of Late Cretaceous-early Cenozoic magmatism in northern Chile (24°30'-26° S). XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, 22-26 Noviembre, 2009.
- Espinoza, F., Matthews, S., Cornejo, P. y Venegas, C., 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta, mapa escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p.
- Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range." *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* 7: 25-98.
- Fuentes, P., Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M. y Rodríguez, N., 2016. Structural analysis and shape-preferred orientation determination of the melange facies in the Chañaral melange, Las Tórtolas Formation, Coastal Cordillera, northern Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 67: 40-56.
- García, F., 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In *Symposium sobre el Geosinclinal Andino*, Sociedad Geológica de Chile 3: 138 p.
- Kerr, P. F., 1965. *Mineralogía Óptica*. Ediciones Castilla, Madrid, España. 433p.

- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, Vol 27: 745-750.
- Marshall, D., 1996. Ternplot: An Excel spreadsheet for Ternary diagrams, *Computers and Geosciences*, vol. 22 #6, p. 697-699.
- Matthews, S. y Cornejo, P., 2004. Middle to Late Eocene high-sulphidation Cu-Au vein mineralization at Guanaco Mine and Cerro Inesperado, II Region, Chile. In *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI)*, CD-ROM, Actas, General Assembly. Pucón.
- Matthews, S., Cornejo, P. y Riquelme, R., 2006. Carta Inca de Oro, Región de Atacama. mapa escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 102: 79p.
- Matthews, S., Espinoza, F., Cornejo, P. y Venegas, C., 2010. Carta Altamira, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Santiago de Chile, Chile. 66 p.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society of London* 129: 505-526.
- Nalpas, T., Dabard, M.-P., Ruffet, G., Vernon, A., Mpodozis, C., Loi, A. y Hérail, G., 2008. Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics* 459: 161-173.
- Páez, G., Permuy Vidal, C. y Guido, D., 2016. Informe: Mapeo Geológico y de Mineralizaciones, Distrito Amancaya, Antofagasta, Chile. Informe inédito de Compañía Minera Guanaco 41p.
- Puig, A., Diaz, S y Cuitino, L., 1988. Sistemas hidrotermales asociados a calderas en el arco volcanico paleogeno de la región de Antofagasta, Chile: Distritos El Guanaco, Cachinal de La Sierra y El Soldado. *Andean Geology* 15: 57-82.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach*. Springer. 466 p. The Netherland.
- Zuluaga, J.I., Soto, J.D. y Gallardo, J.L., 2006. Informe geológico-técnico del Prospecto Amancaya, II Región, Chile (II Edición actualizada). Informe Interno Minera Meridian. 75 p.

Capítulo 3

Análisis Estructural del Sistema Veta Central y su entorno



3.1 Introducción

Los sistemas hidrotermales se desarrollan a partir de la interacción de fluidos, estructuras, y otras variables tales como el tipo de roca, la temperatura y la geoquímica del sistema. Existe una sinergia entre las estructuras y los fluidos, ya que los fluidos facilitan la dinámica estructural y las estructuras a su vez distribuyen fluidos en las rocas circundantes (Sibson, 1996). En este sentido el fracturamiento frágil dentro de rocas competentes en la porción superior de la corteza proporciona permeabilidad para la formación de zonas mineralizadas y/o alteradas (Corbett y Leach, 1997; Sibson, 1996; Cox, 2005).

Las estructuras actúan como canales de fluidos, en los cuales, los sectores de mayor dilatación pueden representar zonas de mayor flujo, que permite concentrar la mineralización dentro de los sistemas de vetas epitermales (Corbett, 2002; Blenkinsop, 2008). El análisis estructural de estos sistemas es fundamental para entender la disposición y geometría de las estructuras vetiformes, su relación con la estructuración previa y posterior a los eventos mineralizantes, y la morfología de los clavos de alta ley. Este conocimiento es una herramienta invaluable de exploración mineral (Micklethwaite *et al.*, 2010).

La estructura denominada Veta Central (Zuluaga *et al.*, 2006) está conformada por un conjunto de vetas vinculadas espacialmente, por lo que representa, en realidad, un sistema de vetas. Este sistema es hasta el momento el más importante del distrito Amancaya, en el cual, se han centrado los trabajos exploratorios y extractivos, disponiendo gran cantidad de información que permite profundizar el conocimiento sobre la dinámica estructural en el área de estudio. Un análisis integral involucrando diferentes escalas de trabajo fue esencial para comprender el arreglo estructural que presenta el Sistema Veta Central y los mecanismos que le dieron origen. Es por eso que este capítulo intentará abarcar la escala regional, distrital y de cada veta en particular, trazando vínculos entre ellas que demuestren el carácter fractal de las estructuras, una idea planteada en trabajos estructurales en otros sistemas vetiformes (e.g. Páez, 2012).

Los estilos de mineralización y los patrones de fracturación a escala de afloramiento se rigen por el ajuste tectónico en escala regional (Corbett y Leach, 1997), por lo que resulta imprescindible analizar el campo de esfuerzos originado a partir del régimen tectónico imperante al momento de formación de las estructuras. La historia estructural del área del depósito, determinará la estructuración preexistente en el basamento, como aquellos eventos posteriores a la mineralización que pudiesen haber modificado la configuración del depósito.

Finalmente, se analizará la geometría de la mineralización con el fin de determinar cómo se disponen localmente las zonas de mayor dilatación y su vinculación con los clavos mineralizados.

3.2 Marco Tectónico Regional

Charrier *et al.* (2009) presentan una cronología de la evolución tectónica y paleogeográfica de la cadena Andina, que integra los eventos de magmatismo y metalogénesis asociados. El ciclo tectónico andino, que se desarrolló entre el Jurásico Temprano tardío y el Presente, es el último de la evolución geológica a lo largo del margen continental de Chile y Argentina y se lo puede subdividir en tres etapas: 1) Jurásico Temprano tardío a Cretácico Temprano tardío; 2) Cretácico Tardío a Eoceno Medio; y 3) Eoceno Tardío al Presente (Charrier *et al.* 2007). Cada una de estas etapas está separada de

	Era	Período	Etapas	Fase	Eventos Tectónicos	
CICLO TECTÓNICO ANDINO	CENOZOICO	Cuaternario	Tercera	II	<i>Orogenia Pehenche</i>	
		Plioceno				
		Mioceno				
		Oligoceno				
		Eoceno				
	MESOZOICO	CRETÁCICO	Paleoceno	Segunda	II	<i>Orogenia Incaica</i> <i>Orogenia K-T</i>
			JURÁSICO	Primera	I	<i>Orogenia Peruana</i>
		II			Extensión	
		I			<i>Emersión de la cuenca</i> Extensión	

Figura 3.1 Etapas evolutivas del Ciclo Tectónico Andino. Modificado de Charrier *et al.* (2009).

la siguiente por un episodio mayor de deformación compresiva, las orogenias o fases Peruana e Incaica, respectivamente (Figura 3.1).

Durante el Paleoceno a Eoceno medio se desarrolla la fase II de la segunda etapa del ciclo Andino, comprendida entre la orogenia K-T y la Orogenia Incaica (Figura 3.1 y 3.2). En este período la subducción normal de las placas de Farallones y Sudamericana ocurrió con una baja velocidad de convergencia y un alto ángulo de subducción, lo que generó un régimen extensional o transtensional con el desarrollo de un arco magmático de orientación NNE-SSO desde el Sur de Perú hasta la región central de Chile y Argentina (Mpodozis *et al.*, 1995; Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.* 2009). En el Norte de Chile, entre los 23° y 27° S, el mismo se extendía a lo largo de la actual Depresión Central, evidenciado por los afloramientos de rocas volcánicas de edad Paleocena-Eocena Inferior que caracterizan esta región.

El magmatismo de este arco es de carácter calcoalcalino y corresponde al emplazamiento de plutones, domos, pequeños stocks e intrusivos subvolcánicos de composiciones mayormente intermedias, que fueron acompañados por un profuso vulcanismo de carácter basáltico, andesítico y dacítico-riolítico, frecuentemente relacionados con distintos tipos de

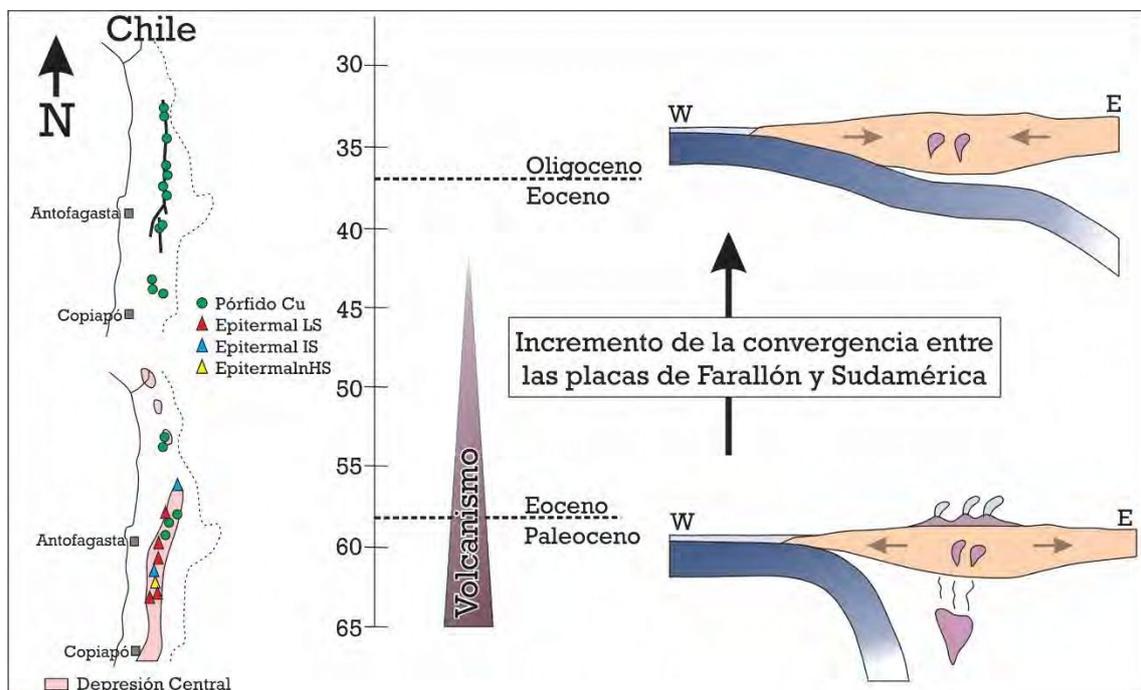


Figura 3.2 Dinámica de la subducción durante el Paleoceno y Oligoceno y los depósitos minerales asociados a los regímenes tectónicos. Durante el Paleoceno-Eoceno, la extensión en el arco permitió que, junto con el ascenso de magmas, los fluidos hidrotermales alcancen los niveles superficiales generando depósitos epitermales de alta, intermedia y baja sulfuración. Durante el Eoceno-Oligoceno la compresión en el arco frena el ascenso magmático favoreciendo el emplazamiento de pequeños Stocks que darán origen a los grandes Pórfidos de Cu. Tomado de Oyarzun *et al.*, 2001; Jovic *et al.*, 2015

aparatos volcánicos, como complejos de domos, campos de lavas, estratovolcanes, maares, *tuff cones* (diatremas, brechas pipes) y calderas (Puig *et al.* 1988; Páez *et al.*, 2018b; Capítulo 2), que muchas veces son acompañados por extensas zonas de alteración hidrotermal (Charrier *et al.*, 2009; Jovic *et al.*, 2015).

Asociados a este arco (Paleoceno a Eoceno Temprano), se formaron depósitos de pórfidos de Cu-Mo y brechas pipes asociados (e.g. Lomas Bayas y Sierra Gorda respectivamente, Sillitoe y Perelló 2005), con edades entre los 63 a 52 Ma, y sistemas epitermales principalmente ricos en Ag de tipo sulfuración intermedia (e.g. Cachinal de la Sierra; Puig *et al.* 1988), de baja sulfuración ricos en Au-Ag (e.g. El Peñón y Amancaya, Warren, 2005; Lopez *et al.*, 2017) y en menor medida de alta sulfuración de Au-Cu (e.g. El Guanaco, Galina, 2019), con edades que van desde los 64 a 43 Ma (Figura 3.2; Oyarzun *et al.*, 2001; Jovic *et al.*, 2015).

Para el Eoceno medio ocurre un cambio en la dinámica de la zona de subducción, que conlleva a un cambio en el ángulo de convergencia de placa (que pasa a ser de 70°) y un aumento de la velocidad de convergencia, dando como resultado la horizontalización de la placa subductada (flat-slab), generando un importante engrosamiento cortical y el

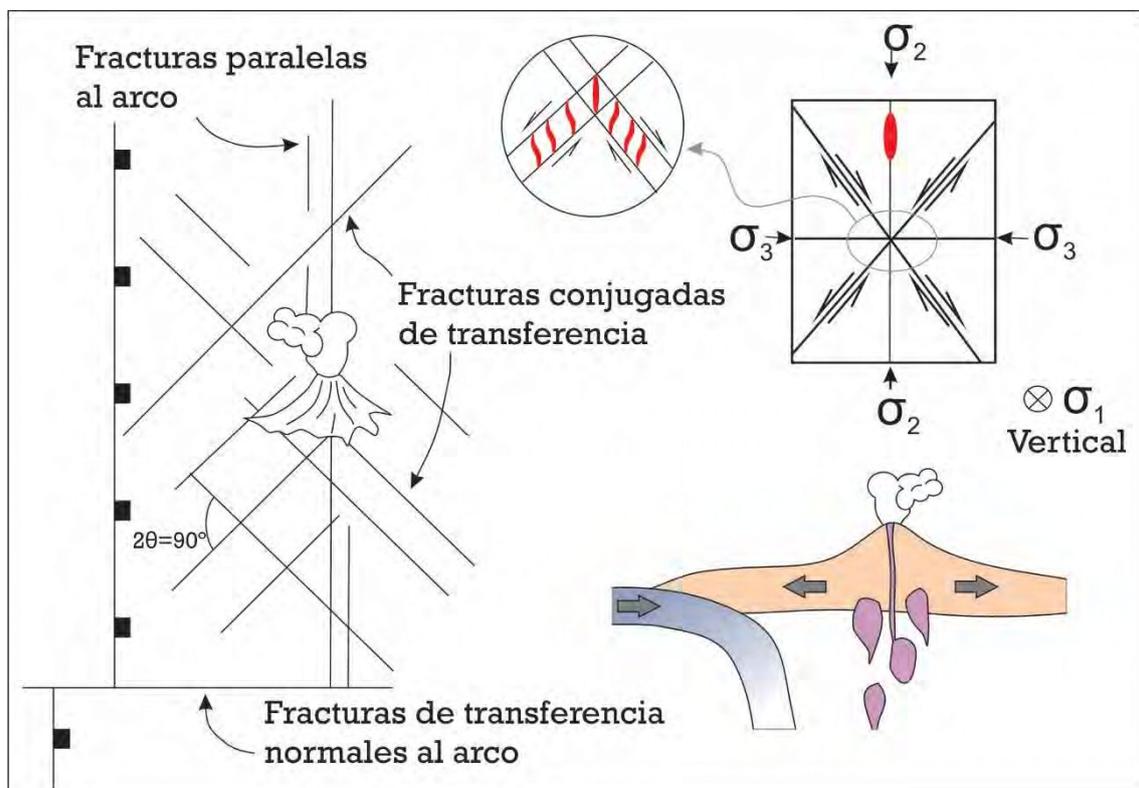


Figura 3.3 Modelo de fracturamiento en un ambiente de convergencia ortogonal modificado de Corbett y Leach, 1997. Se proponen la generación de tres tipos de fracturas, Paralelas al arco, normalmente tensionales; Normales al arco, las que absorben mayor cantidad de cizalla y transfieren los esfuerzos; y las fracturas conjugadas con diferentes grados de extensión y cizalla.

desarrollo de la fase Incaica de la Orogenia Andina (Figuras 3.1 y 3.2) (Jovic *et al.*, 2015). Este cambio, generó un ambiente netamente compresivo (compresión desde O-E a SO-NE) con la formación de sistemas transpresivos dextrales desarrollados sobre fallas regionales N-S.

Considerando el ambiente de convergencia ortogonal normal en el cual se desarrolla tanto el arco como la mineralización, podemos definir algunas características geométricas teóricas sobre la configuración estructural para ese momento (Fase II de la Segunda Etapa del ciclo Andino).

La convergencia ortogonal puede desarrollar dos regímenes tectónicos opuestos en el sector del arco dependiendo del ángulo de la placa subductada y la velocidad de convergencia (Kearney y Vine, 1996; Park, 1988). En el caso de la subducción de la placa Farallones para el Paleoceno- Eoceno Inferior, sabemos que fue de tipo normal de alto ángulo (Mpodozis *et al.*, 1995; Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.* 2009). Esto resultó en que el arco magmático se desarrolle bajo un régimen netamente extensional o transtensional (Figura 3.2). Según los modelos de fracturamiento descritos por Corbett y Leach (1997), en este ambiente pueden formarse tres tipos de fracturas: fracturas normales al arco, fracturas paralelas al arco y fracturas conjugadas (Figura 3.3).

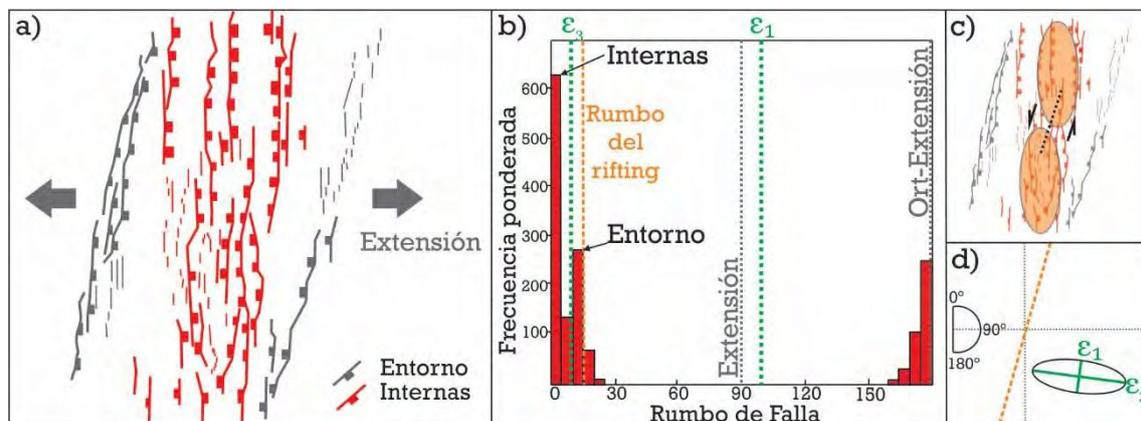


Figura 3.4 Modelo de rifting oblicuo a la dirección de extensión. a) Representación de los principales tipos de falla, fallas de entorno y fallas internas. b) Histograma de la frecuencia de fallas según los rumbos, nótese que la dirección principal corresponde a la ortogonal a la extensión y las fallas en sentido del rifting son menos representadas. c) Zonas de mayor deformación, se conectan entre si mediante estructuras de transferencia que tienen la cinemática indicada en la imagen y el rumbo de la línea punteada (paralelo al rumbo general del rifting). d) Direcciones ortogonales de la extensión y su relación con el rumbo general del rifting y las direcciones de deformación. Este modelo fue tomado de Agostini *et al.*, 2009, como modelo teórico, aunque representa fielmente el caso particular de la extensión del Paleoceno inferior-Eoceno en el arco magmático de la zona de estudio.

Modelos analógicos experimentales realizados por Agostini *et al.* (2009) y Corti (2012), demuestran que a pesar de ser una extensión ortogonal el rifting puede tener una orientación oblicua por diversos motivos (Figura 3.4), como por ejemplo una estructuración preexistente en el basamento, o bien la rotación de la dirección de extensión a través en el tiempo. Estos modelos de rifting oblicuo a la extensión predicen la orientación de las estructuras que se generan en este ambiente (Agostini *et al.*, 2009; Corti, 2012), que resultan en dos grupos de fallas: fallas de entorno y fallas internas (Figura 3.4 a y b). Las primeras tienen una configuración en echelón que siguen en su conjunto la dirección principal del rift (forman un ángulo oblicuo a la dirección de la extensión), mientras que, las fallas internas son ortogonales a la extensión, y también se presentan con una configuración en echelón, generando segmentos de rift interconectados por fallas o zonas de transferencia cuya orientación es paralela a la dirección general del rift (Figura 3.4 c). La distribución de los esfuerzos principales que proponen Agostini *et al.* (2009) para los rifting oblicuos, sugiere que se disponen ligeramente oblicuos a la extensión y al rumbo general del rift (Figura 3.4 d).

De esta manera, y comparando este modelo con la configuración del depocentro que contiene al vulcanismo paleoceno (Depresión Central, Matthews, *et al.* 2010; Espinoza *et al.*, 2011; Charrier *et al.*, 2009), es posible proponer que este respondería al modelo de un rifting oblicuo desarrollado bajo en un régimen de subducción normal donde la extensión es ortogonal a la misma. De esto se desprendería la configuración de los esfuerzos principales en la cual, el esfuerzo mayor es vertical y en el plano horizontal el esfuerzo intermedio σ_2 , es ligeramente oblicua a la extensión y a la dirección general del arco paleoceno, es decir, oscilaría entre 1° y 10° (similar a la mayor deformación ϵ_1 , Figura 3.4) y perpendicular a éste, el menor esfuerzo, σ_3 , entre 91° y 100° (coincidente con la deformación ϵ_3 , Figura 3.4).

3.3 Marco Tectónico del Magmatismo del Distrito Amancaya

El campo de vetas que conforman el depósito epitermal Amancaya está emplazado en rocas volcánicas y piroclásticas del miembro inferior de la Fm. Chile Alemania de edad Paleocena Inferior (Capítulo 2; Matthews *et al.*, 2010; Páez *et al.*, 2016; Páez *et al.*, 2018a). Como fue desarrollado en la sección anterior, este vulcanismo ocurre en una etapa netamente extensional asociada a la evolución de depocentros en un ambiente de intra-arco, y representan el relleno de una paleoestructura de tipo graben asimétrico (Capítulo 2), limitado al oeste por el Sistema de Falla Peineta y hacia el este por el Sistema de Fallas

Morros Blancos, ambas de sentido NNE-SSO, y sobre las cuales se emplaza el Centro Efusivo Morros Blancos. Estas estructuras de alcance regional, que conforman los límites del hemigraben, actúan también como fallas de entorno durante la estructuración interna de los depocentros de acuerdo al modelo de la Figura 3.4.

Si bien los afloramientos del área de estudio son rastreros, y no permitieron el mapeo preciso de zonas de fallas, el emplazamiento del magmatismo paleoceno estuvo fuertemente condicionado por la estructuración, como resaltan, por ejemplo, las orientaciones de los afloramientos de los intrusivos subvolcánicos (Figura 3.5). Los intrusivos de composiciones intermedias, mayormente representados por diques andesíticos (Pórfidos Andesíticos con Hornblenda) son un rasgo destacado del magmatismo y su orientación es siempre en sentido NO-SE o NNO-SSE (Figura 3.5). Estas direcciones podrían ser heredadas del rifting triásico (Matthews *et al.*, 2010) o bien representar orientaciones neoformadas que funcionan como estructuras de transferencia conjugadas en el marco de los esfuerzos del Paleoceno Inferior, tal y como fuese planteado en la sección precedente. Por otra parte, los intrusivos subvolcánicos y las coladas dómicas de las Lavas Moradas de composición félsica (dacítica) se alinean sobre estructuras regionales de orientación N-S y NNE-SSO, que marcan el borde de cuenca (Fallas de Entorno) o bien representan estructuras propias del depocentro (Fallas Internas).

Las diferencias entre las orientaciones y las distintas composiciones de los cuerpos ígneos sugieren que en la dirección NNE-SSO y N-S la apertura fue mayor al momento del magmatismo, dado que los magmas ácidos requieren de una mayor disponibilidad de espacio durante su ascenso por su elevada viscosidad (Best y Christiansen, 2001; Llambías, 2008). Siguiendo el esquema de esfuerzos propuesto para el área de estudio (Sección 2 de este capítulo), se observa que esta dirección se correlaciona con las fracturas tensionales paralelas a los bordes del arco, mientras que la dirección NO-SE representa una dirección conjugada, donde la apertura es menor y es la aprovechada mayormente por los magmas máficos (menos viscosos) durante su emplazamiento.

Dado que la mineralización se presenta sobreimpuesta a estas estructuras, las orientaciones mencionadas hasta el momento representarían una estructuración previa a la mineralización. Para este trabajo, esta estructuración será denominada T_0 por considerarla como un primer evento de extensión para el Paleoceno Inferior (~ 63 Ma).

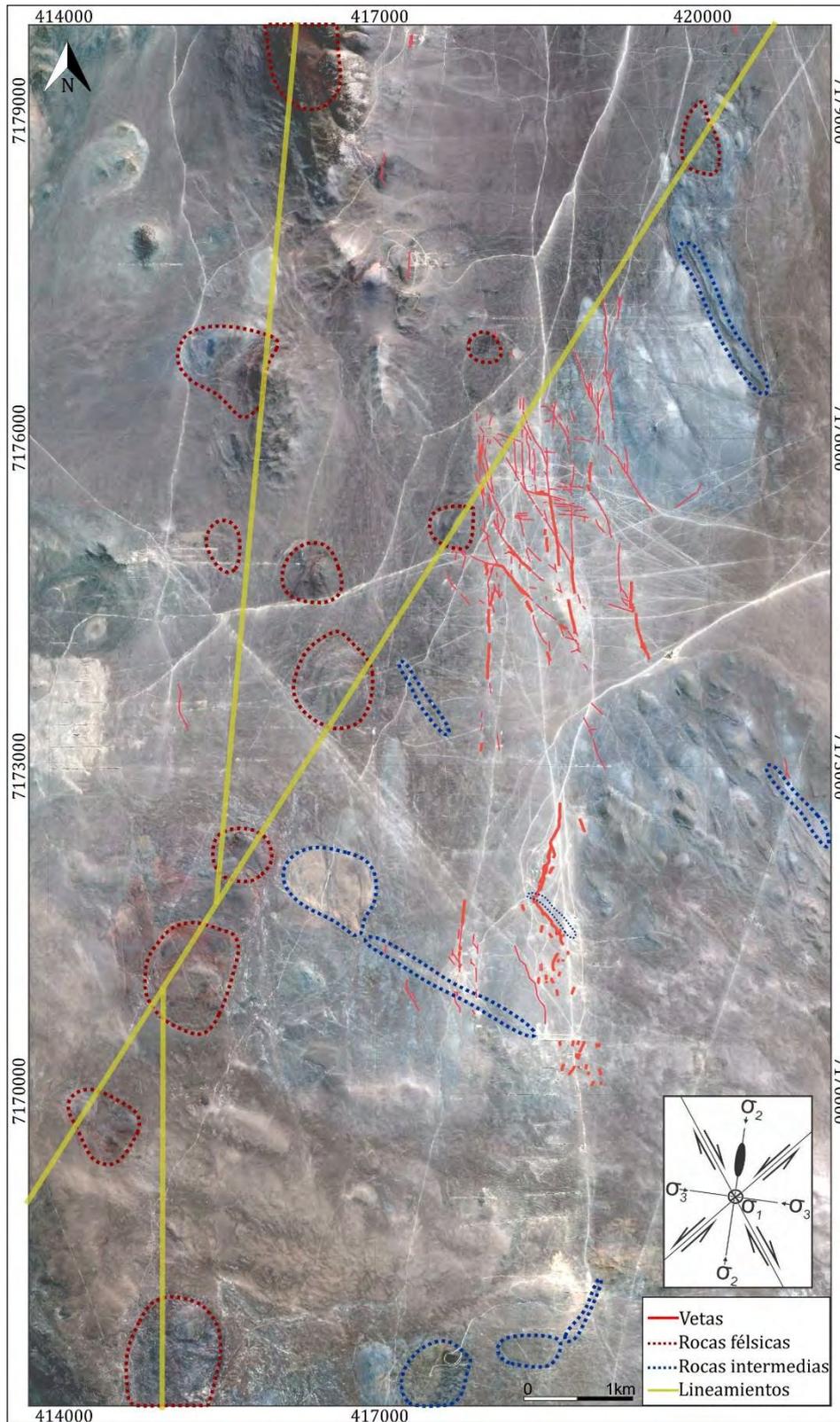


Figura 3.5 Imagen satelital del Distrito Amancaya. Los contornos indican los cuerpos subvolcánicos y efusivos del Paleoceno inferior mapeados en el área de estudio. Modificado de Páez, et al. (2016). Nótese la orientación de los intrusivos siguiendo los principales lineamientos regionales que responden a un campo de esfuerzo de rifting oblicuo a la extensión en una convergencia ortogonal.

3.4 Marco Tectónico de la Mineralización (Sistema Veta Central)

Varias líneas de investigación hacen hincapié en que, en los ambientes hidrotermales controlados estructuralmente, las fallas son rápidamente cementadas por minerales hidrotermales (Brantley, 1992; Tenthorey *et al.*, 2003; Tenthorey y Fitz Gerald, 2006), sugiriendo que se requieren la repetición de eventos de deslizamiento para explicar los múltiples incrementos de apertura (Woodcock *et al.*, 2007), facilitando así la depositación de sucesivos eventos hidrotermales. Estos eventos de deslizamiento pueden originarse por la presión de fluidos o bien en respuesta a los esfuerzos regionales. En el primer caso, es la presión de fluidos la que genera los desplazamientos sobre los planos de falla, mientras que el segundo está vinculado directamente a la sismicidad, el campo de esfuerzo local y regional, y a las sucesivas réplicas que generan extensas zonas permeables en los niveles superiores de la corteza (Micklethwaite, 2009). Diversas investigaciones estructurales han reconocido el importante rol de la sismicidad en el incremento de la permeabilidad y consecuente formación de depósitos minerales. (e.g. Sibson, 1987; Sibson *et al.*, 1988; Robert *et al.*, 1995; Wilkinson y Johnston, 1996; Berger y Drew, 2003; Blundell *et al.*, 2003; Muchez *et al.*, 2005; Micklethwaite y Cox, 2004).

El Sistema Veta Central (SVC) es la estructura de mayor importancia en el depósito Amancaya desde el punto de vista económico. Desde el descubrimiento del depósito ha sido el principal objetivo de exploración y hoy cuenta con el 93,4% de los recursos medidos para el distrito (RPA, 2017). La roca de caja de este sistema de vetas es principalmente la Brecha Amancaya, aunque en el sector central, la estructura atraviesa un dique de Pórfido andesítico con Hornblenda que tiene alcance regional (Figura 3.5). De acuerdo a lo desarrollado anteriormente, este dique, de orientación NO-SE, responde a la configuración estructural al momento T_0 , y se corresponde con el momento de máxima expresión del vulcanismo. Las relaciones de corte entre estas dos estructuras (dique y veta) demuestran dos eventos separados de extensión que posibilitaron la disponibilidad de espacio para su emplazamiento. Las dataciones sobre la alteración y mineralización del distrito limitan la edad del evento epitermal cercano a los 60 Ma (Capítulo 4), representando la edad del evento tectónico que la acompaña. Por tanto, se llamará T_1 a este evento sinmineralización, que correspondería al segundo evento extensional dentro del distrito.

Características morfoestructurales del depósito

El SVC está formado por la intersección de dos vetas principales y al menos tres vetas menores (Figura 3.6). Las vetas principales se caracterizan por tener rumbos generales opuestos y se denominan Veta Central Norte (N20°) y Sur (N320°) respecto de la intersección entre ambas. Todas las estructuras que conforman este sistema muestran similares características de relleno hidrotermal: sucesivos pulsos generados durante la evolución de un mismo sistema hidrotermal.

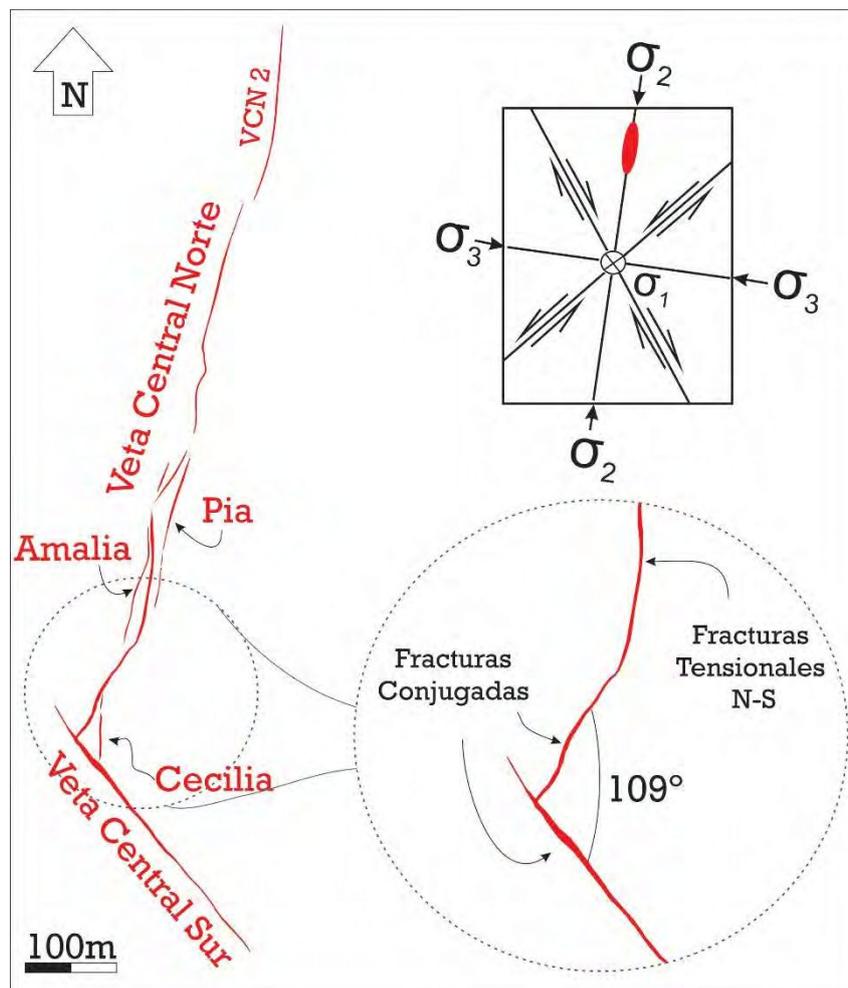


Figura 3.6 Vista en planta del Sistema Veta Central donde se identifican cada una de las estructuras que lo compone y la vinculación con las estructuras predecibles según el campo de esfuerzo regional interpretado para este sector.

Veta Central Norte

La VCN muestra un rumbo general N20°, aunque internamente se compone de una alternancia de segmentos con distintas orientaciones que le dan una morfología sigmoidal.

La estructura tiene un comportamiento en echelón demostrado por segmentos de mayor continuidad en sentido NNE-SSO y N-S, que alternan con tramos cortos con orientación NE-SO. La estructura tiene un buzamiento de entre 80° y 87° hacia el Este, que alterna con segmentos subverticales que definen estructuras tipo “jogs” en la vertical (Figura 3.7a). Los espesores son variables, oscilando entre 0,5 y 6 m, aunque con un promedio de 3,5m. En líneas generales, en esta veta dominan las texturas bandeadas coliformes y crustiformes, con desarrollo de cocardas y cavidades con drusas de cuarzo y/o carbonatos (Capítulo 4). Las texturas brechosas están poco representadas, y en general corresponden a brechamientos de carácter hidrotermal y no tectónicos (Figura 3.8 a).

La estructuración en echelón del sistema genera en el sector norte que el cuerpo principal de la veta se transfiera pocos metros hacia el este, donde continúa unos 200m con el mismo rumbo, este segmento recibe el nombre de Veta Central Norte 2 (VCN2, Figura 3.6 y 3.7 a). VCN2 presenta un buzamiento levemente mayor hacia el este en comparación con VCN, y los espesores y contenidos metálicos disminuyen notablemente. Los espesores de esta estructura oscilan entre 1 y 4,5m, aunque en promedio la estructura tiene cerca de 2m de espesor.

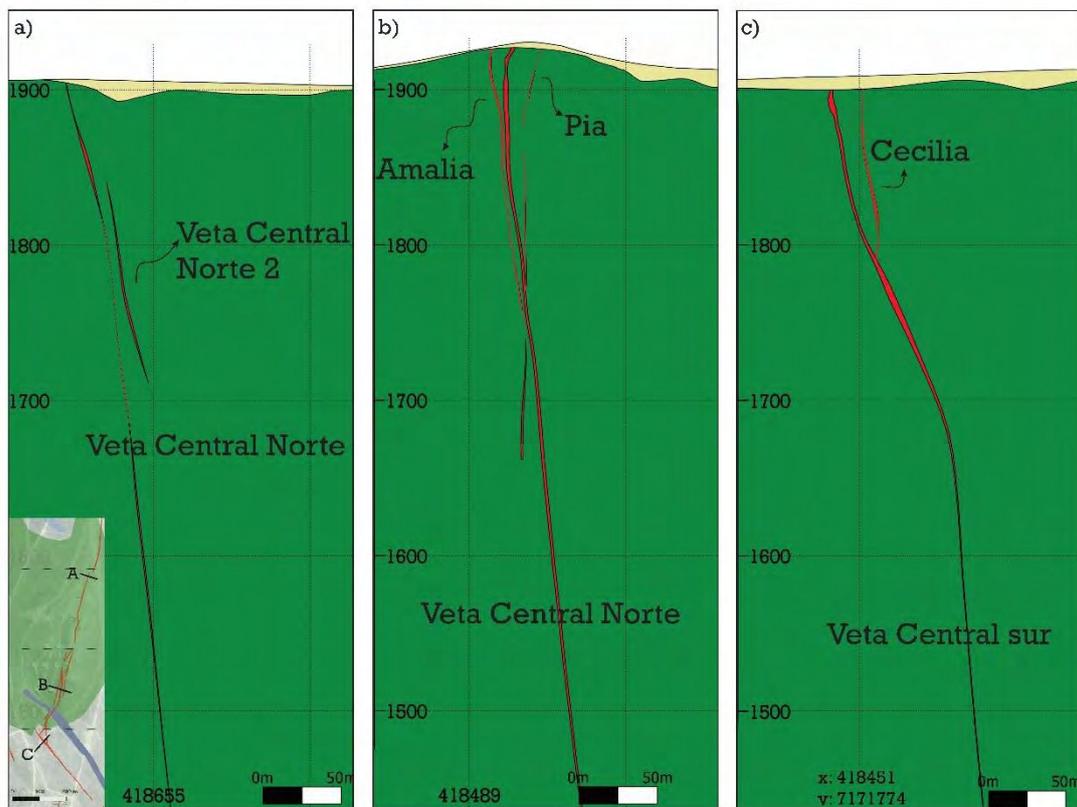


Figura 3.7 Secciones transversales a las estructuras del Sistema Veta Central mostrando la geometría de las vetas y las variaciones en los ángulos de buzamiento.

En la zona central de la VCN se observa una serie de vetas menores, subparalelas y con una notable continuidad lateral, aunque limitadas en la continuidad vertical. Estas estructuras menores reciben el nombre de Amalia y Pía, ubicadas al Oeste y Este de VCN respectivamente (Figura 3.6 y 3.7 b). La primera tiene un rumbo subparalelo a VCN, con una corrida de 300m aproximadamente y un buzamiento medio de 80° hacia el este (Figura 3.7 b). Ha sido identificada hasta una profundidad máxima de 250m, siendo una estructura delgada que no supera los 2,5m de espesor y un promedio de 1m. Por otra parte, Pía desarrolla una continuidad lateral no mayor a los 250m y se extiende solo 150m por debajo de la superficie, confluyendo en profundidad con VCN. Su rumbo es paralelo a VCN, aunque el buzamiento es levemente hacia el oeste con 80°, alcanza un máximo de 2m de espesor con valores promedio de 1,5m (Figura 3.7 b).

Veta Central Sur

La VCS es un cuerpo tabular, uniforme en rumbo, y con ligeras variaciones de buzamiento y espesor (Figura 3.6 y 3.7 c). El azimut de la estructura es N320°, que se mantiene constante a lo largo de toda la estructura, el buzamiento se incrementa marcadamente hacia el este, en el sector cercano a la intersección con VCN, aunque en el resto de la estructura se mantiene constante, adoptando una tendencia subvertical (Figura 3.7c). En superficie, el cuerpo principal de la estructura tiene un desarrollo longitudinal de 350m desde la intersección con VCN, y es a partir de allí donde la veta muestra una inmersión por debajo de la superficie de erosión de aproximadamente 35° continuando por al menos 250m. El espesor promedia los 3,5m, con un máximo que ronda los 5m. La textura dominante es la brechosa, con clastos de veta en una matriz de arcillas, limonitas y material molido, los límites de la estructura son netos y están delimitados por salbandas de falla en las que se observan frecuentemente indicadores cinemáticos (Figura 3.8 b).

Al este de la zona de intersección entre las dos vetas principales, se desarrolla una estructura menor, denominada Cecilia, de rumbo N-S y con una extensión lateral de 70m limitada por las VCN y VCS (Figura 3.6 y 3.7 c). El desarrollo vertical es limitado, alcanzando unos 100m desde la superficie, y no superando los 2m de espesor con valores promedio cercanos al metro.

En este capítulo se analizará la geometría de las estructuras principales (VCN y VCS) ya que representan las estructuras mineralizadas mejor conocidas a partir de las labores de exploración y extracción.

Marco tectónico del Sistema Veta Central

Si se consideran los rumbos generales de las estructuras principales, podemos establecer una correlación con las orientaciones de fracturación esperable en un cuerpo de roca homogéneo sometido a un campo de esfuerzo producto de un rifting oblicuo como fue descrito en la sección 2 del presente capítulo (Figura 3.6). Así podemos ver que el rumbo N-S a NNE-SSO representa fracturas tensionales vinculadas a Fallas Internas, mientras que las estructuras de orientación NO-SE y NE-SO representan a estructuras conjugadas de transferencias (comparar Figura 3.6 con Figura 3.4 a). Esto demuestra coherencia entre lo observado a escala regional y distrital, confirmando que la mineralización también responde al régimen tectónico regional (Corbett y Leach, 1997).

Las diferencias texturales observadas entre las estructuras principales del SVC, se deben esencialmente a la existencia de un evento de retrabajo postmineralización que afecta casi exclusivamente a la VCS. El relleno hidrotermal s.s. coincide en ambas estructuras por lo que se interpreta que se formaron en el mismo tiempo (T_1). Sin embargo, las texturas de origen hidrotermal en VCS son obliteradas casi por completo por eventos tectónicos postmineralización que solo las preservan en forma de clastos dentro de una brecha de matriz arcillosa con limonitas (Figura 3.8 b). Estos eventos tectónicos representarían un tercer tiempo para la evolución estructural del depósito (T_2), aunque no es posible determinar fehacientemente cuantos eventos han configurado la morfología actual de la VCS.

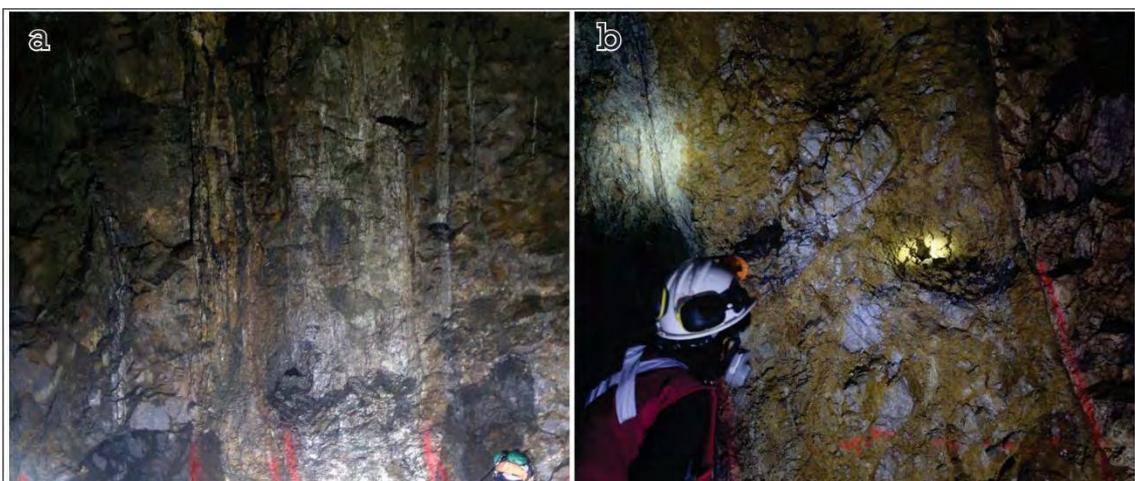


Figura 3.8 Fotografías de las Vetas principales del SVC en interior mina. a) Veta Central Norte, texturas bandeadas continuas paralelas a los bordes de la estructura. b) Veta Central Sur, textura brechosa con matriz de arcillas, limonitas y material molido con clastos de veta de texturas similares a Central Norte.

Habiendo establecido los controles estructurales generales para el depósito, el análisis detallado del SVC estará centrado en: describir la cinemática sinmineralización T_1 , la cinemática postmineralización o correspondiente al T_2 y la vinculación de los procesos descriptos con la distribución de los contenidos metálicos.

Caracterización de la cinemática sinmineralización (T_1)

Para determinar la cinemática sinmineralización es necesario detectar los rasgos estructurales originados al momento T_1 que no hayan sufrido fuertes modificaciones durante la etapa postmineral. La fuerte distorsión en la morfología que generó el evento T_2 sobre la VCS, la excluyen de este análisis y obliga a concentrar los trabajos sobre la VCN.

Para realizar un análisis detallado del comportamiento estructural de la VCN se contó con gran cantidad de información proveniente de los mapeos de interior mina de los niveles 1885, 1870 y 1855, y con información de secciones transversales y el modelado con el Software Leapfrog 3D.

Como fue descrito anteriormente, la Veta Central Norte (VCN) tiene un rumbo general NNE-SSO que puede atribuirse a una alternancia de segmentos cortos de rumbo NE-SO, que alternan con segmentos N-S a NNE-SSO de mayor desarrollo longitudinal. Esta configuración resulta en una morfología de aspecto sigmoidal en planta. Hacia el norte, la veta se resuelve formando una estructura en echelón transfiriendo el cuerpo principal de la veta a VCN2. En la vertical, la estructura en general presenta un buzamiento promedio que ronda los 85° al E, aunque puede variar entre 70° y 90°.

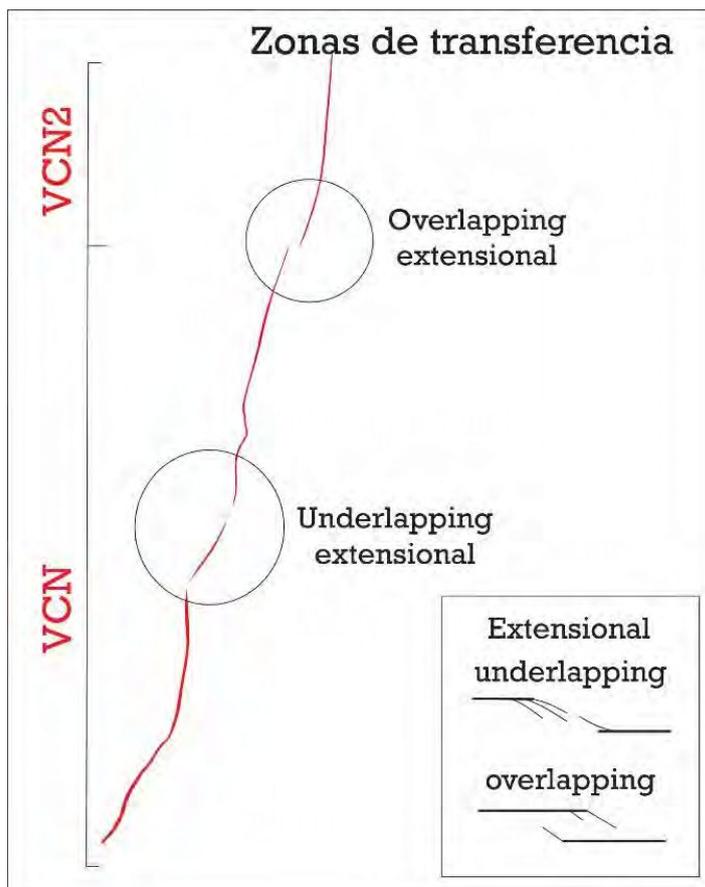


Figura 3.9 Zonas de transferencia dentro de la estructura Veta Central Norte consecuente de la configuración estructural en el T₁. (Micklethwaite et al., 2010). Los segmentos NE-SO representan zonas de transferencia mientras que los segmentos N-S y NNE-SSO tienen desarrollos más continuos.

En este esquema, los segmentos NE-SO en general representan zonas de transferencia, es decir zonas o estructuras que conectan dos segmentos de falla/veta vecinos, y que se generan como resultado del crecimiento y propagación de las mismas (Kim *et al.*, 2004; Micklethwaite *et al.*, 2010). Son estructuras de menor jerarquía que los segmentos que conectan y en general el desplazamiento es mínimo, pero el fracturamiento denso, generando alta densidad de estructuras pequeñas de bajo espesor (Ellis y Dunlap, 1988; Peacock, 1991; Peacock y Sanderson, 1991; Pachell y Evans, 2002). El tipo de solapamiento que se generan en las zonas de transferencias se denominan “overlapping” cuando los segmentos se superponen espacialmente, o bien “underlapping” cuando los segmentos

están separados espacialmente (Figura 3.9). A su vez, la conexión entre segmentos puede ser fuerte o débil dependiendo del régimen tectónico al cual se someta la estructura (Kim *et al.*, 2004).

Con el fin de estudiar en más detalle la geometría de VCN, se subdividió la estructura en segmentos en función del rumbo y buzamiento, para esto se utilizó la información de los mapeos de interior mina, junto con datos estructurales medidos en cada frente durante el avance de las labores subterráneas. Un diagrama de polos de los 79 segmentos medidos en los mapeos de interior mina (Figura 3.10) muestra que las inclinaciones no superan los 70° y son predominantemente hacia el este. Hay mayor dispersión en los segmentos con mayor

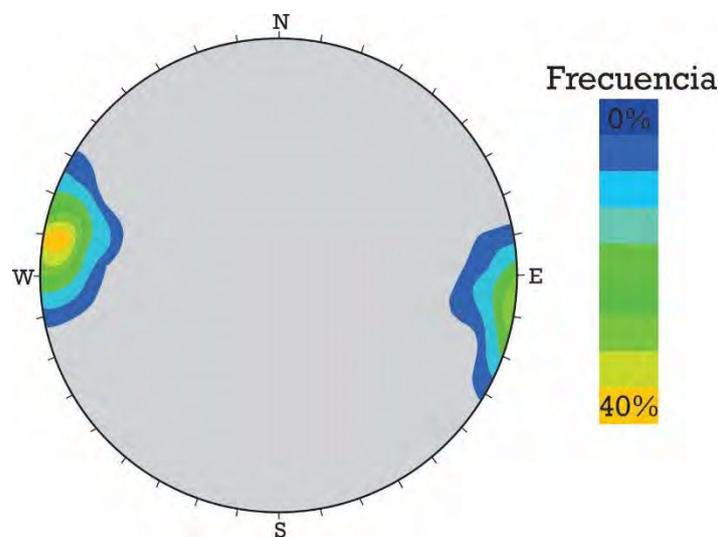


Figura 3.10 Diagrama de polos que muestra la orientación de los segmentos dentro de la Veta Central Norte basado en las 79 mediciones obtenidas a partir del mapeo de interior mina en los niveles 1885, 1870 y 1855.

buzamiento, pero la mayor cantidad de segmentos se concentran indicando un plano promedio de azimut N10° e inclinación subvertical para las estructuras medidas.

A partir de los datos de mapeo de mina también fue posible realizar un procesamiento evaluando el espesor de los segmentos en función de su orientación. Un diagrama de rosas permite visualizar los espesores vinculados a la frecuencia de rumbos (Figura 3.11). En él, se muestran que los mayores espesores (2 a 3 metros) tienen un rango de azimut entre 5° y 10°. Las estructuras N-S tienen comúnmente espesores entre 1 y 2 metros. Los rumbos NE-SO (\approx N45°), son poco frecuentes y no superan el metro de espesor. Escasos segmentos de rumbo NNO-SSE presentan gran variabilidad de espesores siendo entre 0,5 y 3m.

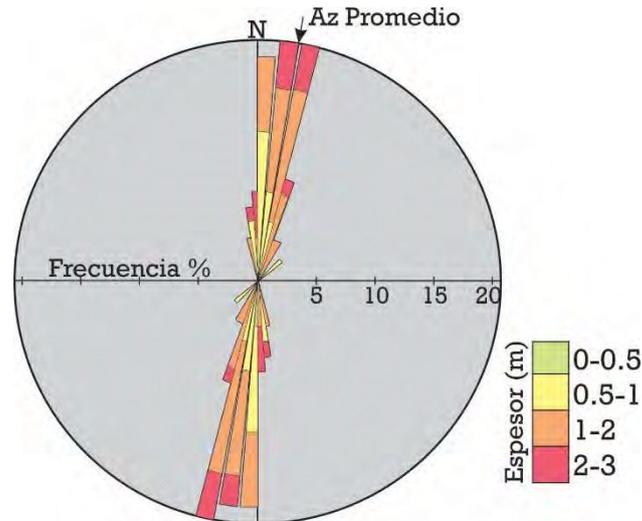


Figura 3.11 Diagrama de rosas basado en las 79 mediciones sobre los mapeos de interior mina. Muestra la frecuencia del azimut categorizado por el espesor de los segmentos.

En la vertical, la estructura repite el patrón de alternancia de segmentos observado en planta, pero con diferentes buzamientos (Figura 3.12). Para VCN el buzamiento dominante es al Este, con variaciones del ángulo de inclinación entre 90° y 70° que son acompañadas por cambios en el espesor resultando una morfología sigmoidal para la estructura. La variación de los espesores en función del buzamiento sugiere un movimiento normal como el responsable de la generación de los espacios de relleno (Figura 3.12).

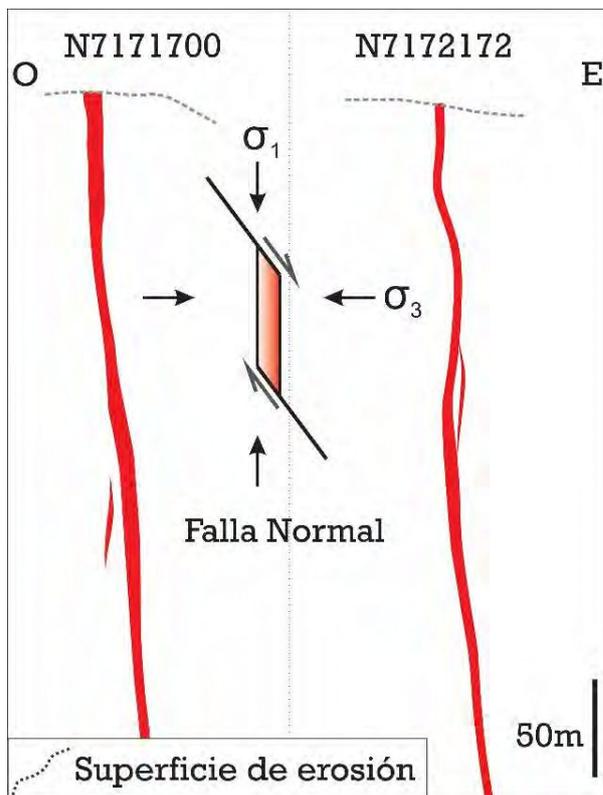


Figura 3.12 Secciones transversales a la Veta Central Norte donde se observa la sinuosidad de la estructura en profundidad. La morfología de la falla permite la generación de espacios dilatacionales o jogs a partir de una cinemática normal sobre el plano de la misma. La escala horizontal ha sido exagerada (x3) para poder observar claramente los cambios de espesores que dan cuenta de las estructuras dilatacionales.

El vector de máxima apertura para el momento T_1 puede determinarse de forma cualitativa o bien de manera cuantitativa. De forma cualitativa puede interpretarse la dirección de mayor apertura basado en la observación de la morfología de la estructura y las texturas del relleno hidrotermal. En la VCN las texturas de relleno denotan gran disponibilidad de espacio, como es la presencia de bandeados crustiformes, las cocardas y las cavidades con drusas de cuarzo y carbonatos (Capítulo 4). En esta orientación también se encuentran la mayor cantidad de estructuras auxiliares, paralelas a VCN, que contienen idéntico relleno hidrotermal (Figura 3.6). En contraposición, la VCS de rumbo NO-SE presenta espesores menores y carece de estructuras auxiliares paralelas, por lo que podría interpretarse que la mayor apertura puede haber sido aproximadamente perpendicular al rumbo NNE-SSO.

Para validar esta hipótesis, es posible determinar cuantitativamente la dirección del vector de apertura para la VCN mediante la aplicación de un método geométrico presentado por Nortje *et al.* (2006), que se basa en el análisis geométrico y estadístico de la segmentación de la estructura en función de su rumbo y buzamiento. El método requiere determinar la intersección entre segmentos contiguos dentro de la estructura (Figura 3.13)

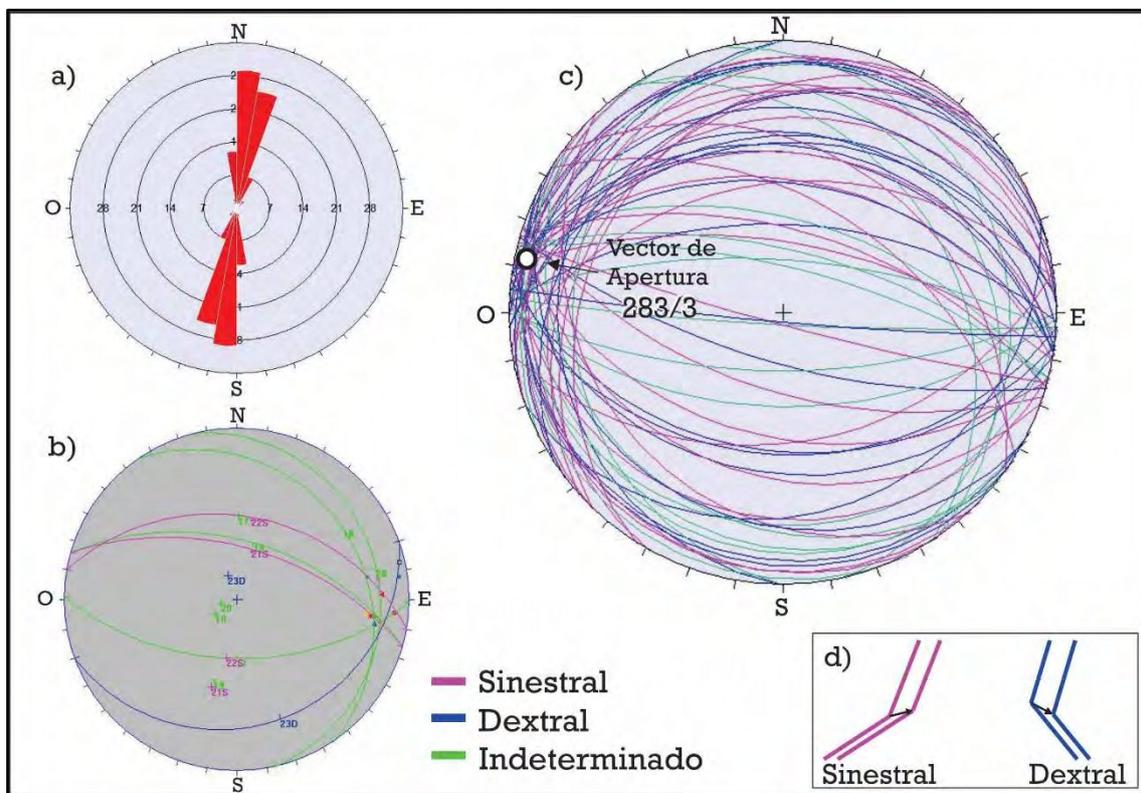


Figura 3.13 Desarrollo del método de Nortje *et al.* 2006 a partir de los mapeos de interior mina en los niveles 1885, 1870 y 1855. a) Diagrama de Rosas de los segmentos individuales. b) Plano de movimiento a partir de la Intersección entre segmentos. c) Intersección estadística de los planos de movimiento, determina el vector de apertura. d) Demostración de la determinación del sentido de movimiento a partir del rumbo y espesor del mismo.

y el punto de intersección estadística de dichas intersecciones corresponde al vector de apertura (Nortje *et al.*, 2006). El espesor es utilizado para calcular el sentido de desplazamiento de la estructura, el método asume que la cizalla se absorbe por el segmento de menor espesor, determinando si existe un desplazamiento dextral o sinistral (Figura 3.13). Si ambos sentidos se repiten en planos de similares características, es decir con igual comportamiento estructural, se asume que fueron formados simultáneamente, por lo que pueden considerarse conjuntamente en el método.

A partir de los mapeos de interior mina de los niveles 1885, 1870 y 1855 se midieron un total de 79 segmentos, los cuales forman 66 intersecciones (codos), 26 con sentido sinistral, 22 dextrales y 18 en las que no se pudo determinar su cinemática. Para el procesamiento de los datos se utilizaron diversos softwares como, Georient y Stereonet (<http://www.holcombe.net.au/software/georient.html>; <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>). Los segmentos fueron ploteados en un diagrama de rosas para visualizar los rumbos más frecuentes dentro de la estructura (Figura 3.13 a). Así se ve que los rumbos dominantes están entre N 0-10°, seguidos con un rumbo entre N 10-20° y en menor proporción, el rumbo N 350-360°. Son menos representados los rumbos entre N 30-50°.

En la Figura 3.13 se visualiza la aplicación del método de Nortje *et al.* (2006) con los datos de VCN. Cada par de planos que forman una intersección (codo) se conectan mediante un plano que los contenga a ambos, determinando el plano de movimiento para ese codo en particular (Figura 3.13 b). Estos mismos pares se esquematizan para determinar en función del rumbo y espesor como fue la cinemática (Figura 3.13 d). Finalmente, todos los planos de movimiento se plotean en una red estereográfica para determinar la intersección estadística entre todos ellos (Figura 3.13 c), que es la que determina el **Vector de Apertura**, (N283/3).

El azimut del vector obtenido por este método (N283°) indica que esta ha sido la dirección del menor esfuerzo para este sistema, la inmersión del vector hacia el oeste es muy leve (3°), haciéndola prácticamente horizontal. Esta orientación de apertura coincide con el modelo de distribución de esfuerzos principales propuesto en las secciones anteriores donde la orientación del menor esfuerzo (σ_3) es aproximadamente N100° (Figura 3.13, comparar con Figuras 3.4, 3.5 y 3.6).

Si extrapolamos las características del vector a todo el Sistema de Veta Central podemos interpretar como fue el deslizamiento sobre cada plano de los distintos rumbos en el momento T_1 como puede verse en la Figura 3.14.

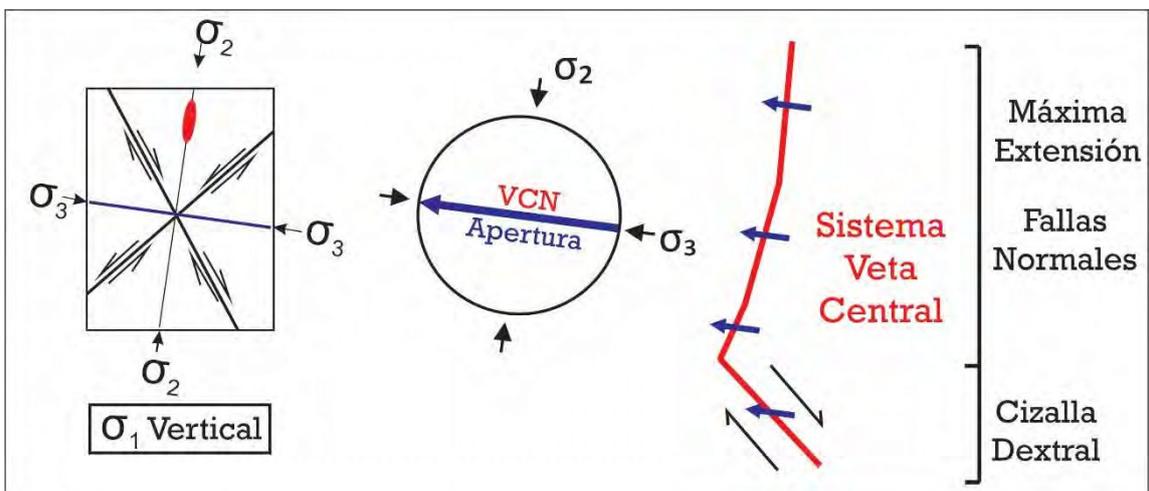


Figura 3.14 Diagrama de esfuerzos teóricos propuesto para el área de estudio comparado con la orientación del vector de apertura obtenido para VCN y que indica la dirección del menor esfuerzo (σ_3). Proyección del vector sobre las orientaciones promedio del sistema Veta Central y la predicción de la cinemática de cada estructura en función del movimiento que este sugiere.

Caracterización de la cinemática postmineralización (T2)

Es posible determinar algunos indicadores de la cinemática postmineralización analizando la Veta Central Sur (VCS), que ha sido afectada por un intenso fallamiento que obliteró la morfología y las texturas de la veta originada durante T_1 , quedando únicamente relictos de las mismas en forma de clastos dentro de una brecha de matriz arcillosa (Figura 3.8b).

La estructura en VCS se presenta como un cuerpo tabular homogéneo, con leves variaciones en el buzamiento. Las variaciones estructurales más notables se dan cercanas a la zona de intersección con VCN, donde el buzamiento alcanza unos 70° al este. Hacia el NO, la estructura continúa unos 30 metros después de la intersección con VCN. Esta zona de la estructura quedó expuesta en las labores del Rajo Linda, donde se observa una zona de falla sin relleno hidrotermal que contiene escasos clastos de veta que se va angostando progresivamente hacia el NO, y se interpreta como la propagación del fallamiento postmineralización hacia el NO fuera del sector mineralizado.

Si bien esta orientación es predecible en el campo de esfuerzos extensivos que dominaban la región para el Paleoceno Inferior, no es posible determinar si la fractura que aloja la mineralización responde al T_0 , T_1 o una estructuración preexistente, aunque con

seguridad participó activamente de la extensión en el T₁ momento en el que se da el relleno hidrotermal.

El avance de las labores mineras del Rajo Linda en la zona de la intersección de las vetas principales del SVC dejó expuesta la pared de la estructura que contiene a VCS (plano de falla) sobre la cual se identificaron estrías de deslizamiento, utilizadas como indicadores cinemáticos determinando su dirección y sentido (Figura 3.15). La estructura presenta salbandas arcillosas y abundantes óxidos de Fe y Mn generados a partir de la molienda de la roca de caja, sin embargo, se pudieron observar estrías sobre la brecha de falla que contiene los clastos de Veta. De este análisis se obtuvieron 15 indicadores medidos con alto grado de confianza (Figura 3.15).

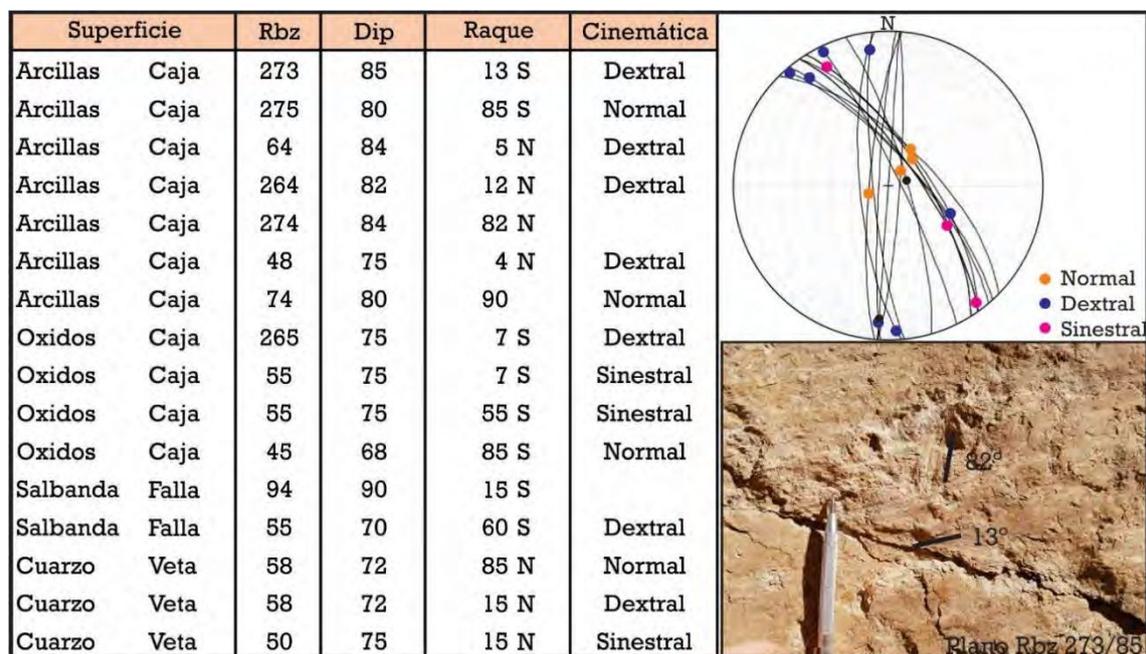


Figura 3.15 Indicadores cinemáticos obtenidos sobre la estructura que contiene a la Veta Central Sur expuesta en el Rajo Linda. En el estereograma se representan los planos y el raque de las estrías categorizado según la cinemática que indican. En la Foto, se observa como el evento de estrías subverticales es cortado por el evento subhorizontal.

El plano general de la falla es N325° buzando 75° al Este, aunque los segmentos expuestos presentan variaciones en el rumbo entre N315° a N5°. Como se observa en la Figura 3.15 se reconocen al menos tres eventos de deslizamiento en función de cómo se agrupan los raques de las estrías. Un evento de deslizamiento de bajo ángulo con cinemática predominantemente dextral con plunge hacia el NO, otro también de bajo ángulo de inmersión, pero en sentido opuesto y con una cinemática dominante también dextral, y un tercer tipo de estrías subverticales que demuestran una cinemática normal. Se pudo observar sobre el plano de falla como las estrías de bajo ángulo cortan a las estrías subverticales por lo que

podemos afirmar que el desplazamiento normal es anterior a los desplazamientos de rumbos. Sin embargo, no podemos determinar si los aquí expuestos son los únicos eventos que conforman el T_2 , pero estas determinaciones comprueban que existe una fuerte modificación de la estructura originada durante T_1 .

3.5 Discusión

Control estructural en la distribución de la mineralización

La circulación de fluidos dentro de una falla puede ser heterogénea dependiendo del grado de fracturación de la roca encajante (Kim *et al.*, 2003; Sibson, 1996). Las zonas de transferencia concentran el mayor daño dentro de la estructura, lo que es directamente proporcional a la permeabilidad (Micklethwaite *et al.*, 2010), por lo tanto, las estructuras en estos sectores suelen ser delgadas pero abundantes. A la vez que pueden contener altas leyes por la alta permeabilidad que actúa concentrando la circulación de los fluidos (Seebeck *et al.*, 2014; Sibson, 1996; Cox, 2005), a pesar que, la cementación por precipitación de los minerales hidrotermales anula rápidamente el desarrollo de estas estructuras. Mientras que, los segmentos mayores de la estructura que conectan estas zonas de transferencia, suelen ser más continuos y de mayores espesores dado la repetición de los deslizamientos motivadas por los sucesivos eventos sísmicos que se concentra en los segmentos principales de la falla, permitiendo la depositación de sucesivos pulsos hidrotermales (Micklethwaite *et al.*, 2010; Blenkinsop, 2008).

Es posible entonces segmentar la estructura en función de lo descrito y determinar la vinculación de su rol dentro de la misma con el contenido metálico y la importancia económica (Figura 3.16). Los segmentos mayores que concentran la mayor apertura están directamente vinculados con los clavos dilatacionales, mientras que las zonas de transferencias representarían sectores de alta ley alojados en estructuras de limitado espesor y continuidad. Los primeros tienen el rol principal en la importancia económica del depósito, ya que reúnen las características necesarias de ley y espesor.

En el caso de VCN, y dada su cinemática de tipo normal, es de esperar que los clavos dilatacionales se desarrollen mayormente en la vertical, por lo que su estudio y definición se realizará mediante la utilización de perfiles transversales. Las zonas de transferencia son más visibles en las secciones en planta de la estructura por su mejor desarrollo longitudinal como se ve en la Figura 3.16.

En orden de analizar con mayor detalle la relación entre la geometría de la estructura y los contenidos de Au y Ag se dispuso de manera gráfica la información generada a partir de los mapeos de interior mina en el nivel 1870 de Veta Central Norte (Figura 3.16). Se eligió esta estructura por ser representativa del momento T₁. Para tal fin, se compilaron los valores de Au y Ag determinados en las canaletas de los frentes de avance en la mina subterránea y se plotearon como gráficos de barras sobre el mapeo de interior mina. Además, se incluyeron los valores de buzamiento de los segmentos, utilizando diferentes longitudes de flechas para dar cuenta de la magnitud y orientación del mismo. De esta manera, puede verse que los patrones de Au y Ag son similares por lo tanto representativos de la relación inicial entre estos elementos, descartando un marcado enriquecimiento secundario de la plata en este nivel.

La morfología de la veta muestra la alternancia de distintos segmentos que construyen la estructura, los segmentos principales son de mayor longitud y se orientan en los rumbos N-S a NNE-SSO. Tienen espesores mayores al metro, que se mantienen a lo largo del rumbo y un buzamiento dominante hacia el Este. Las leyes se distribuyen uniformemente en todo el tramo. Los segmentos mayores se conectan entre sí por zonas de transferencia que se caracterizan por un rumbo más volcado hacia NE-SO, un buzamiento más marcado y espesores notablemente menores.

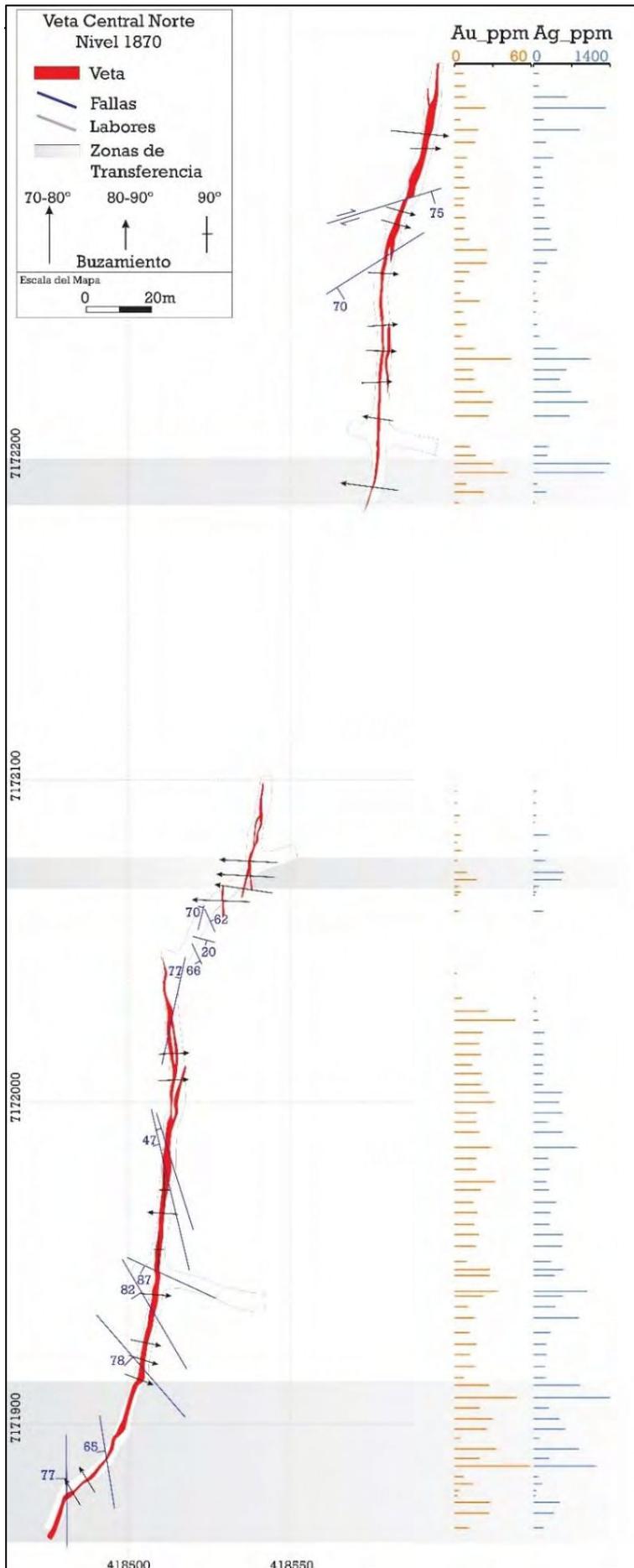


Figura 3. 16 Mapa en planta 1870 de Veta Central Norte donde se indican los buzamientos de la estructura (leyenda) y las principales fallas que la afectan. Así mismo, en una escala paralela se representan los contenidos de Au y Ag (ppm) obtenidos en las canaletas del frente de avance de la mina representados según la escala en la parte superior.

Los clavos dilatacionales de alta ley (clavos mineralizados) son zonas de mayores contenidos de metales dentro de la veta (Nelson, 2006). En las vetas en fallas, estos consisten generalmente en las zonas de mayor espesor de la veta, formadas en sectores de apertura localizados dentro de la estructura como curvas o jogs (McKinstry, 1948). La orientación de estos clavos está controlada por la dirección de deslizamiento, que a su vez es controlada por la orientación del campo de esfuerzos principales ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) (Poulsen y Robert, 1989).

En las estructuras puramente extensionales los clavos dilatacionales se orientan paralelos al σ_2 que está contenido en el plano de falla y a σ_1 (vertical) (Blenkinsop, 2008; Figura 3.17 a), mientras que, si la apertura está vinculada a extensión con una componente cinemática de rumbo, el clavo estará paralelo a σ_2 , pero oblicuo a los esfuerzos σ_1 y σ_3 (Figura 3.17 b; Nelson, 2006).

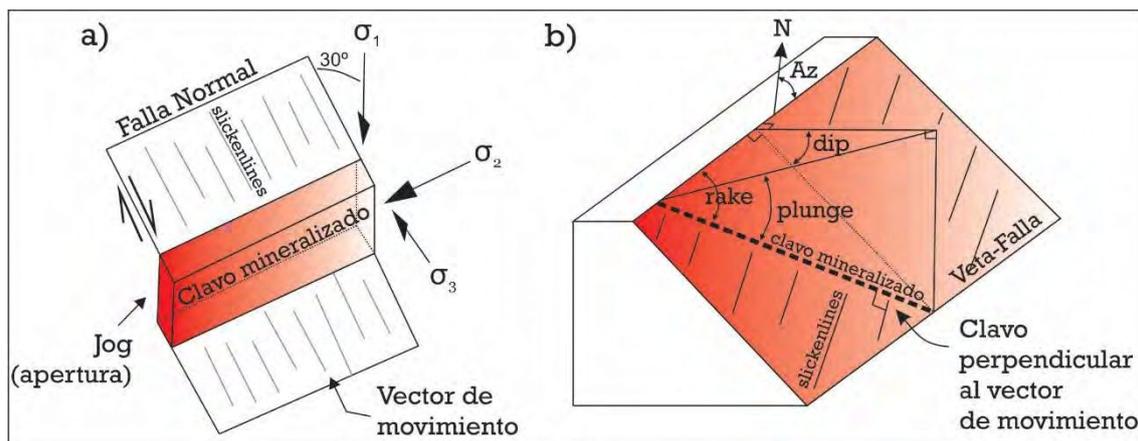


Figura 3.17 Relación entre la disposición de los clavos mineralizados y la actitud del plano de Falla-Veta, señalando la orientación de los indicadores directos del vector de movimiento (Slickenlines). a) Falla-veta de cinemática normal, puramente extensional, donde la apertura se asocia a un jog paralelo a los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 perpendicular a σ_3 , los slickenlines indican la orientación del movimiento y la morfología del clavo mineralizado. b) Falla-veta con cinemática de rumbo, los slickenlines indican la dirección del movimiento perpendicular al clavo mineralizado que presenta un rake menor a 90° sobre el plano de la veta-falla. Modificada de Nelson, 2006.

Los vectores de movimiento se pueden determinar de manera directa a través de mediciones de indicadores cinemáticos sobre el plano de la estructura como slickenlines o fibras minerales (Fleuty, 1975). En el caso del Sistema Veta Central no se han podido determinar directamente indicadores cinemáticos en el T₁ ni en superficie, por la mala calidad de los afloramientos, ni dentro de la mina subterránea. Sin embargo, basados en datos indirectos podemos establecer la vinculación entre la orientación de los clavos mineralizados y la cinemática de la estructura (Nelson, 2006). La gran cantidad de información disponible de sondajes exploratorios y labores mineras permiten conocer la

distribución de las leyes dentro de las vetas, y por lo tanto la orientación de los clavos mineralizados. Por otra parte, el método aplicado en la sección anterior, nos demuestra el vector de apertura que permite predecir una dirección de movimiento para la estructura.

Clavos mineralizados en la Veta Central Norte

Según los modelos teóricos para un fallamiento normal la orientación del clavo dilatacional de alta ley debería ser subhorizontal, paralelo al esfuerzo σ_2 contenido en el plano de falla, subparalelo al esfuerzo σ_1 vertical (Nelson, 2006; Cox *et al.*, 2001).

Descomponiendo el vector de apertura obtenido por el método de Nortje *et al.* (2006) sobre el plano de falla-veta de VCN obtenemos una dirección de movimiento que sugiere un desplazamiento normal, puramente extensional (Figura 3.18).

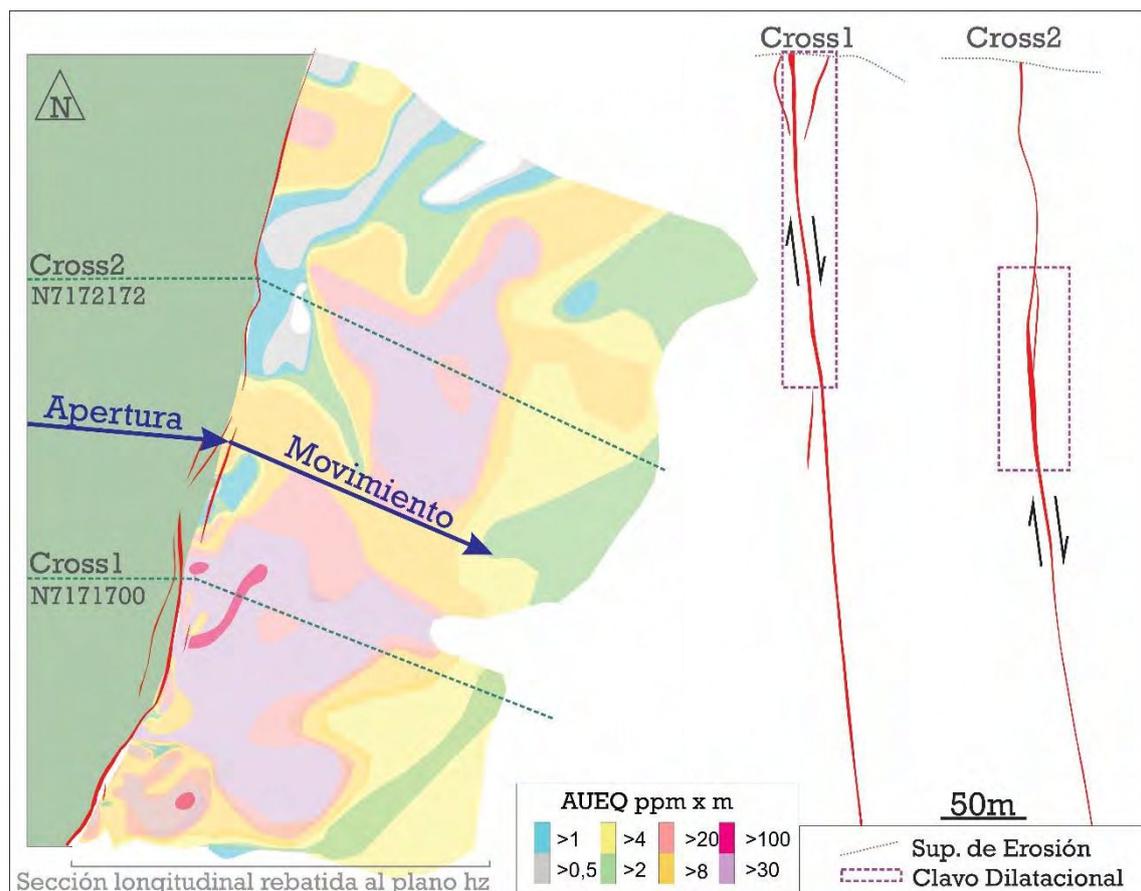


Figura 3.18 Proyección del vector de apertura obtenido por el método cuantitativo de Nortje *et al.* (2006) sobre la estructura Veta Central Norte en planta y sección rebatida al plano horizontal. El perfil rebatido contiene la sección longitudinal con los contenidos de Au Eq por metro que se desprende de la interpolación de los contenidos metálicos obtenidos de sondajes exploratorios y labores mineras (desarrollado en Capítulo 4). En el mismo se señala el vector de movimiento que surge de la descomposición vectorial de la apertura. Se muestran las secciones transversales de la estructura, las zonas de mayor espesor se correlacionan con los clavos mineralizados.

Como la construcción de VCN resulta de la interacción de segmentos adyacentes cuyos azimuts oscilan entre N-S y NE, la proporción de cizalla que participe del movimiento dependerá de la oblicuidad del segmento en relación con el vector de apertura (Figura 3.14).

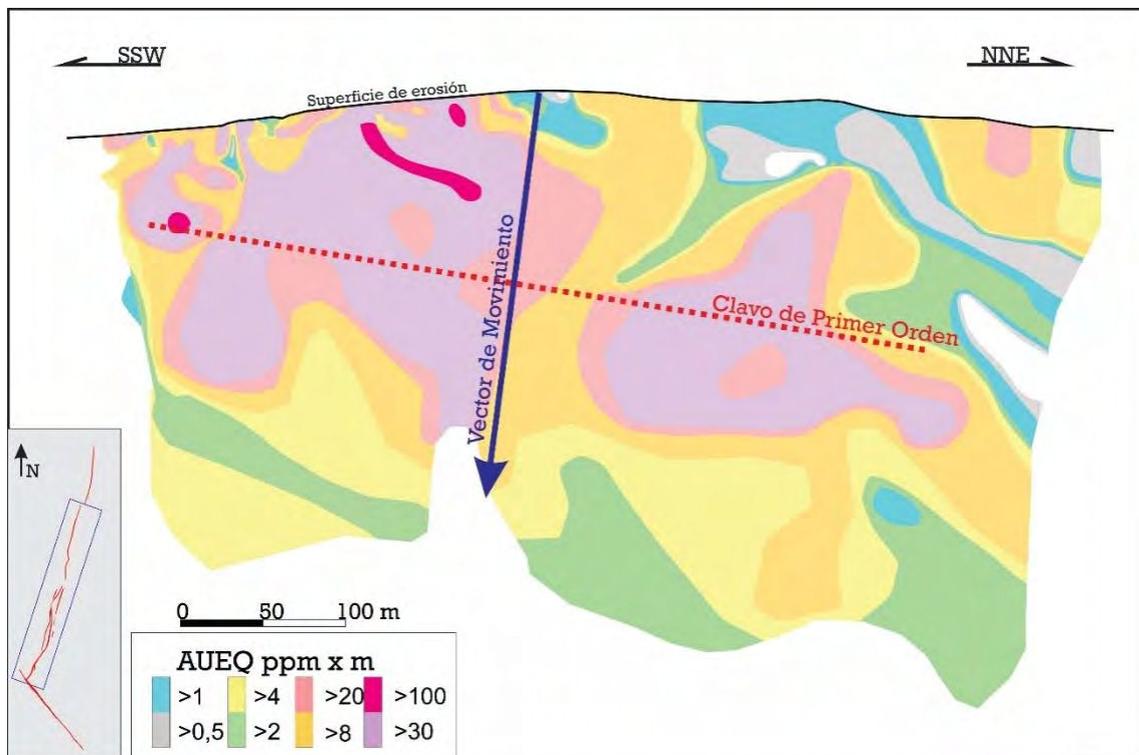


Figura 3.19 Sección longitudinal que muestra la distribución de las leyes AuEq por metro de la estructura Veta Central Norte. Las líneas demuestran la relación entre la dirección del vector de movimiento y la orientación del clavo principal o de primer orden.

De la interpolación de leyes obtenidas de los sondajes exploratorios y labores de mina se determinó que las altas leyes de la estructura VCN se disponen de manera elongada subhorizontal con una leve inmersión hacia el norte de 20° aproximadamente (Figura 3.18 y 3.19).

En las secciones transversales se observa cómo en el norte se profundiza levemente la zona de mayor espesor dentro de la estructura correlacionable con el clavo dilatacional (Figura 3.18).

La relación ortogonal que demuestra la Figura 3.19 entre la proyección del vector de movimiento y la orientación del clavo de alta ley principal para VCN, confirman la configuración de esfuerzos para T₁ momento en que se desarrollaron las estructuras mineralizadas del Sistema Veta Central.

Clavos mineralizados en la Veta Central Sur

Si bien la estructura Veta Central Sur ha sido afectada por un intenso fallamiento postmineral (T_2) que no permite obtener datos fehacientes de T_1 , sabemos que el relleno hidrotermal fue generado de manera sincrónica junto con VCN. Por lo tanto, podemos intentar analizar la coherencia entre la orientación de los clavos mineralizados que surgen de la interpolación de datos de sondajes exploratorios y labores de mina, con el vector de apertura obtenido en el método de Nortje *et al.* (2006) para el T_1 en VCN.

Al descomponer el vector de apertura cuya dirección es $N283^\circ$ sobre un rumbo promedio de $N320^\circ$ obtenemos un vector de deslizamiento con un raque de aproximadamente 35° sobre el plano de la estructura inmerso hacia el sur (Figura 3.20).

Como puede verse en la Figura 3.21, la relación angular entre el vector de movimiento y la orientación del clavo principal (o de primer orden) lejos de ser ortogonal es subparalela. Esto hace suponer que la morfología de este clavo en la estructura VCS no responde a la configuración originada en T_1 si no que ha sido modificada por los eventos postmineralización resumidos en T_2 . Sin embargo, se esbozan en la sección longitudinal de los contenidos metálicos algunos indicios de clavos de menor jerarquía (segundo orden)

aproximadamente perpendiculares al vector de movimiento, pudiendo ser relictos de los originados durante T₁.

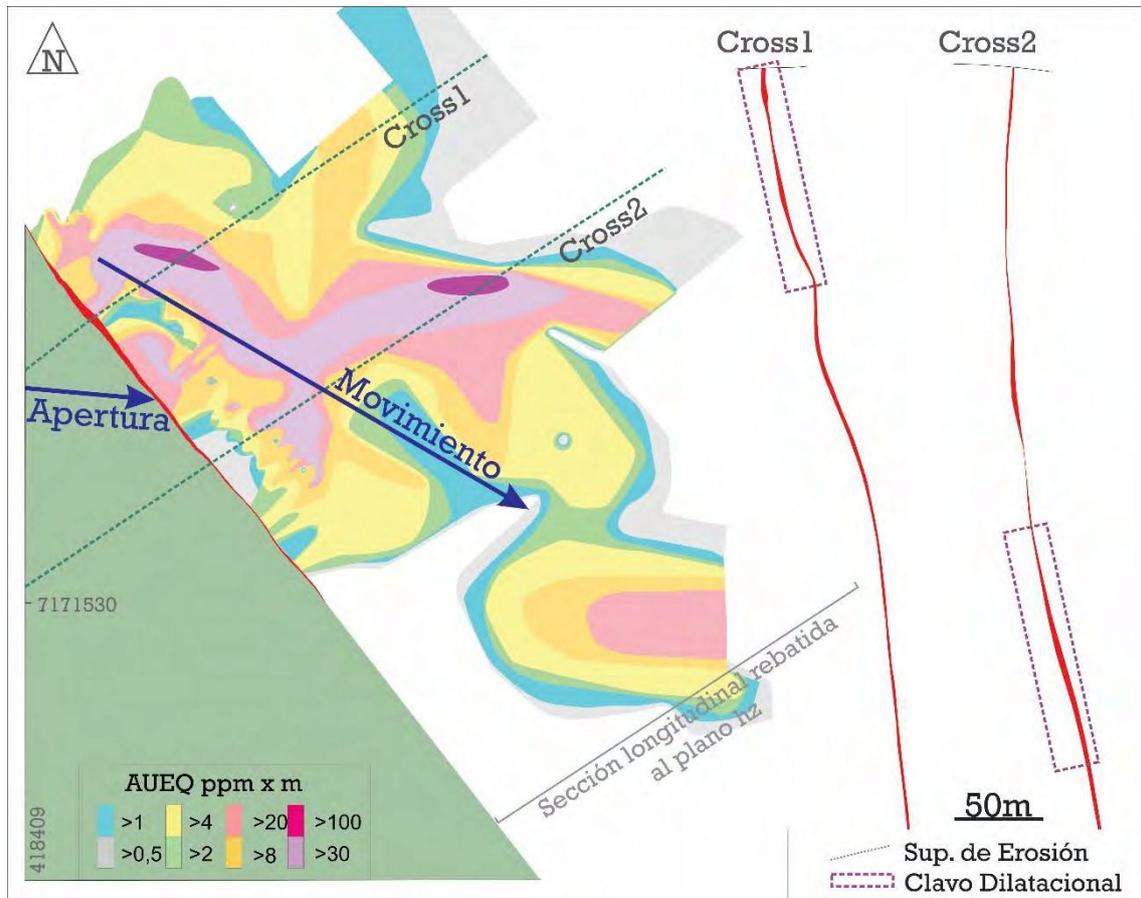


Figura 3.20 Proyección del Vector de Apertura obtenido por el método cuantitativo de Nortje et al. (2006) sobre la estructura Veta Central Sur en planta y sección rebatida al plano. El perfil rebatido contiene la sección longitudinal con los contenidos de Au Eq por metro que se desprende de la interpolación de los contenidos metálicos obtenidos de sondajes exploratorios y labores mineras (desarrollado en Capítulo 4). En el mismo se señala el vector de movimiento que surge de la descomposición vectorial de la apertura. Las secciones transversales de la estructura, demuestran que donde el buzamiento es más pronunciado hacia el este se dan los mayores espesores y contenidos metálicos.

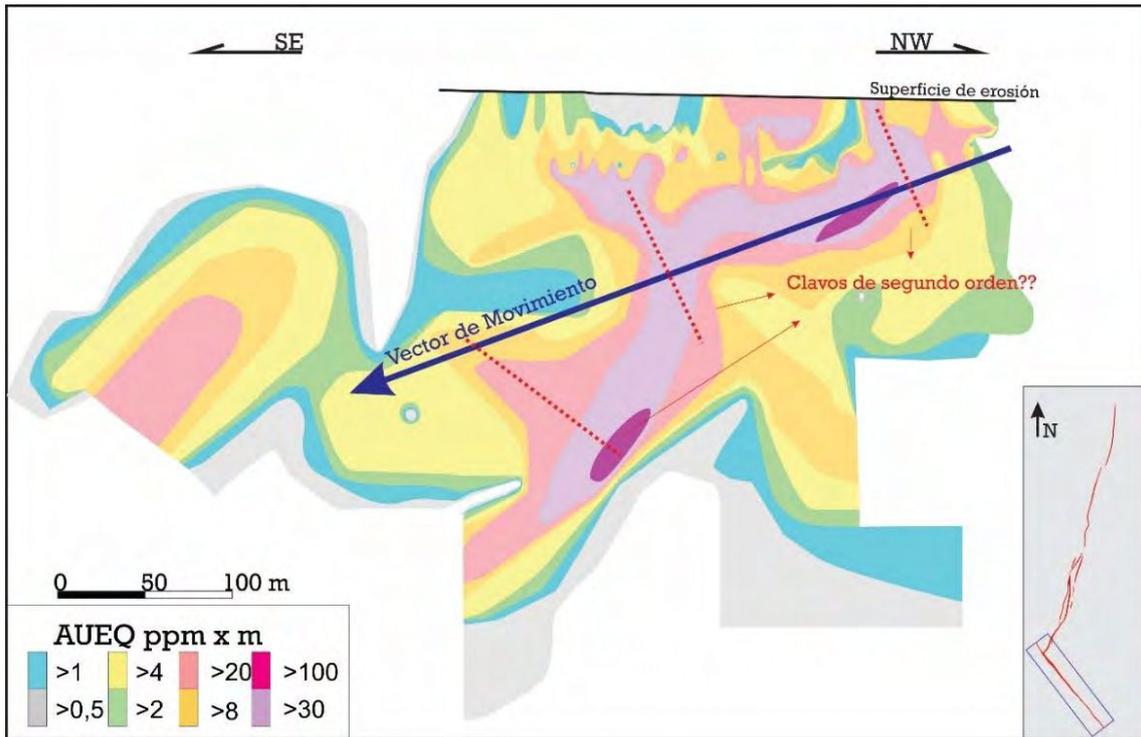


Figura 3.21 Sección longitudinal que muestra la distribución de las leyes AuEq por metro de la estructura Veta Central Sur. Las líneas demuestran la relación entre la dirección del vector de movimiento y la orientación de clavos de menor jerarquía o segundo orden, posibles relictos de la cinemática de T_1 .

3.6 Consideraciones Finales

Durante el Paleoceno a Eoceno medio finaliza la segunda etapa del ciclo Andino, con el período comprendido entre la orogenia K-T y la Orogenia Incaica. La subducción normal de las placas de Farallones y Sudamericana con una baja velocidad de convergencia y un ángulo cercano a 90° generan un régimen extensional o transtensional con el desarrollo de un arco magmático de orientación NNE-SSO, (eje deformacional del rifting) oblicuo a la extensión regional (Mpodozis *et al.*, 1995; Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.* 2009). En estos sistemas el campo de esfuerzos principales se desarrolla oblicuo tanto a la extensión como a la dirección general del rifting (oscilaría entre 1° y 10° el mayor esfuerzo y entre 91° y 100° menor esfuerzo contenidos en el plano horizontal, Agostini *et al.*, 2009), y el fracturamiento resultante es esencialmente de dos tipos, fallas de entorno y fallas internas (Corti, 2012), todas se disponen como estructuras en echelón siendo el rumbo dominante la dirección ortogonal a la extensión, mientras que, las fracturas tensionales, se dispondrán según la orientación de los esfuerzos principales (σ) (Agostini *et al.*, 2009; Corti, 2012).

Este régimen imperó tanto para el sistema magmático que origina las rocas volcánicas e intrusivas (T_0), como así también durante el emplazamiento de la mineralización (T_1). Teniendo varios eventos de reactivación en distintos momentos, pero manteniendo la orientación de los esfuerzos principales.

El emplazamiento del magmatismo paleoceno en el área de estudio está fuertemente condicionado por este régimen tectónico (T_0). La alineación de coladas dómicas de composición dacítica en las fallas de entorno NNE-SSO y N-S resalta la oblicuidad del arco respecto de la dirección de extensión y la marcada viscosidad de los magmas félsicos que las originan evidencian la mayor disponibilidad de espacio en estas orientaciones. Por otra parte, la disposición de los diques andesíticos elongados en sentido NO-SE o NNO-SSE representan las estructuras conjugadas de transferencia generadas en este campo de esfuerzos, y la menor viscosidad de estos magmas puede sugerir menor apertura en esta orientación la que, a su vez, puede tener una influencia de la estructuración preexistente del rifting triásico (Charrier *et al.*, 2009; Matthews *et al.*, 2010).

La mineralización en Veta Central se origina sometida al mismo régimen de subducción normal con extensión en el arco oblicuo. El relleno hidrotermal (originado en el momento T_1) se aloja en estructuras tensionales y conjugadas que responden al campo de esfuerzos regional y corresponden al conjunto de las Fallas Internas del rift.

Los trabajos tendientes al conocimiento del entorno estructural sin mineralización se concentran sobre Veta Central Norte (VCN) debido a que no evidencia grandes

modificaciones postminerales. La misma tiene un rumbo general NNE-SSO que es el resultado de una alternancia de segmentos de rumbo NE-SO cortos que enlazan segmentos N-S a NNE-SSO de mayor desarrollo longitudinal. La orientación más frecuente para los segmentos es cercana a N15° buzante entre 80 y 90° al este y los mayores espesores tienen un rango de azimut entre 5 y 10°. Los segmentos NE-SO representan zonas de transferencia, mientras que los segmentos NNE-SSO y N-S son los que concentran los mayores espesores de la mineralización. VCN representa las fracturas tensionales originadas perpendicularmente a la dirección del menor esfuerzo. Mediante el método geométrico definido por Nortje *et al.*, (2006) se determinó la máxima apertura del sistema en la dirección N283° subhorizontal al momento T₁ (sin mineralización). Esta dirección de apertura es coherente con la disposición de los esfuerzos a nivel regional donde la dirección del menor esfuerzo (σ_3), o la dirección de extensión, tiene una orientación aproximada de N280°.

Sin embargo, el fuerte fallamiento postmineralización que presenta Veta Central Sur (VCS), permite analizar las características de algunos de los eventos que ocurrieron con posterioridad al T₁ y se resumen en un T₂ (multievento). VCS se presenta como un cuerpo tabular homogéneo, con leves variaciones en el buzamiento manteniendo un rumbo constante en N320°, que hacia el sur se vuelve subvertical y se hunde bajo la superficie de erosión con un plunge de aproximadamente 30°, cuya textura es brechosa originada por tectonismo conteniendo como clastos relictos de las texturas originadas en T₁. La fuerte actividad que registra esta falla se debe a que su orientación responde a las fracturas conjugadas para el campo de esfuerzos imperante en el área, siendo las que absorben la mayor cantidad de cizalla en la deformación. Estos eventos quedaron registrados como indicadores cinemáticos en la pared de la estructura identificando al menos tres eventos, dos de cizalla dextral con un raque de bajo ángulo superpuestos a un evento de deslizamiento normal que deja estrías subverticales.

La distribución de leyes a lo largo de las vetas es el resultado de un importante control estructural. En la Veta Central Norte, el clavo de alta ley definido por la interpolación de datos de sondajes exploratorios y labores mineras, coincide con la dirección perpendicular al vector de movimiento derivado del vector de apertura obtenido mediante el método de Nortje *et al.* (2006), lo que indica que se originó como un clavo dilatacional a partir de una falla con desplazamiento normal, puramente extensional, en el T₁. En Veta Central Sur, en cambio, la orientación del clavo de alta ley es subparalela al vector de movimiento, lo que podría indicar que la morfología está condicionada por el retrabajo postmineralización de la estructura en T₂.

3.7 Referencias

- Agostini, A., Corti, G., Zeoli, A. y Mulugeta, G., 2009. Evolution, pattern and partitioning of deformation during oblique continental rifting: inferences from lithospheric scale centrifuge models. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10: 23 p.
- Berger, B.R. y Drew, L.J., 2003. Mineral deposit models – new developments. *Nato Science Series, Partnership Sub-Series 2: Environmental Security*, vol. 80: 121–134.
- Best, M.G. y Christiansen E.H., 2001. *Igneous Petrology*. Department of Geology, Brigham Young University. Blackwell Science. 458 p.
- Blenkinsop, T.G., 2008. Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress. *Journal of Structural Geology* 30: 622-632.
- Blundell, D.J., Karnkowski, P.H., Alderton, D.H.M., Oszczepalski, S. y Kucha, H., 2003. Copper mineralization of the Polish Kupferschiefer: a proposed basement faultfracture system of fluid flow. *Economic Geology* 98: 1487–1495.
- Brantley, S.L., 1992. The effect of fluid chemistry on quartz microcrack lifetimes. *Earth and Planetary Science Letters* 113: 145–156.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society: 21-114.
- Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65: 5–35.
- Corbett, G. J. y Leach, T. M., 1997. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, Alteration, and Mineralization. *Short course manual*: 318 p.
- Corbett, G.J., 2002. Epithermal Gold for Explorationists. Australian Institute of Geoscientists Presidents lecture: AIG News No 67: 8.
- Corti, G., 2012. Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics* 522–523: 1–33.
- Cox, S.F., 2005. Coupling between deformation, fluid pressures and fluid flow in ore producing hydrothermal systems at depth in the crust. *Economic Geology* 100th Anniversary volume: 1-35.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., y Braun, J., 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems: *Reviews in Economic Geology*, v. 14, p. 1–24.
- Ellis, M.A. y Dunlap, W.J., 1988. Displacement variation along thrust faults: implications for the development of large faults. *Journal of Structural Geology* 10: 183–192.
- Espinoza, F., Matthews, S., Cornejo, P. y Venegas, C., 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Galina, M., 2019. Geología y Metalogénesis del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Desierto de Atacama, Chile. Tesis Doctoral FCNyM-UNLP, La Plata, Buenos Aires, Argentina. 203 p.

- Jovic, S., Guido, D., Páez, G., Gallina, M., Mendiz, C. y Heit, F., 2015. Marco Tectónico y estructural del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Antofagasta, Chile. Acta XIV Congreso Geológico Chileno: 73-76.
- Kearney, P. y Vine, F., 1996. Global Tectonics. Blackwell Science, 333 p.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P. y Sanderson, D.J., 2003. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. Journal of Structural Geology 25: 793-812.
- Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P. y Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. Journal of Structural Geology 26: 503-517.
- LLambías, E., 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Instituto Superior de Correlación Geológica. 221 p.
- Lopez, P., Páez, G.N., Guido, D.M., Permuy Vidal, C. y Heit, F., 2017. Mineralización auroargentífera en el depósito epitermal del Distrito Amancaya, II Región, Chile. Actas XX Congreso Geológico Argentino: 59-63.
- Fleuty, M.J., 1975. Slickensides and slickenlines. Geological Magazine, 112: 319-322
- Matthews, S., Espinoza, F., Cornejo, P. y Venegas, C., 2010. Carta Altamira, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Santiago de Chile, Chile. 67 p.
- McKinstry, H.E., 1948, Mining geology: New York, Prentice-Hall, 680 p.
- Micklethwaite, S., 2009. Mechanisms of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralisation: Cracow goldfield, Australia. Journal of Structural Geology 31: 288-300.
- Micklethwaite, S., Sheldon, H. A. y Baker, T., 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and Discovery. Journal of Structural Geology 32: 151-165.
- Micklethwaite, S., y Cox, S.F., 2004. Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. Geology 32: 813-816.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M. y Tittler, A., 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno- Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. Revista Geológica de Chile 21(2): 273-313.
- Muchez, P., Heijlen, W., Banks, D., Blundell, D., Boni, M. y Grandia, F., 2005. Extensional tectonics and the timing and formation of basin-hosted deposits in Europe. Ore Geology Review 27: 241-267.
- Nelson, E.P., 2006. Drill-hole design for dilational ore shoot targets in fault-fill veins. Economic Geology 101: 1079-1085.
- Nortje, G., Rowland J., Spörli K., Blenkinsop T. y Rabone S., 2006. Vein deflections and thickness variations of epithermal quartz veins as indicators of fracture coalescence. Journal of Structural Geology 28: 1396-1405.
- Oyarzun, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I. y Rivera, S., 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. Mineralium Deposita, 36(8): 794-798.
- Pachell, M.A. y Evans, J.P., 2002. Growth, linkage, and termination processes of a 10-km-long strike-slip fault in jointed granite: the Gemini fault zone, Sierra Nevada, California. Journal of Structural Geology 24: 1903-1924

- Páez, G.N., Permuy Vidal, C., Guido, D.M., Lopez, P. y Osorio, J., 2018a. Magmatismo Cenozoico en el distrito minero Amancaya, Región de Antofagasta, Norte de Chile. *Actas XV Congreso Geológico Chileno*: 817-820.
- Páez, G.N., 2012. Genesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral, UNLP: 103-138.
- Páez, G.N., Permuy Vidal, C., Galina, M., López, L., Jovic, S.M. y Guido, D.M., 2018b. Intrusive hyaloclastite and peperitic breccias associated to sill and cryptodome emplacement on an Early Paleocene polymagmatic compound cone-dome volcanic complex from El Guanaco mine, Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 354, 153–170. doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.02.011
- Park, R.G., 1988. *Geological structures and moving plates*: Glasgow. Blackie, 337 p.
- Peacock, D.C.P., 1991. Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology* 13: 1025–1035.
- Peacock, D.C.P. y Sanderson, D.J., 1991. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology* 13: 721–733.
- Poulsen, K.H. y Robert, F., 1989. Shear zones and gold: Practical examples from the southern Canadian Shield, in J.T. Burnsall, ed., *Mineralization and shear zones: Geological Association of Canada, Short Course Notes 6*: 239–266.
- Puig, A., Diaz, S. y Cuitino, L., 1988. Sistemas hidrotermales asociados a calderas en el arco volcanico paleogeno de la región de Antofagasta, Chile: Distritos El Guanaco, Cachinal de La Sierra y El Soldado. *Andean Geology* 15: 57–82.
- Robert, F., Boullier, A. M. y Firdaous, K., 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research* 100: 12861–12881.
- RPA, 2017. *Technical Report on The Guanaco and Amancaya Gold project, Antofagasta Region (II), Chile*. Technical Report NI 43101, 377p.
- Seebeck, H., Nicol, A., Walsh, J.J., Childs, C., Beetham, R.D. y Pettinga, J., 2014. Fluid flow in fault zones from an active rift. *Journal of Structural Geology* 62: 52-64.
- Sibson, R.H., 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15: 701–704.
- Sibson, R.H., Robert, F.K. y Poulsen, K.H., 1988. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology* 16: 551–555.
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18 (8): 1031-1042.
- Sillitoe, R.H. y Perelló, J., 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, Metallogeny, exploration, and discovery. *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume*: 845-890.
- Tenthorey, E., Cox, S.F. y Todd, H.F., 2003. Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones. *Earth and Planetary Science Letters* 206: 161–172.
- Tenthorey, E. y Fitz Gerald, J., 2006. Feedbacks between deformation, hydrothermal reaction and permeability evolution in the crust: Experimental insights. *Earth and Planetary Science Letters* 247: 117–129.
- Warren, 2005. *Geology, geochemistry, and genesis of the El Peñón epithermal Au-Ag deposit, northern Chile: Characteristics of a bonanza-grade deposit and techniques*

for exploration. Geology Department, The University of Auckland, Tesis Doctoral inedita 428 p.

Wilkinson, J.J. y Johnston, J.D., 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation. *Geology* 24: 395–398.

Woodcock, N.H., Dickson, J.A.D. y Tarasewicz, J.P.T., 2007. Transient permeability and reseal hardening in fault zones: evidence from dilation breccia textures. Geological Society, London, Special Publications, vol. 270: 43–53.

Zuluaga, J.I., Soto, J.D. y Gallardo, J.L., 2006. Informe geológico-técnico del Prospecto Amancaya, II Región, Chile (II Edición actualizada). Informe Interno Minera Meridian. 75 p.

Capítulo 4

Caracterización del relleno hidrotermal del Sistema Veta Central



4.1. Introducción

El Sistema Veta Central se encuentra ubicado en el sector centro sur del distrito Amancaya, representando la estructura de mayor importancia conocida hasta el momento en la zona, que está conformada por un conjunto de vetas con dos vetas principales que se cruzan generando una forma similar a un “boomerang” (Figura 4.1).

Esta estructura ha sido el blanco de sucesivas campañas exploratorias que distintas empresas desarrollaron en el área desde la década de los 90’, hasta finalmente ser la principal proveedora de recursos para la Mina Amancaya, cuya operación comenzó en el

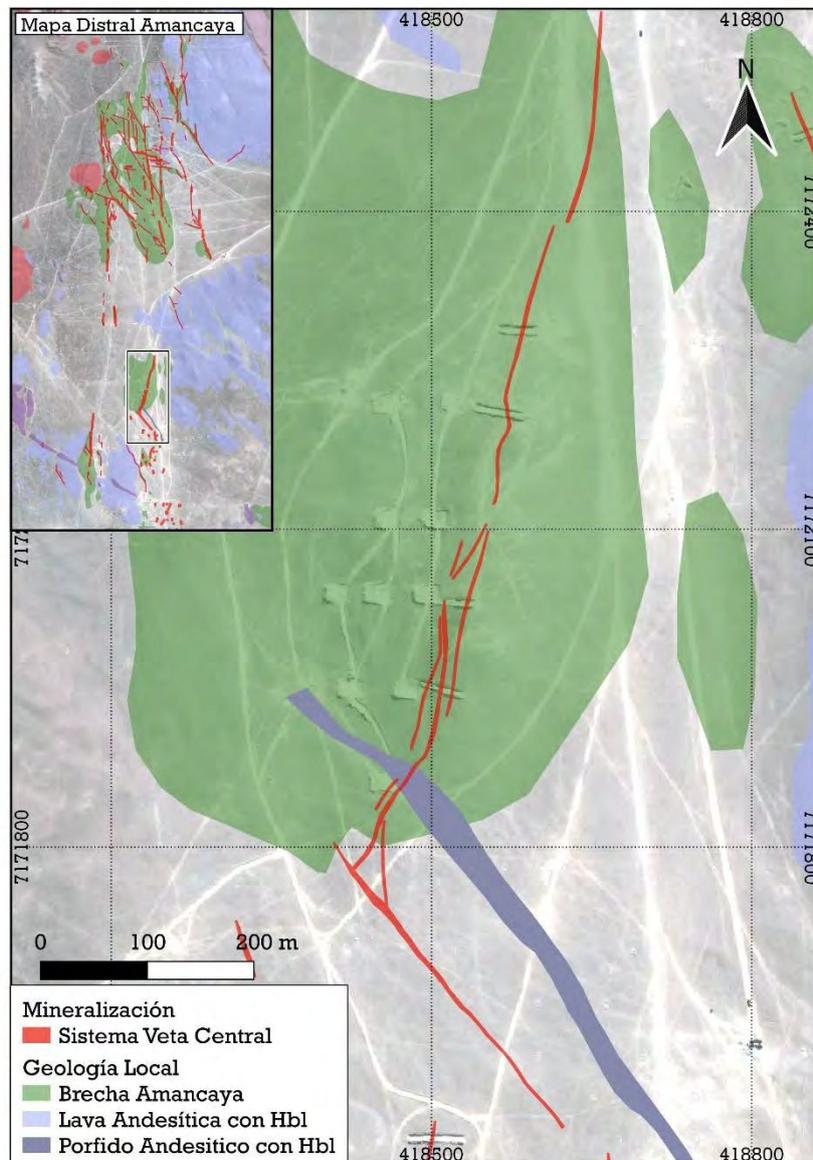


Figura 4.1 Mapa del Sistema Veta Central. En el detalle, su ubicación en el Distrito Amancaya, las referencias litológicas son según la figura 2.6.

año 2017 y se desarrolla hasta la actualidad. Los recursos determinados en la Veta Central se han ido incrementando en función del grado de conocimiento de la misma, para 2017 los recursos y reservas sumaban un total de 454 mil onzas de Au y 3 millones de onzas de Ag (RPA, 2017).

Las vetas del Sistema Veta Central están rellenas por un evento hidrotermal que se manifiesta en múltiples pulsos de relleno, los mismos han podido ser discriminados a partir de las diferencias en las texturas de cuarzo y la mineralogía de la ganga y de la mena.

En este capítulo se presenta el Sistema Veta Central, abordado desde distintos enfoques que se combinan para determinar las características del fluido hidrotermal y así acercarnos a descifrar la génesis del depósito. Bajo este concepto, se abordará la caracterización geoquímica, el mapeo de pulsos y episodios mineralizantes, el análisis de las alteraciones hidrotermales producto de la interacción de los fluidos con la roca encajante, y métodos analíticos de caracterización del fluido como son el estudio de las inclusiones fluidas y los isótopos estables. En la discusión se analizarán parámetros termodinámicos del fluido resumiendo los datos obtenidos y se considerará la edad de la mineralización a fin de ubicarla en la evolución geológica del área de estudio.

4.2. Caracterización Geoquímica del Sistema Veta Central

La zonación geoquímica de un yacimiento depende de las características físico-químicas del fluido hidrotermal que, a su vez, están condicionadas por distintos factores del sistema, como ser la permeabilidad, el desarrollo o no de brechamiento y/o silicificación, las condiciones de fracturación, la temperatura y presión del sistema, la concentración de volátiles, el contenido salino de los fluidos, etc. (Park y Mac Diarmid, 1964; Skinner, 1979; Gutiérrez *et al.*, 2006). De esta manera, el estudio de la zonación de los metales dentro de la estructura nos da indicios de la distribución de los clavos mineralizados, ya que las altas concentraciones de metales reflejan áreas de mayor espesor o de un mayor fracturamiento, donde se deposita la mena (Goodell y Petersen, 1974).

La amplia disponibilidad de análisis geoquímicos, determinados por ICP, en los sondajes exploratorios del Sistema Veta Central, permite describir las características del comportamiento de los elementos químicos en la veta y la roca de caja. Se han utilizado en este estudio un total de 65 sondajes de aire reverso y 4 trincheras, analizados por la técnica de ICP (multielemento), junto con los valores de Au (ensayo de fuego) y Ag (digestión parcial) de la totalidad de los sondajes realizados sobre la veta (560 sondajes).

Un análisis estadístico sencillo de los datos permite determinar que no existe una fuerte correlación entre los distintos elementos considerados con el Au o la Ag. Solo se reconoce una ligera correlación positiva entre los contenidos de Au y Sb (Anexo 3).

La roca encajante de la mineralización, ya sea la Brecha Amancaya o el dique de Pórfido con Hornblenda ubicado en la zona central (Figura 4.1), que en ambos casos es de composición andesítica, muestran químicamente la influencia del paso de los fluidos del sistema epitermal. De esta manera, al analizar la variación en las concentraciones de los elementos que componen la signatura típica de este tipo de sistemas (Au, Ag, As, Sb, Pb, Cu, Zn) en las muestras de la roca encajante, considerando la distancia horizontal entre éstas y la estructura (Figura 4.2 b), se puede ver que todos disminuyen notablemente a los 5m de distancia de la veta y a excepción del As, Pb y Zn, alcanzan los valores de fondo a los 50m de distancia; por otra parte, los tres elementos mencionados, disminuyen gradualmente hasta los 100m en el caso del Pb y el Zn, y hasta los 150m en el caso del As.

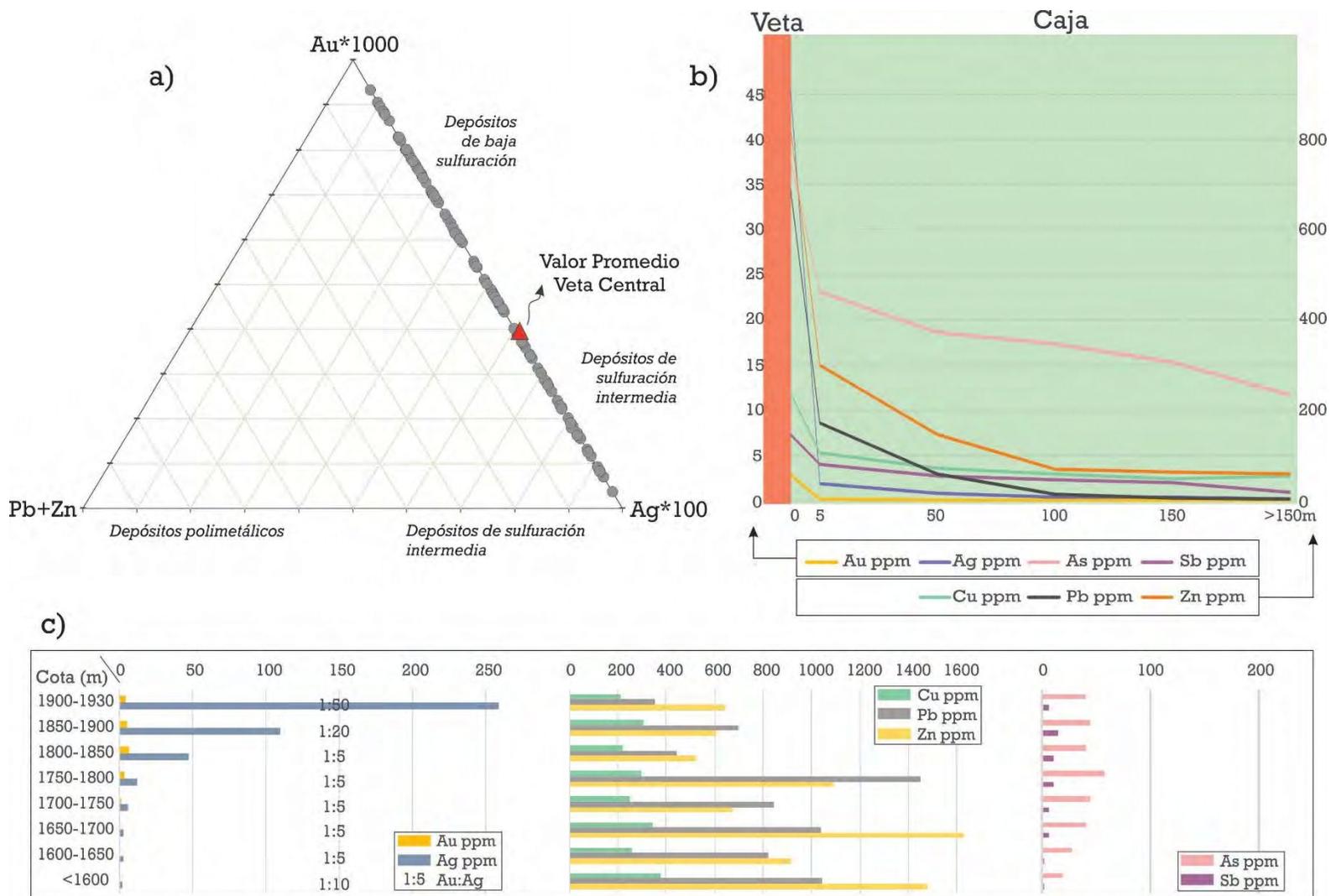


Figura 4.2 Diagramas que resumen la geoquímica del sistema Veta Central. a) Diagrama ternario que muestra la relación entre los contenidos de Au/Ag/Pb+Zn para el depósito estudiado, tomado de Albinson et al., 2001. b) Diagrama que muestra la variación lateral de los contenidos metálicos en función a la distancia a la veta. c) Diagrama donde se ilustra la variación vertical de los contenidos metálicos dentro de la veta.

Dentro de la veta, se analizaron las variaciones de estos mismos elementos (Au, Ag, As, Sb, Pb, Cu, Zn) en función de la cota (Figura 4.2 c). Al analizar los gráficos se puede apreciar que los valores de Ag aumentan considerablemente hacia la superficie, por encima de la cota 1850 m.s.n.m., con una mínima relación Au/Ag para el rango 1900-1930 m.s.n.m (1:50), y manteniéndose en una relación de 1:5 prácticamente constante en el resto del perfil. Los contenidos de Cu no muestran grandes variaciones en función de la profundidad, pero los valores de Pb y Zn muestran un incremento con la profundidad, con cierta concentración del Pb a los 150 a 200 metros de profundidad. Dentro del grupo de elementos trazadores de sistemas epitermales (Buchanan, 1981; Hedenquist *et al.*, 2000), el Sb se mantiene constante, mientras que el As muestra un incremento entre los 1650-1850 m.s.n.m.

Para completar el análisis, los contenidos de Au, Ag, Pb y Zn fueron ploteados en el diagrama triangular definido por Albinson *et al.* (2001) para la caracterización del tipo de depósito epitermal, en función de las relaciones existentes entre estos elementos (Figura 4.2 a) la distribución de los datos muestra un agrupamiento hacia la derecha del diagrama, en la arista que conecta los extremos de ricos en Au y Ag. Este sector representa a los

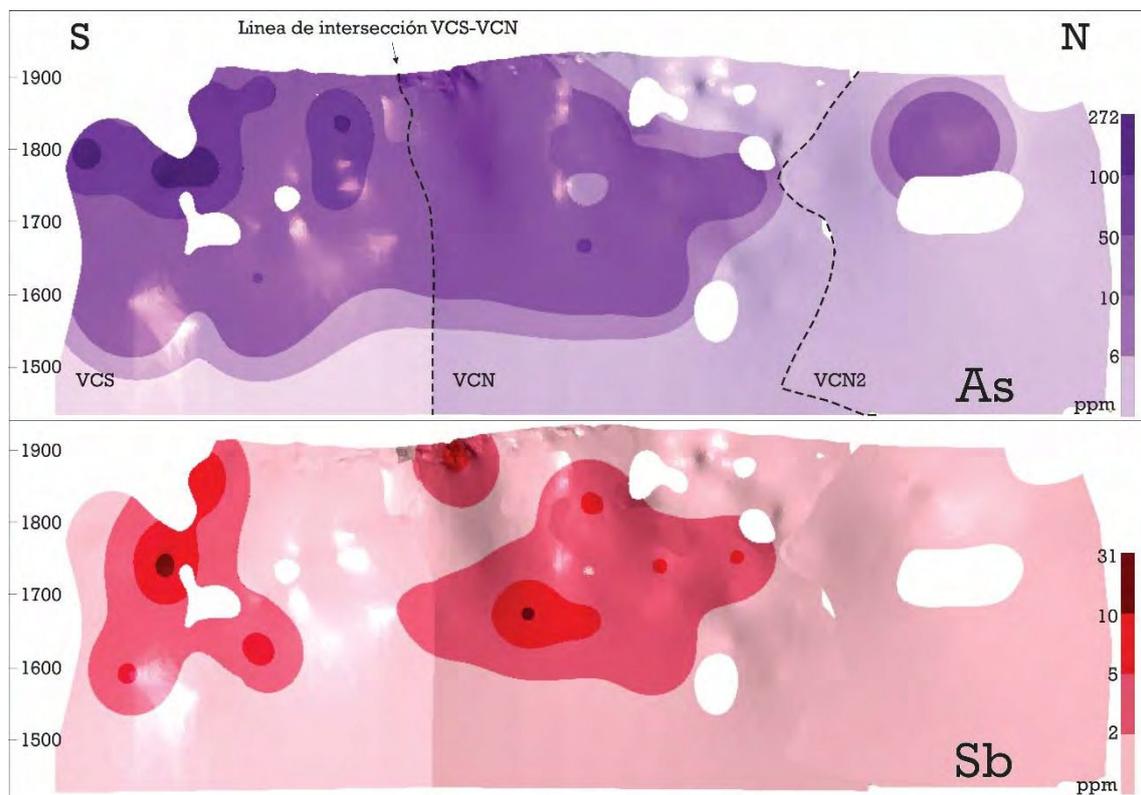


Figura 4.3 Distribución de As y Sb en la sección longitudinal del SVC con vista al oeste. En la zoneografía de As se muestran los límites entre las vetas principales del sistema, a la derecha se muestran las escalas de valores para cada uno de los elementos y a la izquierda las cotas como referencia espacial en m.s.n.m. Los colores más oscuros representan los mayores contenidos.

depósitos epitermales de baja sulfuración cuando se aproximan al extremo del Au y de sulfuración intermedia cuando se aproxima al extremo de la Ag. Para el caso de Amancaya, la distribución es amplia, pero al considerar el valor promedio para Veta Central, se puede apreciar que es ligeramente tendiente el extremo rico en Ag.

Por otra parte, se analizó la distribución de los elementos dentro del SVC; mediante el modelado realizado con el software Leapfrog Geo (www.leapfrog3d.com) y la aplicación que éste dispone para realizar modelados numéricos de los datos químicos disponibles (RBF). De esta manera se realizaron secciones longitudinales para cada uno de los

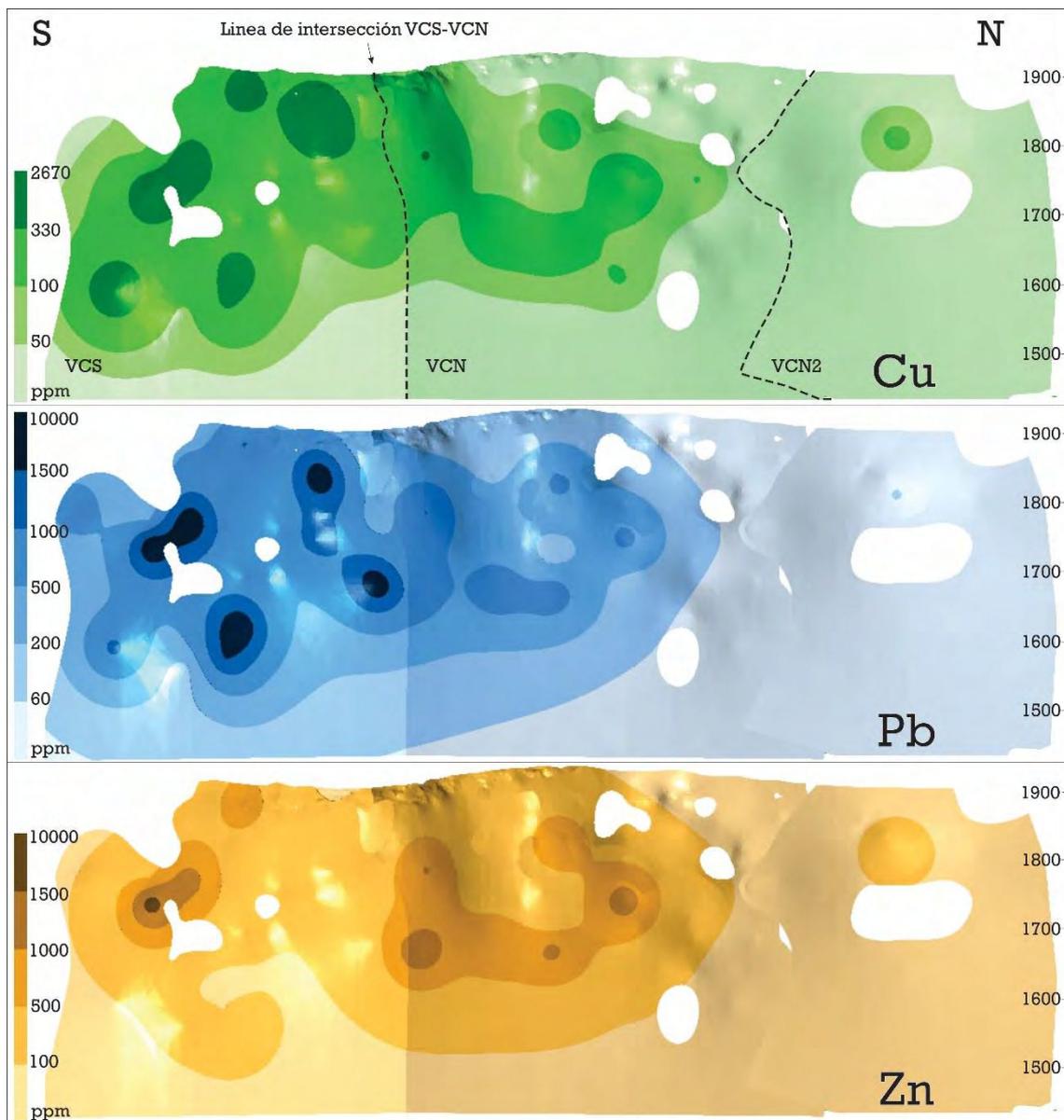


Figura 4.4 Distribución de elementos en la sección longitudinal del SVC con vista al oeste, véase los límites entre las principales vetas del sistema en la zoneografía del Cu A la izquierda se representan las escalas de valores para los distintos elementos y a la derecha las cotas en m.s.n.m. Los colores más oscuros representan los mayores contenidos.

elementos de interés en el sistema que se muestran en las figuras 4.3 y 4.4, que representan una vista del sistema desde el este hacia el oeste incluyendo VCS, VCN y VCN2 según se indica en la figura 4.3.

La distribución del grupo de elementos químicos usados como guía de prospección (As y Sb), es variable, aunque relativamente homogénea en las dos vetas principales (Figura 4.3). El As se concentra en niveles superficiales mayormente en la cercanía del cruce entre ambas estructuras, mientras que el Sb, con una anomalía más acotada que el As, tiene una distribución subhorizontal cercana a la cota 1700 tanto en VCN como en VCS. A diferencia de los anteriores, los elementos del grupo de los metales base (Cu, Pb, Zn) se concentran mayoritariamente en la VCS, con una distribución homogénea (Figura 4.4). Solo los mayores contenidos de Zn trascienden hacia la VCN siguiendo una distribución subhorizontal.

Distribución del Au y la Ag

De igual modo que con los elementos descritos anteriormente, se realizó el análisis de la distribución del Au y la Ag a lo largo de la estructura (Figura 4.5) aprovechando la gran cantidad de análisis químicos disponibles de sondajes y labores mineras.

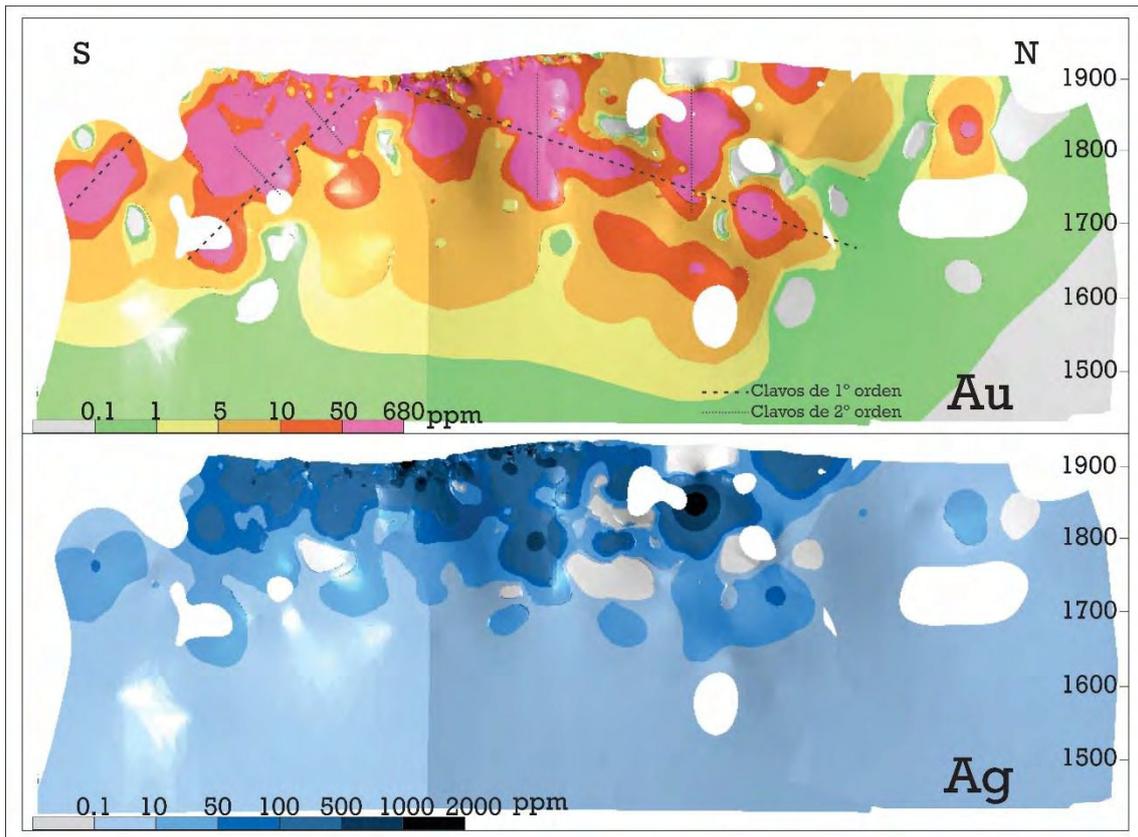


Figura 4.5 Distribución de los elementos Au y Ag interpolado mediante la utilización del software Leapfrog Geo presentados en sección longitudinal con vista hacia el oeste del Sistema Veta Central. En la zoneografía del Au se señalan las orientaciones de los clavos de alta ley de primer y segundo orden. Véase los límites entre las principales vetas del sistema en las figuras 4.3 y 4.4.

El modelado de los contenidos de Au muestra una distribución desigual de este metal para las VCN y VCS, con una tendencia particular en cada caso. En VCN los mayores contenidos de Au muestran una distribución subhorizontal, con un leve plunge de 20° hacia el norte, conformando un clavo mineralizado de primer orden (o principal) que aflora cercano al cruce con VCS. Este clavo tiene un desarrollo vertical de 130m, que varía a medida que se interna hacia el norte dentro de la estructura, sin trascender a VCN2. Adicionalmente, en su interior pueden distinguirse clavos de menor orden, desarrollados con una orientación subvertical en diferentes sectores de la estructura (Figura 4.5). En la VCS el plunge del clavo principal es opuesto al observado en VCN, internándose dentro de la estructura hacia el sur con mayor ángulo, cercano a los 45°, y con un desarrollo vertical que alcanza los 55m. Dentro de este último, se distinguen clavos de segundo orden perpendiculares al principal, aunque son más difusos que en VCN (Figura 4.5). La distribución y geometría de los clavos mineralizados dentro de la estructura no es al azar, sino que responde a la configuración estructural de la Veta Central, tal y como fuese analizado en el Capítulo 3 del presente trabajo de tesis. Sin embargo, los valores de Ag no se ajustan a este comportamiento, y se disponen de forma más homogénea en todo el sistema (Figura 4.5), mostrando las mayores concentraciones por encima de la cota 1800.

Dado que la Veta Central es el principal objetivo de extracción mineral en el yacimiento, es de gran utilidad confeccionar una sección longitudinal que demuestre la importancia económica de cada una de las estructuras. Es por esto que la sección longitudinal de referencia para la exploración y explotación del depósito será la que vincule los contenidos de Au, las equivalencias de Ag junto con el espesor de la estructura. Esta sección resulta de calcular los interceptos de ley de Au equivalente ($Ag/Au = 70$) por metro para cada sondaje y realizar una interpolación de los datos. (Figura 4.6).

Al comparar la sección longitudinal del Au con la de espesor x ley (Contenido fino) se observa que se mantiene la tendencia de la distribución de los contenidos metálicos, como fue descrita para el Au, esto confirmaría que los mayores contenidos de Au se asocian a las zonas de mayor espesor.

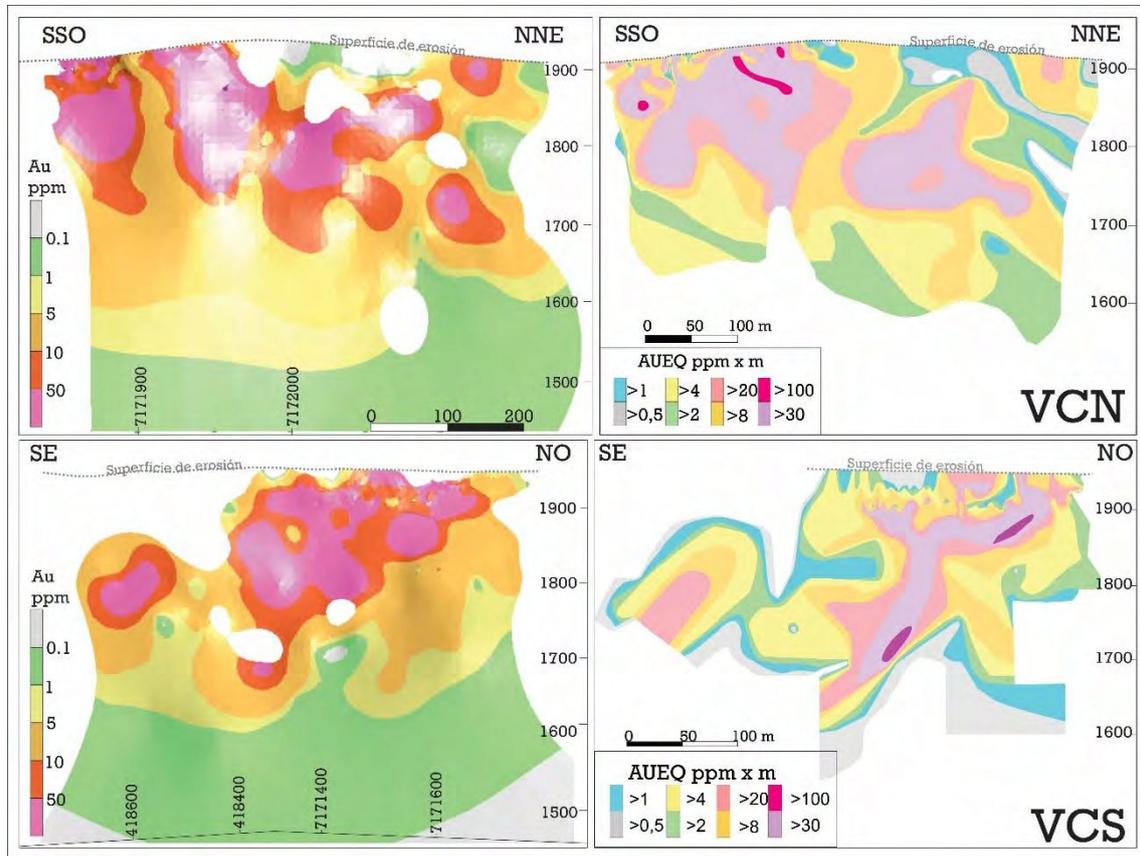


Figura 4.6 Secciones longitudinales de las vetas principales del SVC, a la izquierda con la interpolación del contenido de Au en ppm ponderado por el espesor, a la derecha con el contenido fino de AuEq por metro. Arriba VCN y abajo VCS.

Relaciones entre elementos como vectores de flujo

Las relaciones entre elementos químicos pueden aportar información para una caracterización cuantitativa de las variaciones químicas del fluido y su relación con zonas de apertura, de una manera más representativa que la simple distribución de los elementos individuales (e.g. Brown, 1935; Goodell y Petersen, 1974; Wu y Petersen, 1977; Clark y Titley, 1988; Gemell *et al.* 1988). En este sentido, Goodell y Petersen (1974) proponen evaluar las relaciones entre los metales presentes en el depósito, a fin de visualizar posibles direcciones de movimiento de los fluidos mineralizantes durante la formación de las vetas. A fin de contrastar concentraciones de elementos del mismo sistema que responden a diferentes rangos de temperatura y profundidad (e.g. Buchanan, 1981; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005), se analizó la relación entre los contenidos de Au+Ag (fluidos más fríos y someros) y los de Pb+Zn (fluidos más calientes y profundos) utilizando las correcciones por concentración propuestas por Albinson *et al.* (2001) para la realización del diagrama triangular. Según este análisis, las relaciones más altas se dan cercanas a la superficie, hacia el norte de la estructura (VCN y VCN2), con un plunge de 20-30° hacia el norte. Esta distribución sugiere una dirección y sentido del flujo hidrotermal ascendente y oblicua (Figura 4.7), desde el Sur (VCS) hacia el Norte (VCN-VCN2).

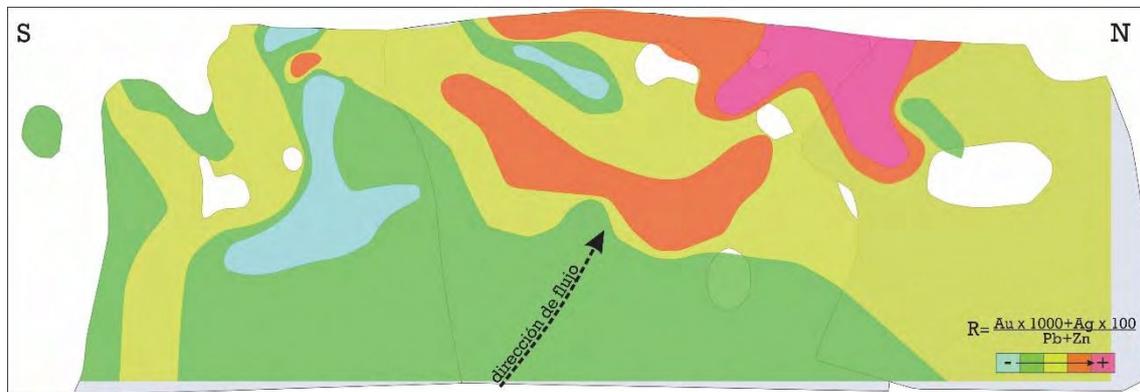


Figura 4.7 Sección longitudinal que muestra las relaciones entre los contenidos metálicos del Sistema Veta Central. $R = (Au * 1000 + Ag * 100) / (Pb + Zn)$. Valores utilizados en ppm. Se interpreta la vectorización del flujo en función de la zoneografía resultante.

4.3 Pulsos Hidrotermales

Desde los trabajos pioneros de Adams (1920), es conocido que el cuarzo representa el mineral de ganga principal de los depósitos epitermales, y que las texturas que desarrolla, brindan información sobre sus condiciones de formación. De esta manera, la evolución de un sistema epitermal puede seguirse a través de los cambios observados en las texturas que caracterizan los sucesivos episodios de relleno dentro de las estructuras mineralizadas (e.g. Buchanan, 1981; Morrison *et al.*, 1990; Corbett y Leach, 1997; Dong y Morrison, 1995). Para que pueda ocurrir esta sucesión de episodios hidrotermales, es necesario que la estructura que los aloje esté tectónicamente activa; en este sentido, las investigaciones de Micklethwaite *et al.* (2010) indican que es probable que la disponibilidad de espacio se dé por la sucesión de eventos sísmicos dentro de la estructura.

Para definir los pulsos hidrotermales presentes en Veta Central, se describieron en detalle los testigos corona de 34 perforaciones (Figura 4.8) distribuidos de manera representativa a lo largo del Sistema Veta Central hasta una profundidad máxima de alrededor de 200 m por debajo de la superficie. La descripción fue acompañada por la toma de muestras representativas, que luego fueron analizadas mediante diferentes técnicas, incluyendo petrografía (minerales de ganga, mena y opacos), difracción de rayos X (arcillas) y microscopía electrónica SEM-EDS (minerales de mena y de ganga), con el fin de caracterizar las texturas y mineralogía de cada pulso. Toda la información fue integrada, permitiendo elaborar un diagrama paragenético compuesto por 9 pulsos.

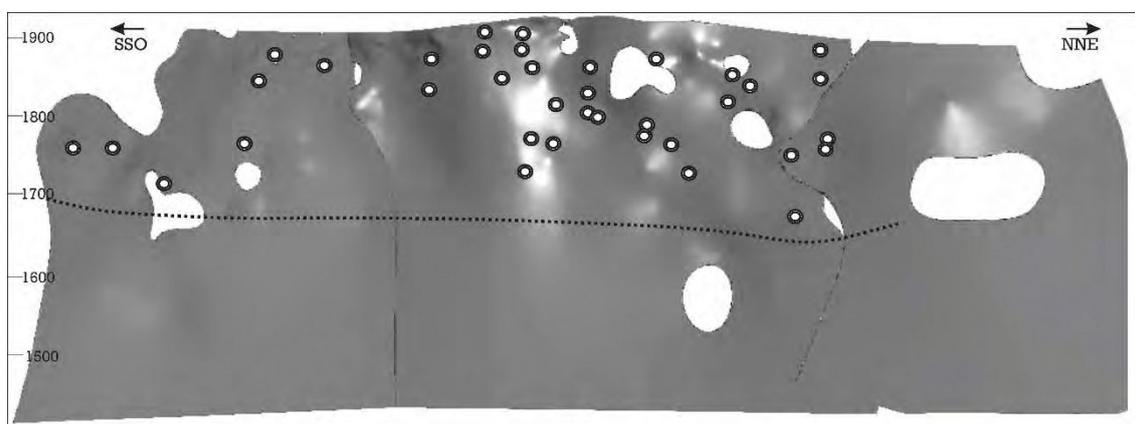


Figura 4.8 Sección longitudinal del SVC mostrando la ubicación de los sondajes de diamantina analizados para realizar la secuencia de pulsos hidrotermales. La línea de puntos indica el nivel de base de la información analizada. En los sectores más profundos la veta está presente, aunque fue sondeada con pozos de aire reverso que no son aptos para el mapeo de pulsos que se realiza en esta sección.

En esta sección se llamará pulsos hidrotermales a todos aquellos rellenos que hayan sido generados a partir de fluidos de origen hidrotermal, mientras que el término “mineralizantes” será reservado únicamente para aquellos pulsos portadores de mena, es decir con presencia de metales preciosos de interés económico (Au y Ag). Asimismo, para la descripción de los diferentes pulsos se utilizará de manera genérica el término “textura” para describir el tamaño y forma de cada componente mineral, así como su disposición y relaciones mutuas (Dong *et al.*, 1995), utilizándose de manera indistinta el termino estructura y textura independiente de la escala de observación.

A continuación, se detallan las principales características texturales y mineralógicas de cada pulso identificado. En la Figura 4.9 se indica la distribución de cada uno de los pulsos en sección longitudinal del Sistema Veta Central, cada una de las imágenes ha sido generada a partir de un modelo numérico tridimensional realizado con el software Leapfrog Geo, a partir de la cuantificación de la abundancia de cada pulso por sondaje según una escala relativa de valores donde 1 equivale a “escaso” y 4 a “muy abundante” (Anexo 1). El límite inferior de información corresponde al alcance de pozos con diamantina sobre la estructura y se grafica en la figura 4.8. Para la descripción de las texturas de la ganga se siguieron los lineamientos propuestos por Dong *et al.* (1995) y Dong y Morrison (1995).

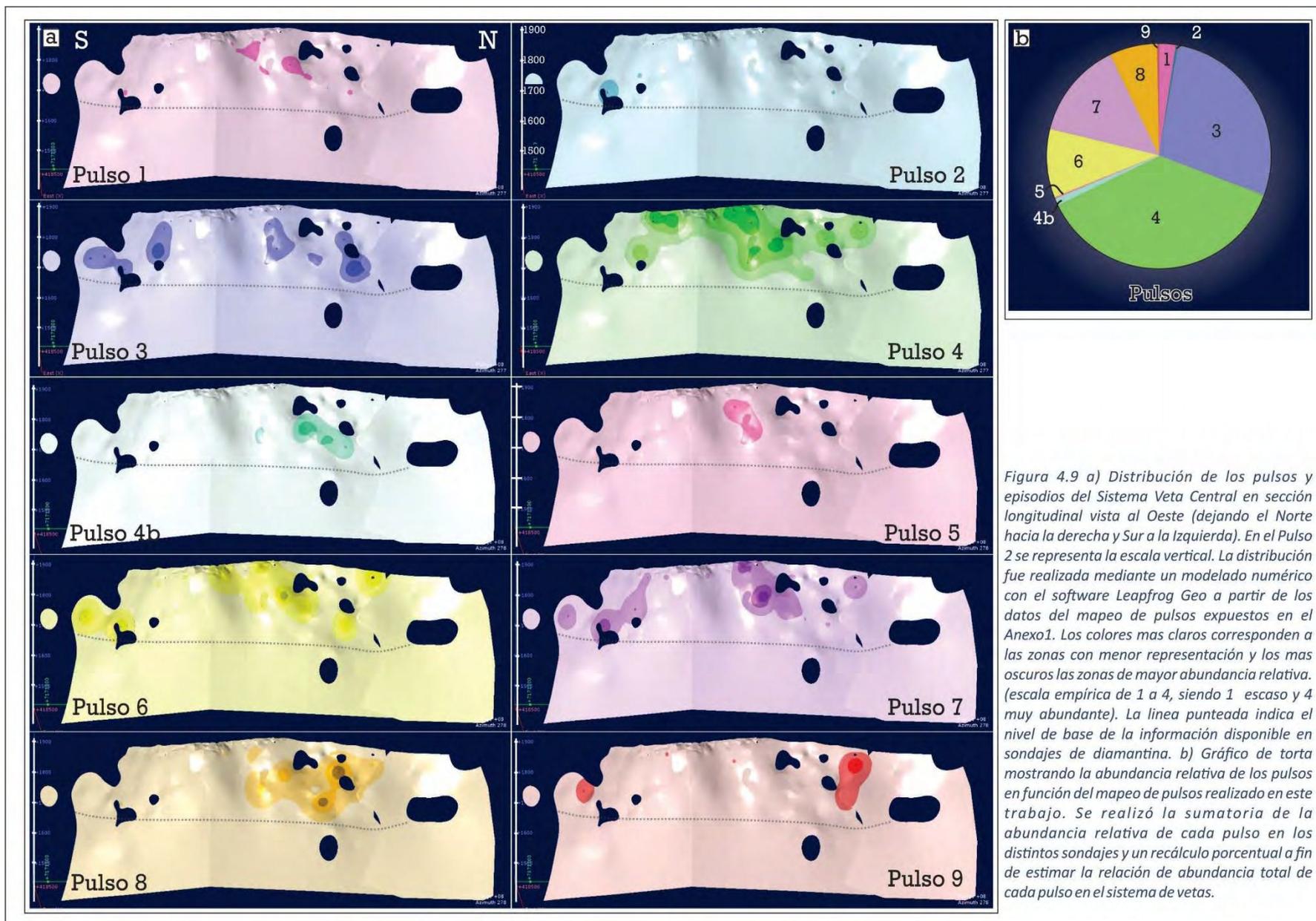


Figura 4.9 a) Distribución de los pulsos y episodios del Sistema Veta Central en sección longitudinal vista al Oeste (dejando el Norte hacia la derecha y Sur a la Izquierda). En el Pulso 2 se representa la escala vertical. La distribución fue realizada mediante un modelado numérico con el software Leapfrog Geo a partir de los datos del mapeo de pulsos expuestos en el Anexo1. Los colores mas claros corresponden a las zonas con menor representación y los oscuros las zonas de mayor abundancia relativa. (escala empírica de 1 a 4, siendo 1 escaso y 4 muy abundante). La línea punteada indica el nivel de base de la información disponible en sondajes de diamantina. b) Gráfico de torta mostrando la abundancia relativa de los pulsos en función del mapeo de pulsos realizado en este trabajo. Se realizó la sumatoria de la abundancia relativa de cada pulso en los distintos sondajes y un recálculo porcentual a fin de estimar la relación de abundancia total de cada pulso en el sistema de vetas.

Pulso 1: Se trata de un pulso estéril, de calcedonia de tonalidades rosadas, con abundantes impurezas representadas por óxidos de color negro en muestra de mano (Figura 4.10 a). La disposición de este pulso es relíctica, quedando entrampado en los bandeados coliformes o bien como clasto en los centros de texturas tipo cocardas. Este pulso representa alrededor del 2,5% del relleno hidrotermal de las estructuras, principalmente en la VCN, donde se distribuye subhorizontalmente con un leve plunge hacia el norte, de alrededor de 20° (Figura 4.9).

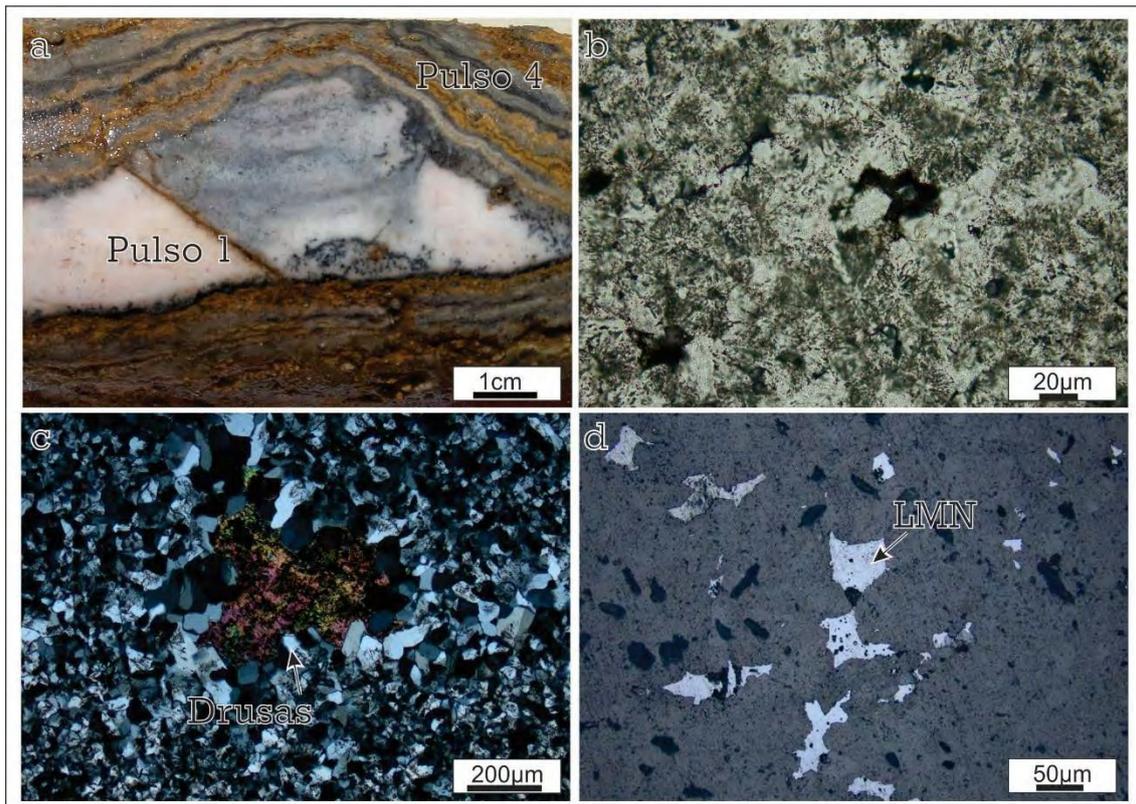


Figura 4.10 Fotografía del pulso 1. a) muestra de mano; b) microfotografía con luz transmitida y nicoles paralelos, textura del cuarzo recrystalizado que conserva con impurezas la disposición radial de la calcedonia original, formando textura esferulítica; c) microfotografía con luz transmitida y nicoles cruzados, drusas con relleno de carbonatos posteriores; d) microfotografía con luz reflejada de las limonitas pseudoalineadas.

Al microscopio se observa una mineralogía sencilla, representada esencialmente por cuarzo de recrystalización y limonitas en agregados que promedian los 50µm. La textura dominante es esferulítica, formada por cristales subhedrales de cuarzo con textura de recrystalización (aprox. 25µm), con extinción ondulosa y bordes rectos (Figura 4.10 b y c). En cavidades se desarrollan pequeñas drusas de cuarzo cuyos huecos son rellenos por eventos posteriores (Figura 4.10 c). Las limonitas se disponen de manera pseudoalineada, pudiendo representar un bandeamiento relíctico de la calcedonia (Figura 4.10 d).

Dentro de este pulso se hay un agregado de óxidos masivos muy escaso dispuesto de igual forma que la calcedonia. Se trata de un agregado de óxidos masivos de Fe y Mn con textura interna botroidal, cuyos análisis de difracción de RX determinaron la presencia de coronadita $((\text{MnPbMn})_6\text{O}_{14})$, un óxido múltiple del grupo de los criptomelanos, de color negro y hábito masivo a fibroso radiado, comúnmente asociado a depósitos epitermales (Gaines *et al.*, 1997).

Pulso 2: es un pulso de cuarzo fino (sacaroide) y sulfuros de grano medio a grueso que representa tan solo el 0,2% del relleno hidrotermal de las estructuras. Su distribución está acotada únicamente a la VCS y a profundidades mayores a 150m desde la superficie (Figura 4.9).

La textura dominante es bandeada crustiforme, aunque puede presentarse como una textura masiva de cuarzo con sulfuros diseminados y escasos clastos del P1 (Figura 4.11 a).

Al microscopio, las bandas de cuarzo presentan texturas de recristalización con extinción ondulosa, que genera un mosaicos de cristales anhedral con bordes intercrecidos, relictos de una textura fibrosa radiada hacen suponer la recristalización de calcedonia para dar lugar al cuarzo sacaroide (Figura 4.11 b).

Entre las especies de sulfuros, las más abundante corresponden a la esfalerita pobre en Fe (con coloraciones claras verdosas y brillo vítreo) y la calcopirita (Figura 4.11 b y c), que son acompañadas por galena y escasa pirita (Figura 4.11 d). La calcopirita es subedral con cristales de 100 μm , y se presenta levemente reemplazada por calcosina supergénica, mientras que la esfalerita es anhedral y de menor tamaño. La pirita ($\approx 15 \mu\text{m}$) se encuentra como inclusión dentro de la calcopirita o la esfalerita, y la galena ($\approx 20 \mu\text{m}$) carece del característico clivaje fuertemente marcado, pero se distingue por su color y carácter isótropo.

La identificación de este pulso se facilita por su alto contenido en sulfuros (aproximadamente 20%), un valor muy superior a los demás pulsos; sin embargo se han identificado minerales portadores de Au y/o Ag.

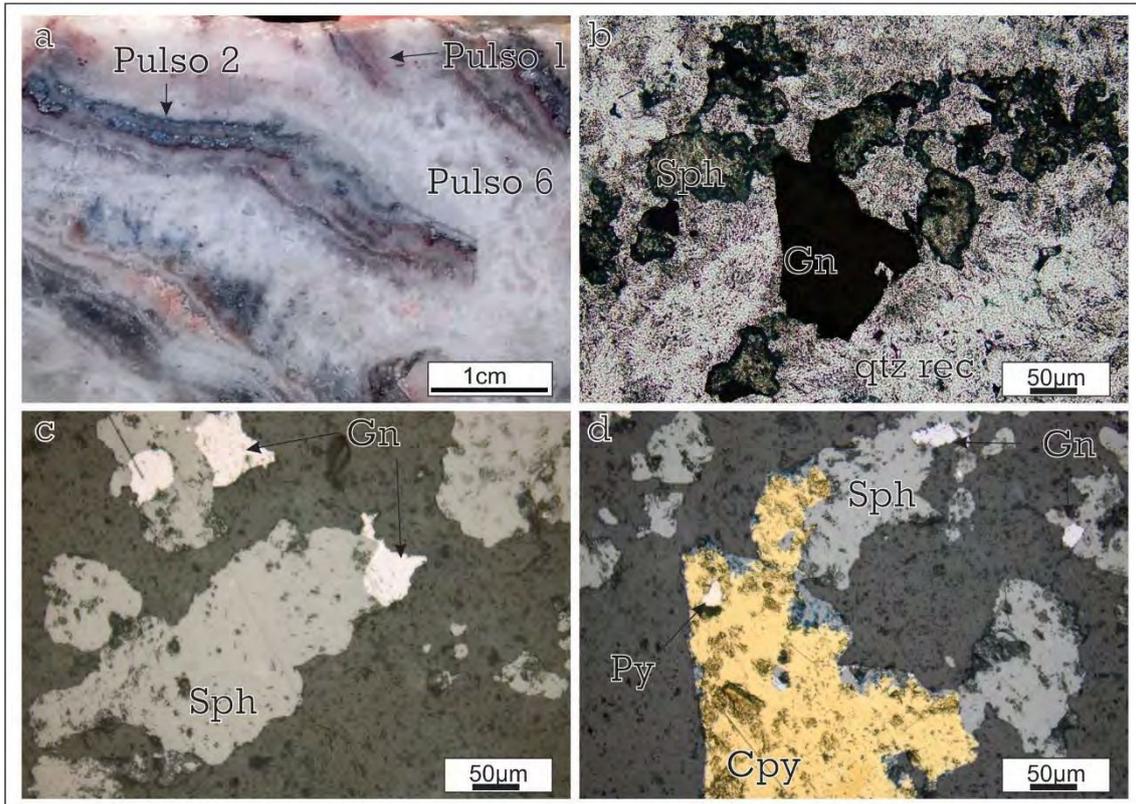


Figura 4.11 Pulso 2. a) Muestra de mano del pulso 2 bandeado junto con el pulso 1, brechado por el pulso 6. b) Microfotografía con luz transmitida y nicoles paralelos que muestra la textura del cuarzo recrystalizado asociados a los sulfuros. La esfalerita (Sph) es pobre en Fe lo que permite visualizarla con luz transmitida. qtz rec= cuarzo recrystalizado; Gn= galena c) Microfotografía con luz reflejada donde resalta la abundancia de la esfalerita. d) Paragénesis de sulfuros esfalerita (Sph)-galena (Gn)-calcopirita (Cpy)- pirita (Py).

Pulso 3: Junto con el pulso 4 representan las fases de relleno más importantes del evento hidrotermal que forman el cuerpo principal de las vetas. Está constituido por un agregado de calcedonia traslúcida a opaca y cuarzo sacaroide, con sulfuros de grano medio y óxidos diseminados, siendo común la presencia de fragmentos de la roca de caja como clastos. Representa aproximadamente el 28% del relleno hidrotermal, con una distribución muy amplia, aunque su abundancia disminuye relativamente hacia la superficie, tanto en la VCN como en la VCS. En VCN la distribución es eminentemente subhorizontal, con un leve plunge hacia el norte donde se registran los mayores contenidos, mientras que en VCS la abundancia se da asociada mayormente a las zonas profundas del sector sur de la estructura (Figura 4.9).

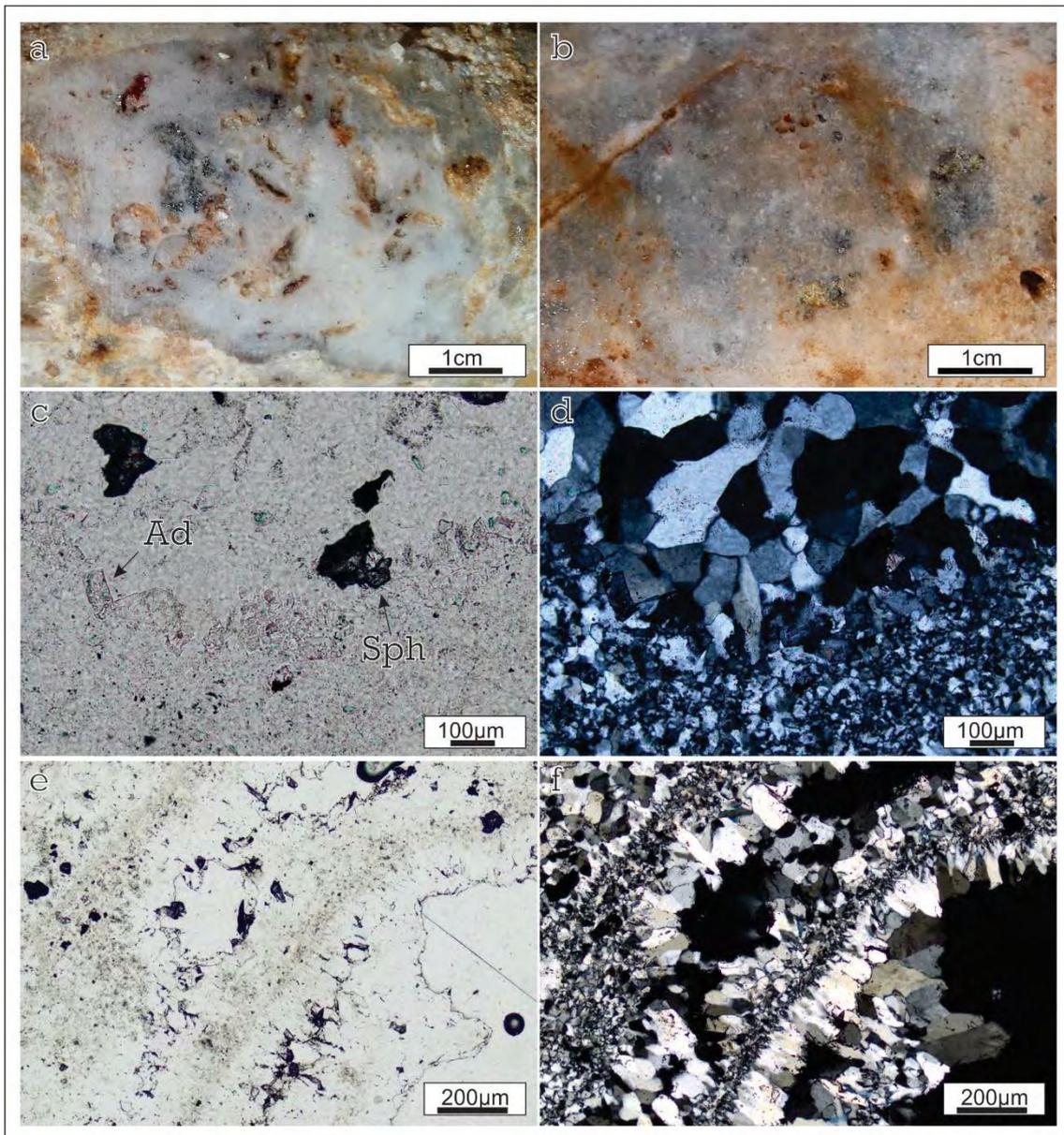


Figura 4.12 Pulso 3. a y b) Muestra de mano, mostrando el aspecto masivo con sulfuros diseminados y abundantes oquedades con formas alargadas y drusas, generalmente conforman clastos dentro de brechas generadas por los pulsos subsiguientes. c y d) Microfotografías con luz transmitida con nicoles paralelos y cruzados respectivamente, se muestran los dominios de cuarzo grueso con cristales de bordes plumosos y el dominio fino de bordes interdigitados entre los que se dispone una banda de adularia (Ad) subrómica a tabular. Sph= esfalerita. e y f) Microfotografías con luz transmitida con nicoles paralelos y cruzados respectivamente mostrando los dominios bandeados de cuarzo con cavidades con drusas alineadas según el bandeo.

A simple vista la textura dominante es masiva, pero a una escala de mayor detalle se observa una disposición en bandas del relleno. En muestra de mano, este pulso se caracteriza además por un alto contenido de oquedades irregulares y boxwork de sulfuros de 1 a 5 mm (Figura 4.12 a y b).

La calcedonia blanca, opaca a translúcida, se dispone formando finos bandeados coloformes de poca continuidad y con formas botroidales. Comúnmente esta fase mineral se presenta asociada a texturas de recristalización de cuarzo.

El cuarzo es sacaroide y anhedral, y se dispone en bandas alternas con distintos dominios granulométricos, uno fino de $\sim 50 \mu\text{m}$ y uno grueso de $\sim 150 \mu\text{m}$, entre las que se desarrollan abundantes cavidades con drusas elongadas, paralelas al bandeo (Figura 4.12 c a f). El dominio fino es un mosaico de cristales con bordes interdigitados y extinción ondulosa, entre los que se disponen bajos contenidos de arcillas. El dominio grueso corresponde a cristales subhedrales con extinción normal, que pueden presentar un reborde con textura llameante indicando la recristalización de los mismos (Figura 4.12 d). Presentan zonación, que es evidenciada por zonas ricas en inclusiones fluidas desarrolladas en forma perpendicular al borde del cristal. Algunos sectores de este pulso presentan texturas en mosaico, con cristales de cuarzo con extinción ondulosa y bordes interdigitados, en los que se preserva un bandeamiento con un aspecto “fantasma”, delimitado por impurezas de la calcedonia original.

Cristales de adularia forman también parte de la ganga de este pulso, disponiéndose de manera intercrecida en los dominios finos de cuarzo, y con tamaños que no superan los $50 \mu\text{m}$. Se trata de cristales euhedrales rómbicos y escasos cristales tabulares alineados según el bandeamiento (Figura 4.12 c y d).

Los sulfuros tienen una abundancia que no supera el 3% y se caracterizan por un predominio de la esfalerita euhedral, de coloración verde, brillo vítreo y translúcida, lo que sugiere que posiblemente se trate de su variedad cleofano, con escaso contenido de Fe y Mn. Acompañan en paragénesis, galena con hábito euhedral, calcopirita estrechamente asociada a la esfalerita, tanto formando agregados, así como inclusiones dentro de la misma, y por último pirita subhedral de grano grueso, comúnmente reemplazada por limonitas (Figura 4.13). Asociados a esta paragénesis se observa la presencia de minerales de mena como electrum y Au nativo. Los cristales anhedrales de electrum son normalmente zonados, con distintas coloraciones dentro de la gama del amarillo, y el Au se dispone hacia los bordes de los mismos (Figura 4.13 a, b y c).

Los sulfuros primarios se encuentran parcialmente oxidados, generando un conjunto de especies minerales supergénicas, que incluyen limonitas pseudomórficas según pirita y en menor medida calcosina como reemplazo de la calcopirita. Se identificaron óxidos de manganeso junto con las limonitas (Figura 4.13 a y e).

Las oquedades son un rasgo típico de este pulso, las mismas poseen formas tabulares o de bastón que son ocupadas por drusas de cuarzo. Los boxworks son cavidades con formas euhédricas huecas o con rellenos de óxidos de Fe o Mn que reemplazan los minerales originales.

Este pulso frecuentemente se encuentra como clasto en brechas generadas por los pulsos subsiguientes, lo que indica que corresponde a una de las fases iniciales del relleno hidrotermal (Figura 4.12 a y b). Si bien está asociado temporalmente al P4 es ligeramente previo al mismo, quedando en el centro de las cocardas del P4.

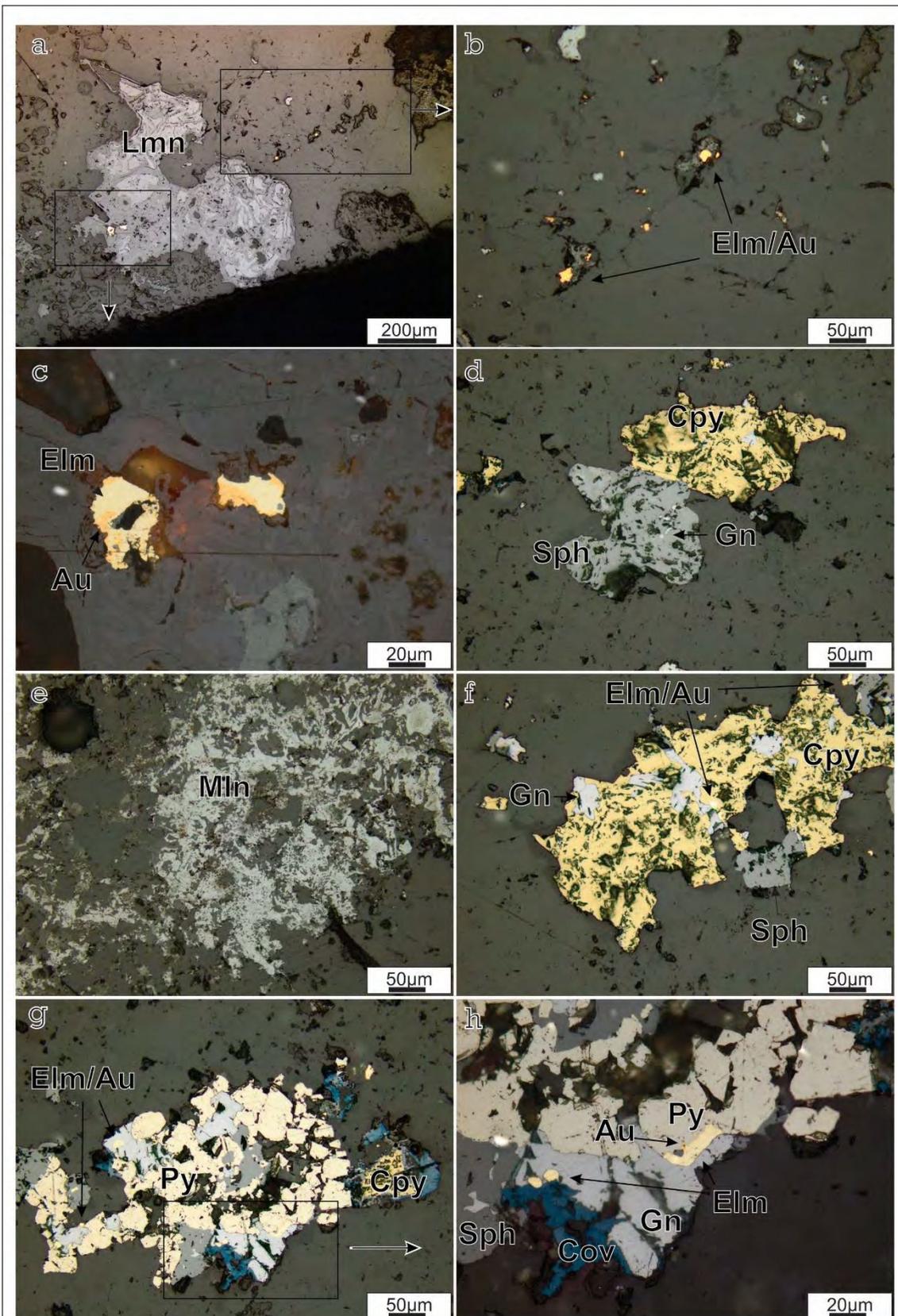


Figura 4.13 Pulso 3 calcografía. Microfotografías con luz reflejada. a) Lmn= limonitas. b) Elm/Au= electrum/oro. c) Elm= electrum, Au= Oro. d) Sph= esfalerita, Gn= Galena, Cpy= calcopirita. e) Mln= óxidos de manganeso. f) Sph= esfalerita, Gn= Galena, Cpy= calcopirita, Elm/Au= electrum/oro. g) Py= pirita, Cpy= calcopirita, Elm/Au= electrum/oro. h) Elm= electrum, Au= Oro, Sph= esfalerita, Gn= Galena, Py= pirita, Cov= covelina.

Pulso 4: Se caracteriza por un agregado de cuarzo y calcedonia que a simple vista tiene una coloración verdosa y que normalmente se dispone formando bandeados crustiformes a coloformes (Figuras 4.14 y 4.15). Si bien el bandeamiento es la textura dominante, también se han reconocido texturas en cocarda y masivas formadas por esta asociación mineralógica característica (Figura 4.14). Este pulso constituye el principal relleno de la veta (aproximadamente el 37%) y, si bien su distribución comprende todas las estructuras que componen el SVC, las texturas se preservan mejor en la VCN y sus estructuras auxiliares (Pía

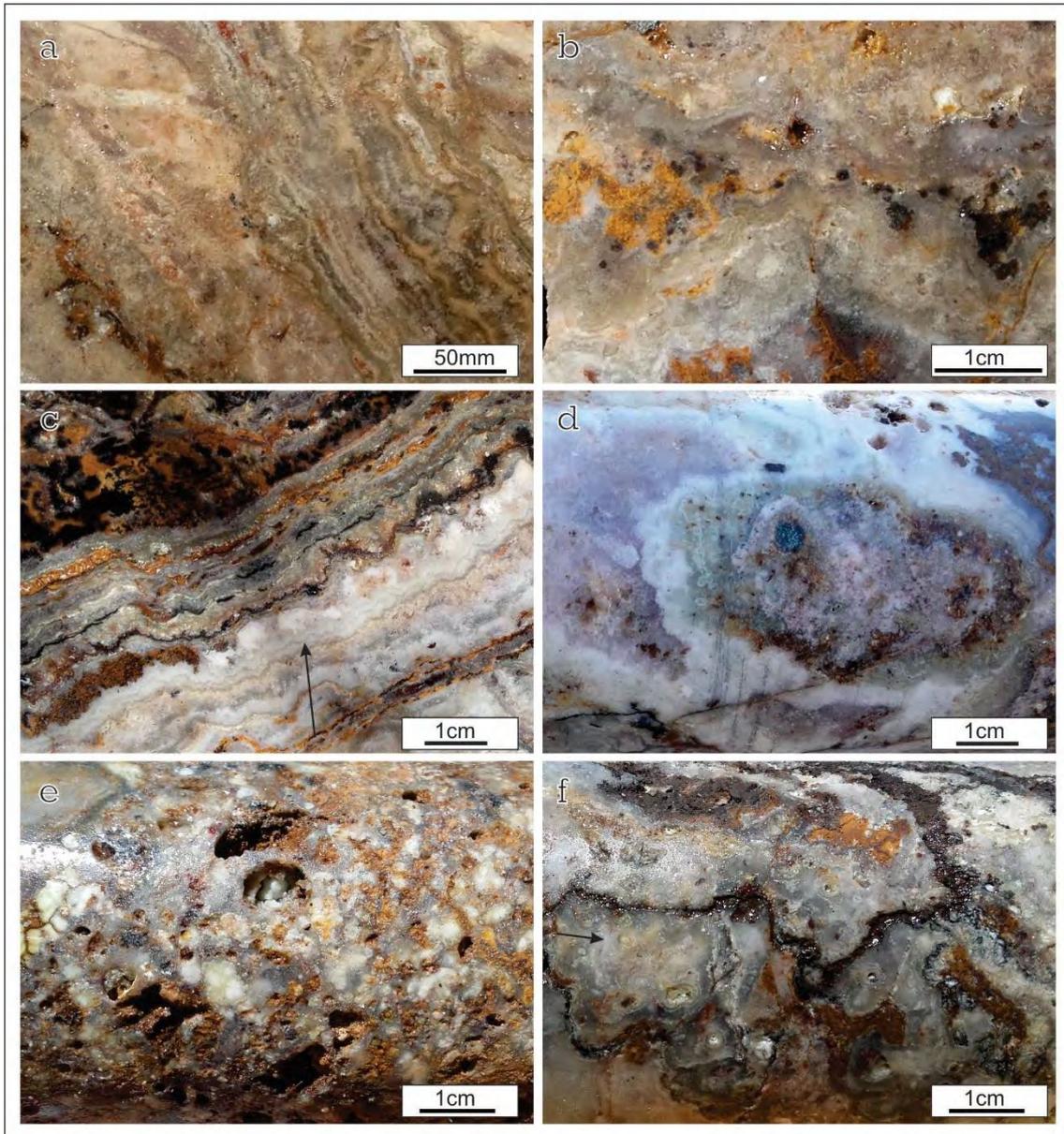


Figura 4.14 Pulso 4. Texturas características presentes en el Sistema Veta Central. a y b) Bandeados coloformes y crustiformes de calcedonia y cuarzo verdoso. c) Flecha: bandas de carbonato de Ca-Mg- Mn que alternan en el bandeado crustiforme. d) Textura en cocarda que involucra otros pulsos como el Pulso 1 en el centro y los Pulso 6 y 7 hacia el exterior. e) Textura masiva con parches de sericita y arcillas (Illita-esmectitas) y limonitas. f) Textura musgosa, la calcedonia coloforme genera formas circulares concéntricas.

y Amalia). En la VCS se reconocen las texturas bandeadas y/o masivas pertenecientes a este pulso en los clastos que conforman la brecha de falla que caracteriza a esta estructura. Los mayores contenidos de este pulso se distribuyen a partir de la intersección de las estructuras principales con un plunge de 20° hacia el norte en VCN y de unos 45° hacia el sur en VCS, disminuyendo hacia las zonas profundas (Figura 4.9).

En muestra de mano la alternancia de bandas está conformada por calcedonia verdosa, arcillas del tipo illita e illita/esmectita, limonitas como pseudomorfos según pirita, bandas de calcedonia fina gris a negra, bandas de cuarzo fino, bandas de adularia y en menor

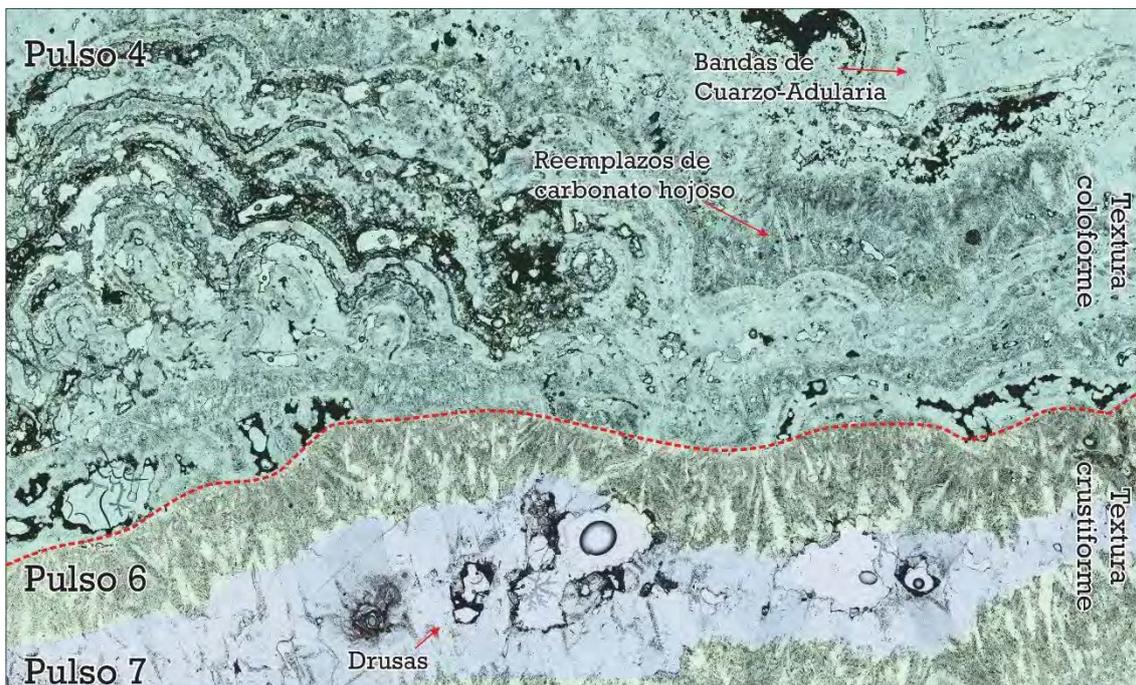


Figura 4.15 Mosaico microfotográfico donde se observa el detalle de la textura coloforme del pulso 4 y sus relaciones con el pulso 6 y 7.

cantidad carbonatos.

El bandeamiento crustiforme se desarrolla paralelo a las paredes de las vetas, mientras que en los niveles superiores de las estructuras se pueden observar también texturas en cocarda hacia la parte central de las vetas, que engloban clastos de los pulsos precedentes.

La calcedonia compone los dominios más finos del bandeo coloforme y crustiforme, se identifica al microscopio como microcristales dispuestos en bandas coloformes que suelen replegarse para formar círculos concéntricos con aspecto de “oide”, constituyendo texturas de tipo musgosa, comúnmente asociada a cuarzo con texturas de recristalización (Figura 4.14).

El cuarzo de origen primario se presenta en bandas de cristales anhedrales dispuestos en tres dominios granulométricos (Figura 4.16 a). El grueso, con 150 μm de tamaño de cristales promedio, presenta texturas en peine que en algunos casos desarrolla extinción llameante y plumosa (Figura 4.16 c y d), pero que generalmente muestran extinción normal y bordes bien definidos. Un dominio medio, de 100 μm promedio; y un tercer dominio fino, de promedio 50 μm , ambos caracterizados por una textura en mosaico con sectores donde se reconocen bordes de cristales interdigitados (Figura 4.16 a, c y d).

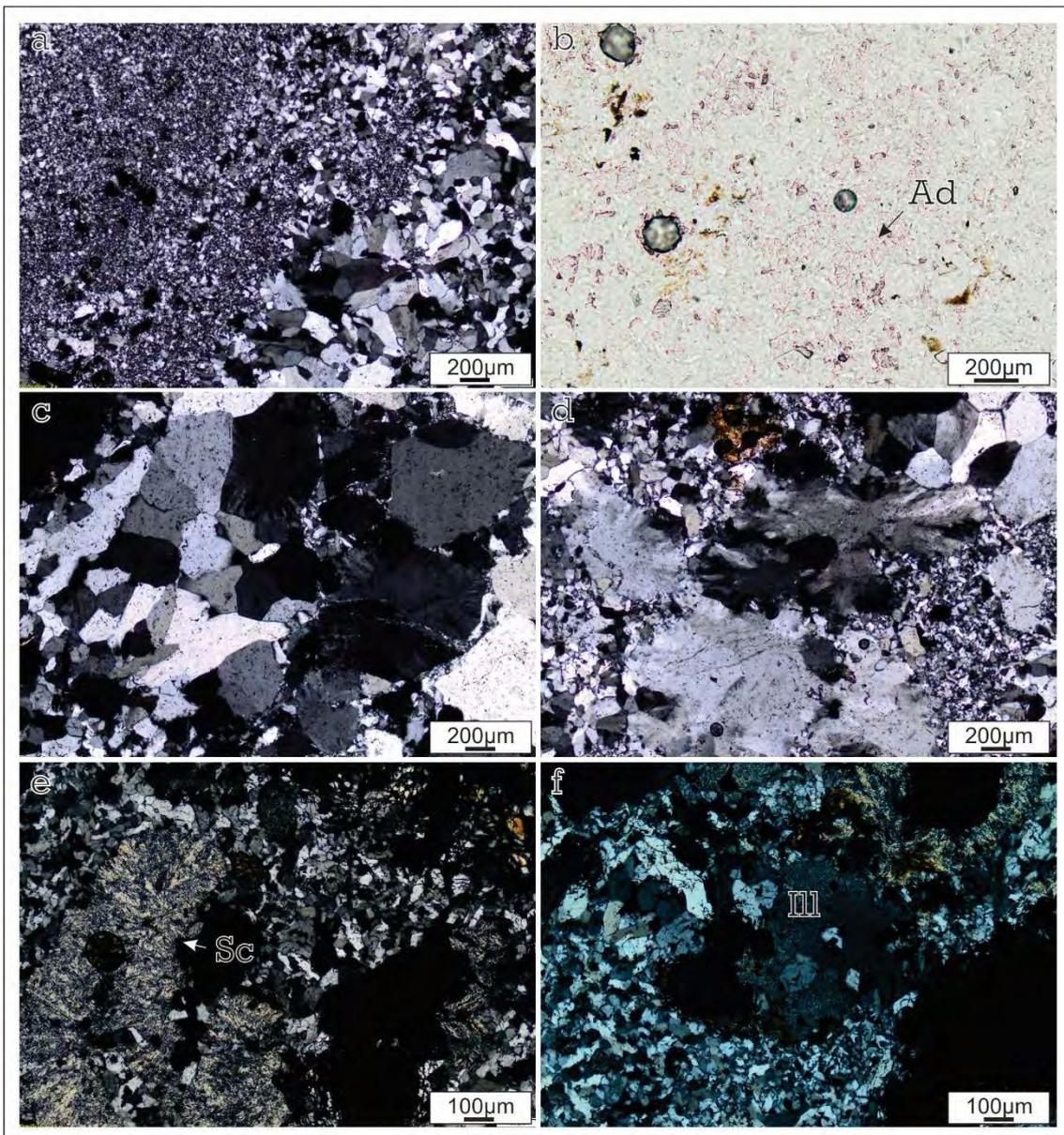


Figura 4.16 Pulso 4 Petrografía, microfotografías con luz transmitida de los minerales que componen la ganga de este pulso. a) Dominios de cuarzo en distintas granulometrías. b) Bandas de adularia (Ad) rómbica. c) Dominio de cuarzo grueso con textura plumosa. d) Dominio de cuarzo grueso con textura llameante. e) Sericita (Sc) cristalina en el bandeado. f) Illita (Ill) de grano muy fino en agregados con forma de parches.

La adularia se presenta en cristales mayormente rómbicos y escasos tabulares, de grano muy fino (promedio 25 a 50 μm), y se asocia estrechamente con el dominio fino de cuarzo, dispuestos en delgadas bandas (Figura 4.16 b). La cantidad de adularia es muy baja (inferior al 10%) y su diminuto tamaño dificultan su identificación a simple vista.

Es común la presencia de illita como parches dentro de las bandas, esta arcilla se caracteriza por un grano muy fino, pero claramente diferenciable. Se presume por la cristalinidad que serían de origen primario (Figura 4.16 f). También se determinó caolinita, como agregados terrosos, formando parches dentro de los dominios de cuarzo. Los análisis SWIR de las arcillas de este pulso en una muestra de VCN, han determinado caolinita y montmorillonita confirmado por análisis de difracción de RX (Figura 4.17). En los análisis de espectrometría de infrarojo (SWIR), además, se identificó paligorskita ($(\text{Mg}_2\text{Al}_2)\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) una arcilla magnésica fuertemente hidratada y de aspecto asbestiforme que se asocia a zonas de fallas, aunque es escasa en los niveles más profundos donde predomina la illita de alta cristalinidad (Figura 4.16).

En la petrografía de la VCS se identificó también sericita de grano grueso, con un hábito radial o abanico, que se dispone como parches alineados con el bandeo o bien en sectores donde domina la textura masiva (Figura 4.16 e). Por último, también se identificó escaso epidoto de grano muy fino e intersticial.

En este pulso también se pueden observar bandas gruesas de carbonatos cuya característica distintiva es el hábito acicular o laminar de los cristales, con desarrollo de hasta dos centímetros de longitud. Se disponen en paquetes de cristales subparalelos que frecuentemente son reemplazados por cuarzo/calcedonia formando texturas tipo “bladed” paralelas. La especie mineral reconocida coincide con las características mineralógicas de una dolomita-ankerita con coloraciones amarillo-pálido (Figura 4.14 c).

El contenido de sulfuros es bajo, en general menor al 1%, y se encuentra representado esencialmente por pirita de grano fino ($\approx 20\mu\text{m}$) con hábito cúbico (Figura 4.18 c y d). En estrecha relación con la pirita hay electrum y oro nativo con textura zonada y hábitos dendriformes o ganchudos (Figura 4.18 a y b). Minerales de la serie argentita-acantita, que representan la mena de Ag, están en cristales $< 20\mu\text{m}$ de diámetro (Figura 4.18 e). Se identificaron, además, cantidades menores de esfalerita en su variedad pobre en Fe, galena

y calcopirita, que se presentan diseminados dentro las bandas de este pulso (Figura 4.18 f y g).

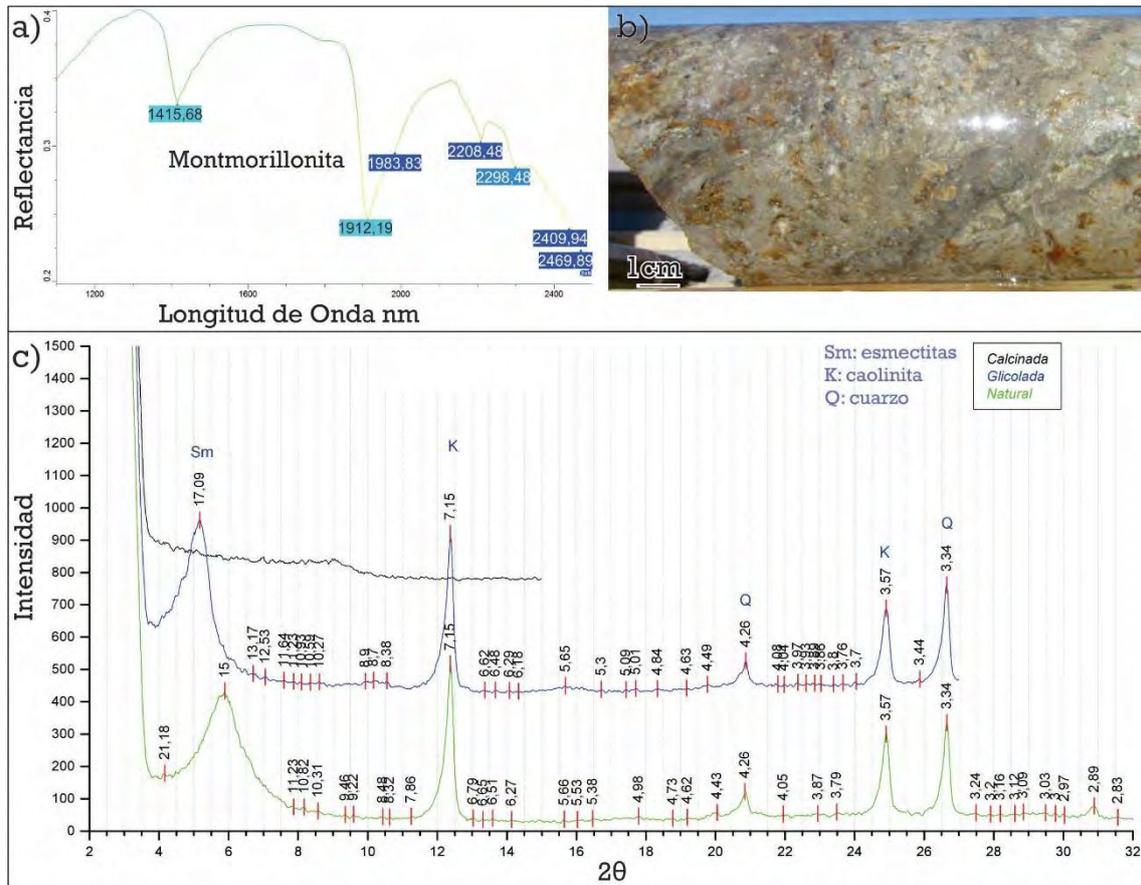


Figura 4.17 Análisis de las arcillas presentes en el Pulso 4. a) Los espectros del infrarrojo cercano denotan gran participación de montmorillonita y paligorskita (esmectitas) y caolinita b) La fotografía representa el Pulso 4 bandeado con coloraciones verdosas donde se observa la gran cantidad de arcillas asociadas. c) análisis de difracción de RX que confirman la presencia de esmectitas y caolinitas.

Los minerales supergénicos formados de derivados de la oxidación de los sulfuros primarios, son principalmente limonitas pseudomórficas según pirita, que son acompañadas por cantidades menores de jarosita. La covelina aparece como mineral secundario reemplazando a la calcopirita en zonas de reducción. Por último, los análisis de microscopía electrónica de barrido han detectado también la presencia de Yodargirita (AgI) como mineral de oxidación asociado a la mena de Ag.

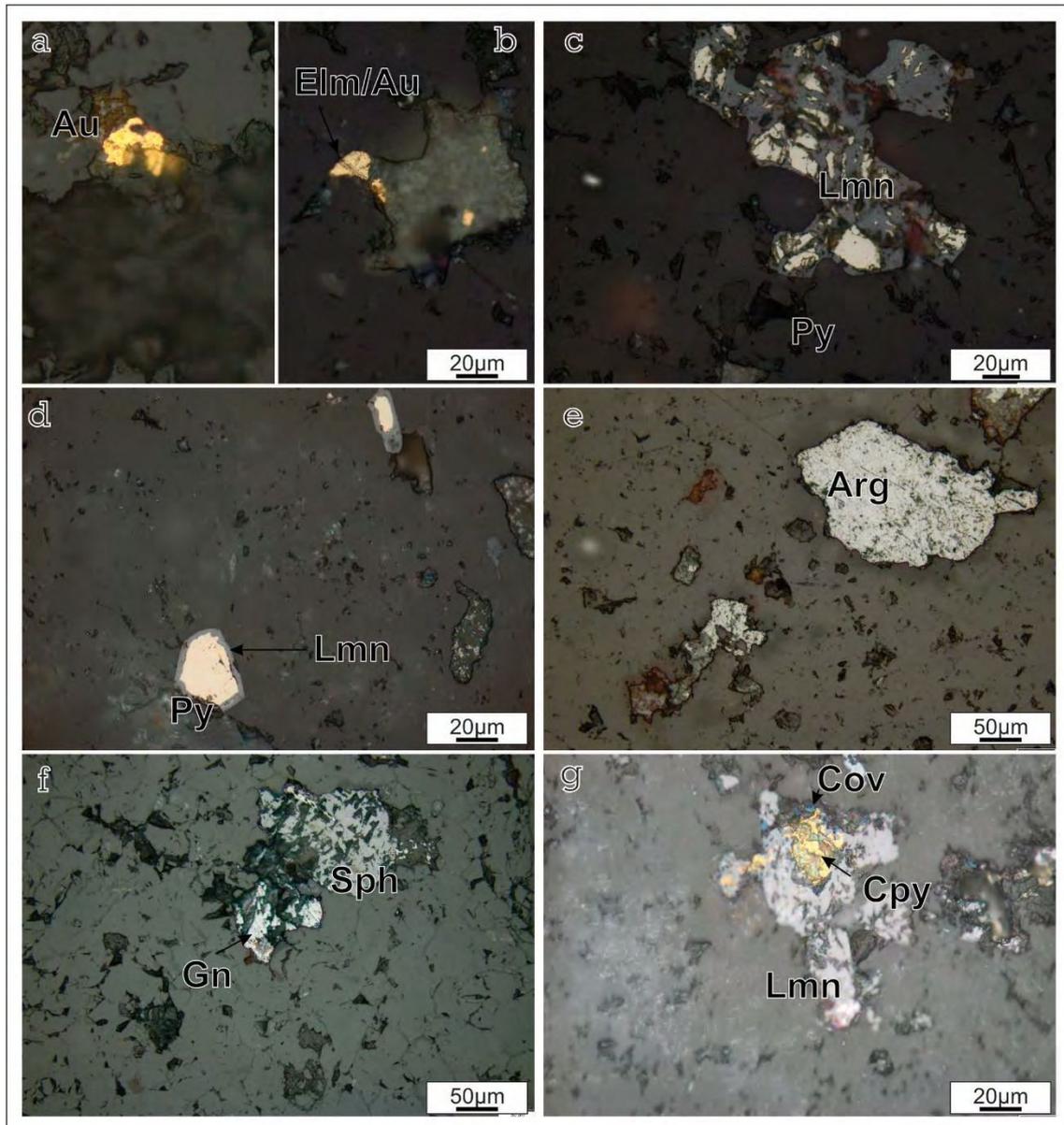


Figura 4.18 Calcografía del Pulso 4. Microfotografías con luz reflejada. LMN: limonitas; Elm: electrum; Au: oro; Arg: Argentita; Sph: esfalerita; Gn: Galena; Cpy: calcopirita; Py: pirita; Cov: covelina.

Pulso 4B: Representa un pulso de cuarzo y calcedonia bandeado con texturas crustiformes que normalmente forman cocardas. El bandeamiento suele dejar cavidades centrales que son rellenas por el crecimiento de cristales aciculares de carbonatos tardíos (Figura 4.19). Este pulso representa menos del 5% del relleno hidrotermal de la estructura, estando su distribución muy acotada a la zona media a profunda de la VCN (Figura 4.9).

Las bandas de cuarzo son delgadas y formadas por cristales ehedrales a subhedrales. En ellas se reconocen también los moldes de cristales aciculares de carbonatos que fueron disueltos y rellenos por los pulsos subsiguientes, formando texturas de reemplazo.

Normalmente los cristales de cuarzo presentan un sobrecrecimiento con textura plumosa, desarrollado a expensas de la banda contigua de calcedonia.

La calcedonia se observa como un agregado masivo de microcristales dispuestos en finas bandas, con sectores que presentan recristalización a mosaicos de cuarzo (Figura 4.19 e y f).

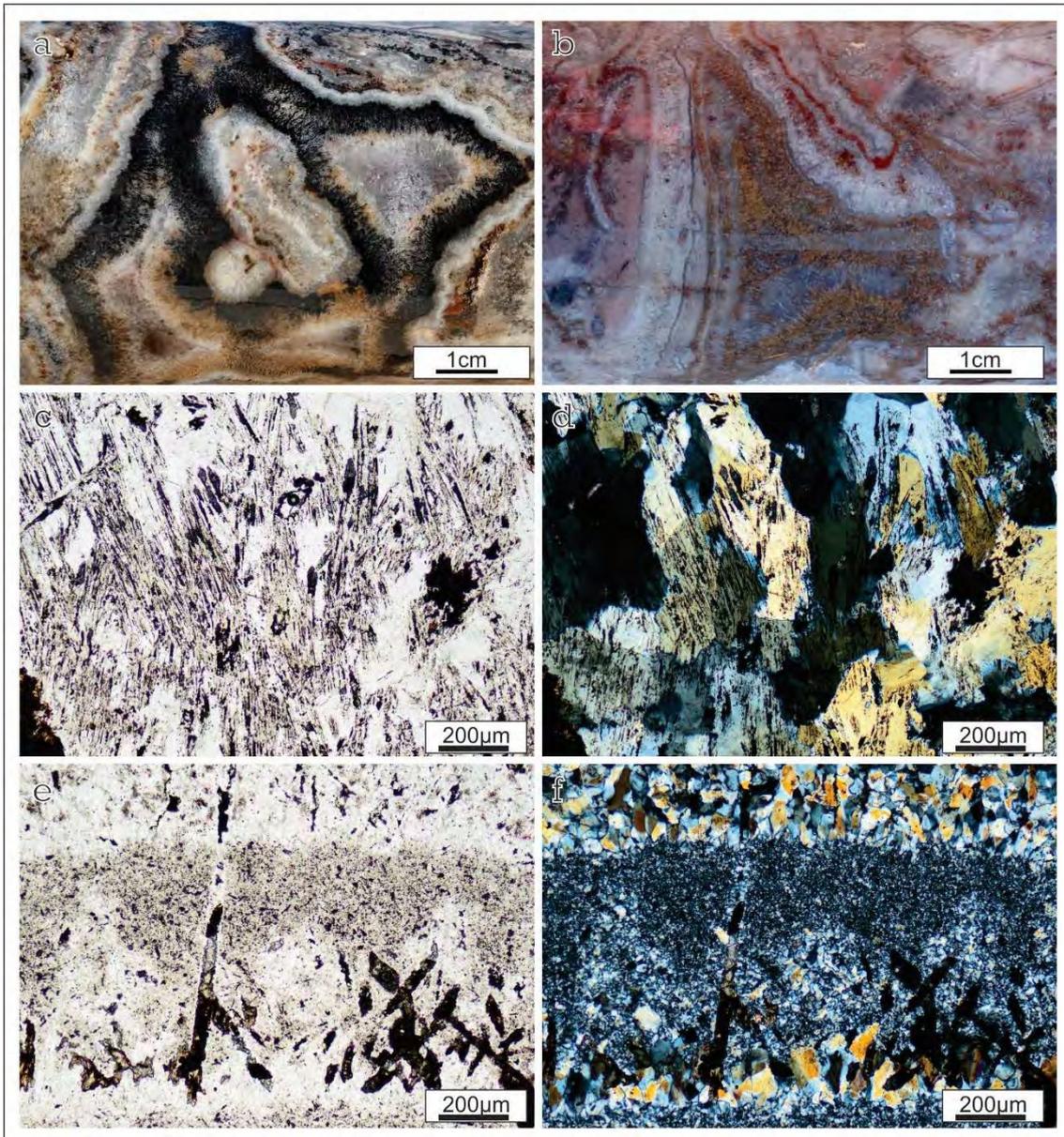


Figura 4.19 a y b Fotografías de muestras de mano del pulso 4b donde se ve la textura bandeada y formando cocardas con abundantes moldes aciculares que son rellenos generalmente por pulsos de carbonatos posteriores o bien por óxidos de manganeso. c y d) Microfotografía con luz transmitida y nicoles paralelos y cruzados respectivamente donde se muestra la textura Ghost bladed. e y f) Microfotografía con luz transmitida y nicoles paralelos y cruzados respectivamente de los cristales de carbonato en el bandeado con cuarzo, se preserva parcialmente el carbonato de coloración clara original y en algunos casos los moldes fueron rellenos por siderita de pulsos posteriores.

Se reconoce la presencia de la textura “ghost bladed”, en la que un mosaico de cuarzo recristalizado preserva las formas originales de cristales aciculares de carbonato mediante trenes de inclusiones e impurezas (Figura 4.19 c y d). El carbonato está parcialmente preservado y al microscopio presenta un color pardo, con aspecto turbio y un alto color de interferencia, identificado como dolomita de coloración clara. También se reconocen varios de los moldes con un relleno de siderita de coloración oscura, que crece con un hábito cristalino hojoso, diferente a la forma original de los moldes (Figura 4.19 e y f). Óxidos de manganeso y en menor medida de hierro también conforman los rellenos de los moldes, los primeros podrían ser por oxidación directa de una especie de carbonato rico en Mn.

Es frecuente que este pulso incluya clastos deformados de P1, o bien que forme parte de los bandeados junto a este. Por otra parte, de las observaciones se deduce que éste es ligeramente posterior al pulso 4, aunque normalmente ambos son excluyentes, o bien cuando se desarrolla mejor este pulso, el pulso 4 se reconoce en muy baja proporción.

Pulso 5: Se compone de una calcedonia blanca-rosada con textura masiva que se dispone en continuidad con el bandeo del pulso 4, pero formando bandas gruesas mayores a 2-3 cm de espesor. Es común el desarrollo de cocardas o sectores masivos que son cortados por los pulsos subsiguientes (Figura 4.20 a). Este pulso se encuentra acotado al sector central de la VCN, y su proporción en el relleno de la estructura nunca supera el 0,5% (Figura 4.9).

Al microscopio, la calcedonia masiva presenta textura de recristalización, habiendo sido reemplazada por cuarzo fino anhedral, con desarrollo de bordes intercrecidos y presencia de extinción ondulosa. En los bandeados, la textura esferulítica es común, preservándose muchas veces los fantasmas de las fibras de calcedonia radiada. Por último, en algunos sectores del bandeo se preserva la textura convoluta original de la calcedonia, representada por cuarzo recristalizado de variada granulometría (Figura 4.20 d y e).

En los bandeados también se observan moldes aciculares rellenos por óxidos de manganeso con formas ahusadas cortas, que se disponen diseminados al azar y que han servido de núcleos para el crecimiento de los cristales de cuarzo producto de recristalización (Figura 4.20 b y c). Como sulfuros se reconocieron escasos cristales subhedrales de piritita, de hasta 20 μm , parcialmente reemplazados por limonitas, y no se reconocieron minerales portadores de Au y/o Ag (Figura 4.20 f).

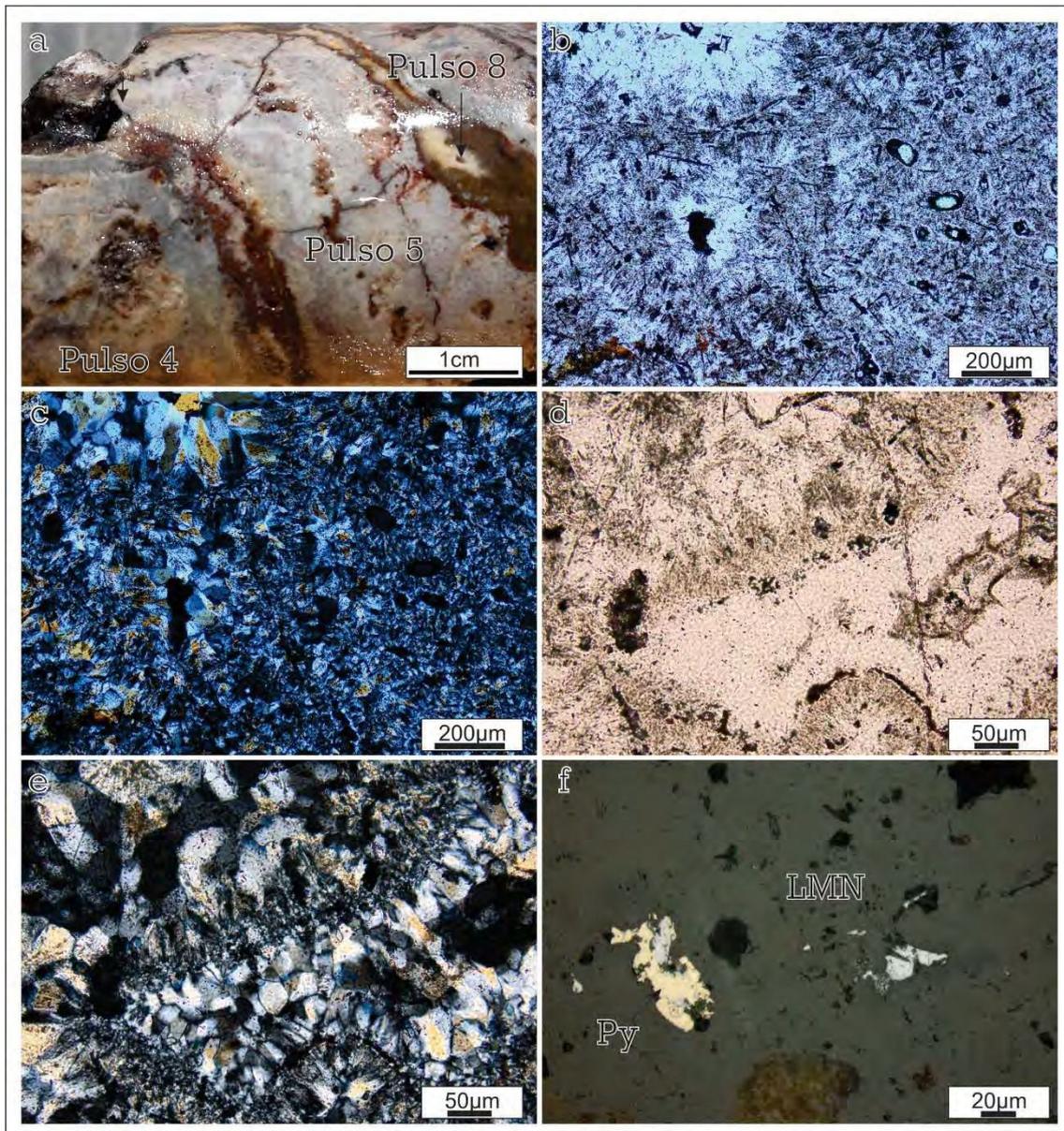


Figura 4.20 a) Fotografía de las bandas correspondientes al pulso 5 en muestra de mano. b y c) Microfotografía con luz transmitida y nicóles cruzados de la textura interna de las bandas, con textura esferulítica y radiada a partir de cristales ahusados reemplazados por óxidos de manganeso. d y e) Microfotografía con luz transmitida sin y con analizador respectivamente, de la textura bandeada compuesta por un mosaico de cuarzo recristalizado con textura esferulítica. f) Microfotografía con luz reflejada de los minerales opacos presentes en este pulso (LMN: limonitas; Py: Pirita).

Pulso 6: Se caracteriza por un agregado de cuarzo cristalino sobre el que apoya un bandeo de calcedonia blanca opaca. La textura dominante es bandeada, aunque de poca continuidad, es común que se presente formando vetillas o brechas con clastos de los pulsos anteriores (Figura 4.21 a). Su distribución es amplia a lo largo de toda la estructura, pero en cantidades acotadas, por lo que solo representa el 5% del relleno hidrotermal. En los pozos más profundos de la Veta Central Sur, se reconoce un mejor desarrollo de cuarzo que la calcedonia, con mayor tamaño de los cristales (Figura 4.9).

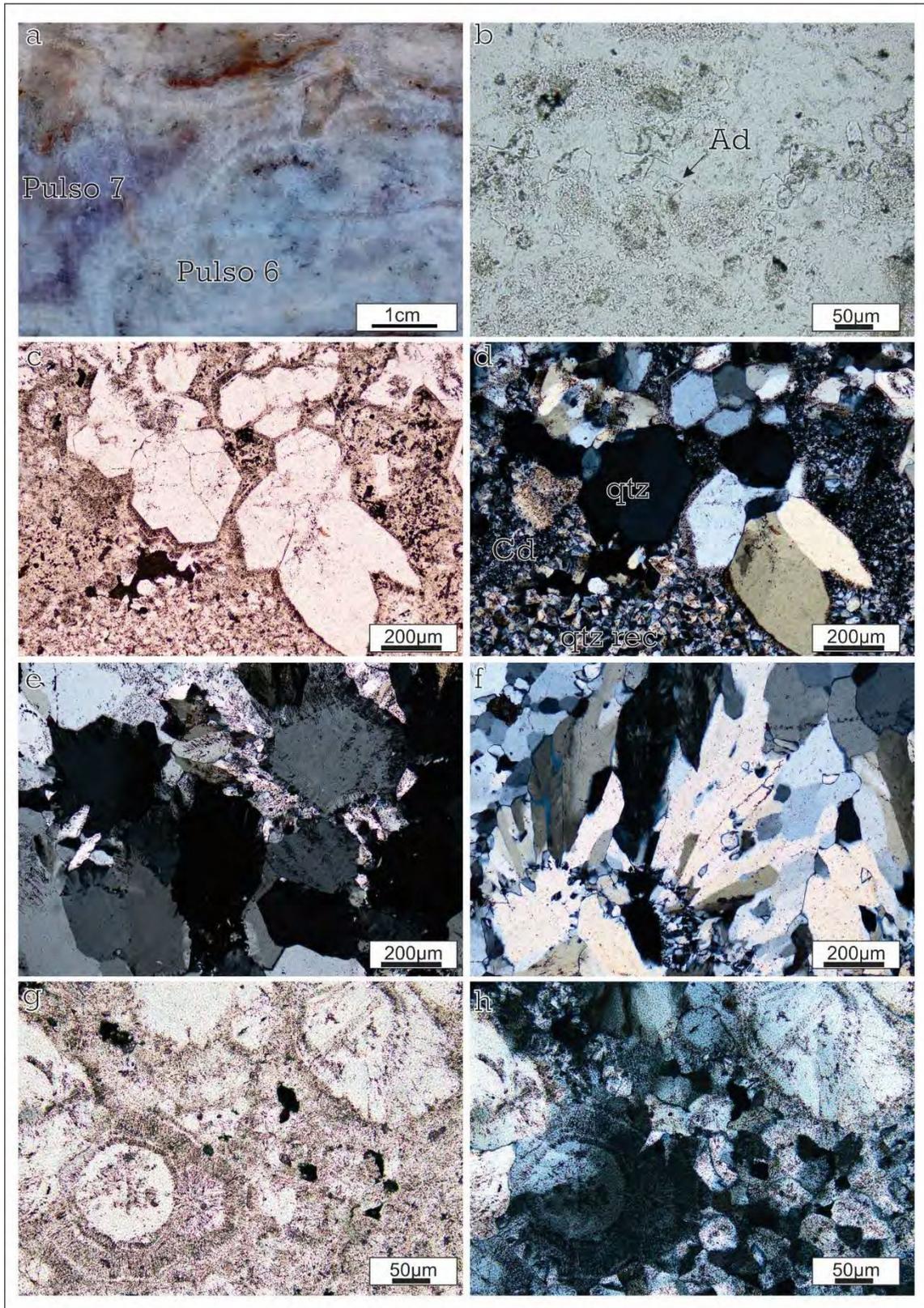


Figura 4.21 a) Pulso 6 en muestra de mano donde se ve la textura en cocarda y la alternancia de bandas de cristales de cuarzo y calcedonia en estrecha relación con el pulso 7. b) Microfotografía con luz transmitida y nicoles paralelos de los cristales de adularia (Ad) rómbica a subrómbica alineados en bandas del pulso 6. c y d) Microfotografía con luz transmitida con nicoles paralelos y cruzados respectivamente, cristales de cuarzo coronados por bandas de calcedonia parcialmente recrystalizada en cuarzo con texturas esferulíticas, el cuarzo desarrolla sobrecrecimientos con textura plumosa a expensas de la calcedonia. e) Microfotografía de la textura plumosa. f) microfotografía de la textura llameante. g y h) microfotografía con nicoles paralelos y cruzados respectivamente de la textura de esferas fantasmas en el mosaico de cuarzo recrystalizado.

Los cristales de cuarzo son de hábitos euhédricos, con una alta densidad de inclusiones alineadas perpendiculares a los bordes cristalinos, que coinciden con zonas de textura plumosa producto de la recristalización del manto de calcedonia (Figura 4.21 c y d). La textura llameante también se desarrolla en este pulso, asociada a bandas de cristales ahusados de cuarzo (Figura 4.21 e y f).

La calcedonia muestra texturas de recristalización en un mosaico de cuarzo fino, hábito subhedral y con escaso desarrollo de bordes interdigitados, aunque todavía se preservan sectores no recristalizados dentro del bandeo. Se reconocen, además, texturas esferulíticas y de esferas fantasmas en la calcedonia recristalizada (Figura 4.21 g y h).

Escasa adularia se dispone en bandas y se asocia a la calcedonia en este pulso. Se trata de cristales subrómicos, que no superan los 50 μ m (Figura 4.21b), y presentan un aspecto turbio posiblemente por una incipiente alteración.

Se observan algunos pequeños cristales (\approx 50 μ m) de pirita asociados a este pulso, casi completamente reemplazados por limonitas, que en algunos casos forman pseudomorfos cúbicos, no se detectó minerales que contengan Au o Ag. Es común encontrar este pulso estrechamente vinculado a la amatista del pulso 7, antecediéndolo en vetillas o tapizando cavidades (Figura 4.21 a).

Pulso 7: Está compuesto por cuarzo grueso, predominantemente amatista de coloraciones variables, entre un violáceo y un blanco-amarillento (Figura 4.22 a). Este pulso presenta textura bandeada con drusas y desarrollo de textura en peine en espacio abiertos. Los bandeados son gruesos y en continuidad con el pulso anterior, aunque también puede darse de forma aislada. Su distribución es amplia y se da a lo largo de todas las estructuras del sistema Veta Central, representando al menos el 15% del relleno hidrotermal, aunque las texturas que representa en las estructuras principales son levemente diferentes, en VCN la mayor disponibilidad de espacio permite que se generen drusas aun en cavidades paralelas al bandeamiento, mientras que en la VCS son más comunes las texturas brechosas y de tipo “ghost bladed” (Figura 4.9).

El cuarzo tiene formas euhédricas, con textura zonada evidenciada por pequeñas variaciones en los colores de interferencia (Figura 4.22 c) y por la presencia de alineaciones de inclusiones fluidas. Los bordes de algunos cristales de cuarzo también desarrollan texturas plumosas producto de un sobrecrecimiento (Figura 4.22 c). Algunos cristales tienen textura llameante en los bordes o en el interior del cristal (Figura 4.22 d).

Frecuentemente presenta textura de tipo “ghost bladed o latice bladed” producto de reemplazos de cristales de carbonatos aciculares dispuestos en enrejado (Figura 4.22 b). Al microscopio se observaron escasos cristales de carbonatos (calcita), aunque su abundancia no superara el 1%. No se ha reconocido otra especie mineral en este pulso, por lo que no se asocia a los contenidos metálicos.

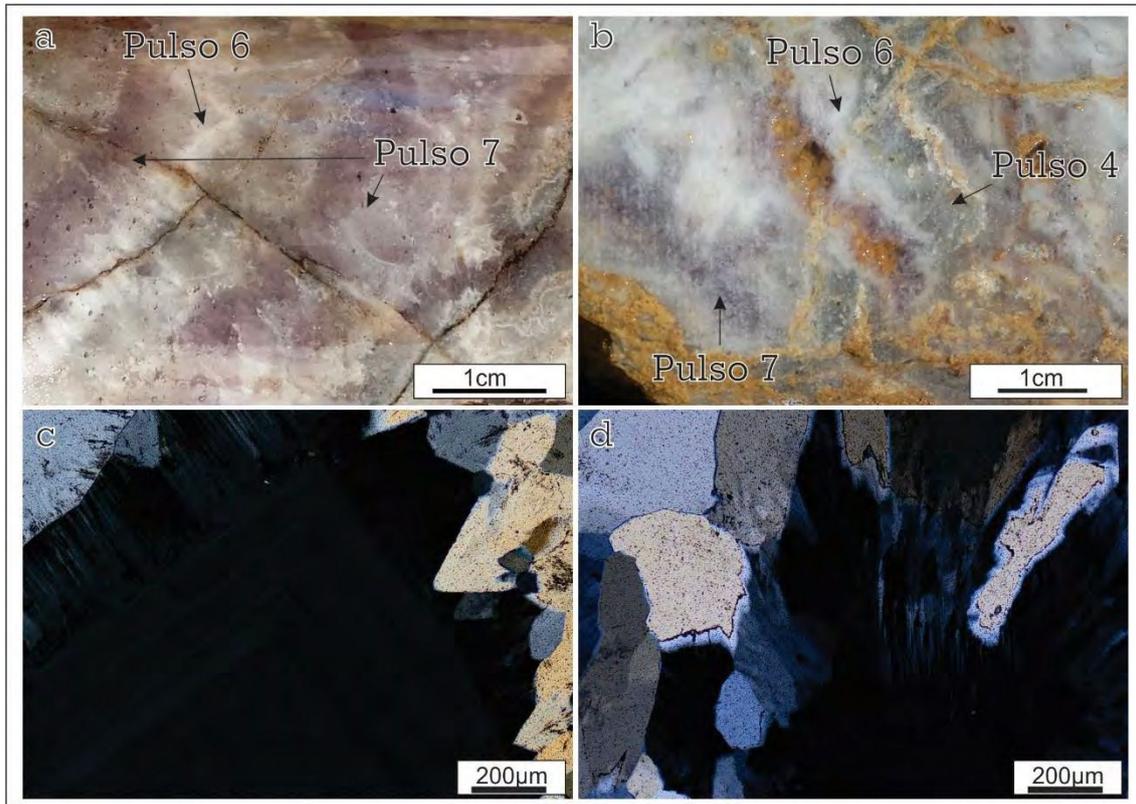


Figura 4.22 a y b) Fotografías del pulso 7 en muestra de mano mostrando las texturas características y la relación con otros pulsos. En la fotografía b se observa la textura “ghost bladed” frecuentemente asociada al cuarzo amatista. c) Microfotografía con luz transmitida y nicoles cruzados donde se observa la textura zonal y plumosa de los cristales de cuarzo. d) Microfotografía con luz transmitida y nicoles cruzados donde se observa la textura llameante producto del sobrecrecimiento de los cristales de cuarzo.

Pulso 8: Es un pulso compuesto esencialmente por carbonatos, que genera brechamientos y vetillas cortando a los pulsos anteriores (Figura 4.23). Se presenta con una abundancia relativa del 10-12%, aunque su distribución está acotada a la VCN, con los mayores contenidos hacia la parte norte de la misma, por encima de la cota 1750m (Figura 4.9).

Las texturas que presentan son variadas, las vetillas pueden ser paralelas a los bandeados, o bien atravesarlos (Figura 4.23 d). Frecuentemente genera brechamientos en los que la matriz de carbonatos se dispone en finas bandas con un hábito botroidal (Figura

4.23 a y c). Es común la presencia de cristales bien desarrollados dentro de cavidades, generando texturas tipo drusa (Figura 4.23 b).

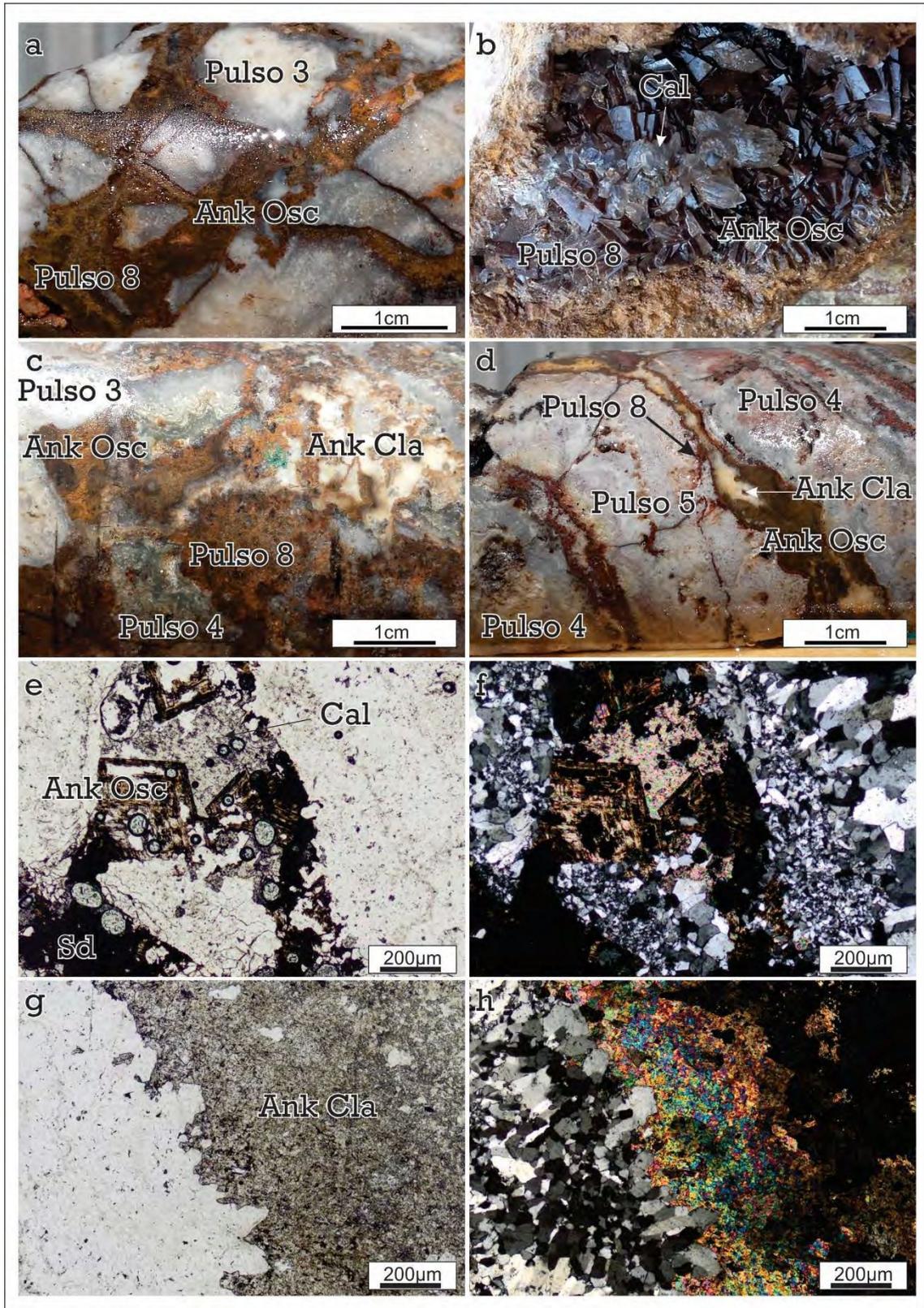


Figura 4.23 a, b, c y d) Fotografías de muestra de mano que muestran las manifestaciones más comunes del Pulso 8 formando brechas, drusas y vetillas. a) Hábito botroidal de la matriz de carbonato formada esencialmente por ankerita oscura (Ank Osc). b) Drusas de ankerita oscura con cristales hojosos y de calcita con cristales en roseta. c) matriz de ankerita oscura y clara (Ank Cla) con hábitos botroidales. d) Vetilla de ankerita oscura y clara paralela al bandeo del pulso 4 y 5. e y f) Microfotografía con luz transmitida de la matriz de brecha del pulso 8 con ankerita oscura y calcita sin y con nicoles cruzados. g y h) Microfotografía con luz transmitida de un relleno de drusas con ankerita clara sin y con nicoles cruzados

Se han realizado diversos estudios a fin de determinar las especies de carbonatos presentes en este pulso. Los estudios de difracción de rayos X arrojan como resultados minerales de la serie ankerita-dolomita, mientras que las muestras analizadas con SWIR evidencian la presencia de siderita con un marcado espectro de absorción del Fe²⁺ y en algunos casos el pico de absorción del carbonato demuestra un alto contenido de Mn. Estudios de microscopia electrónica de barrido (espectrometría de rayos X, SEM) se realizaron sobre muestras de carbonatos de distinta coloración marcando una sutil diferencia composicional semicuantitativa entre ambas (Figura 4.24). Algunos óxidos reemplazan parcialmente a los carbonatos, tratándose esencialmente de limonitas y óxidos de Mn, lo que denota la variabilidad composicional del carbonato.

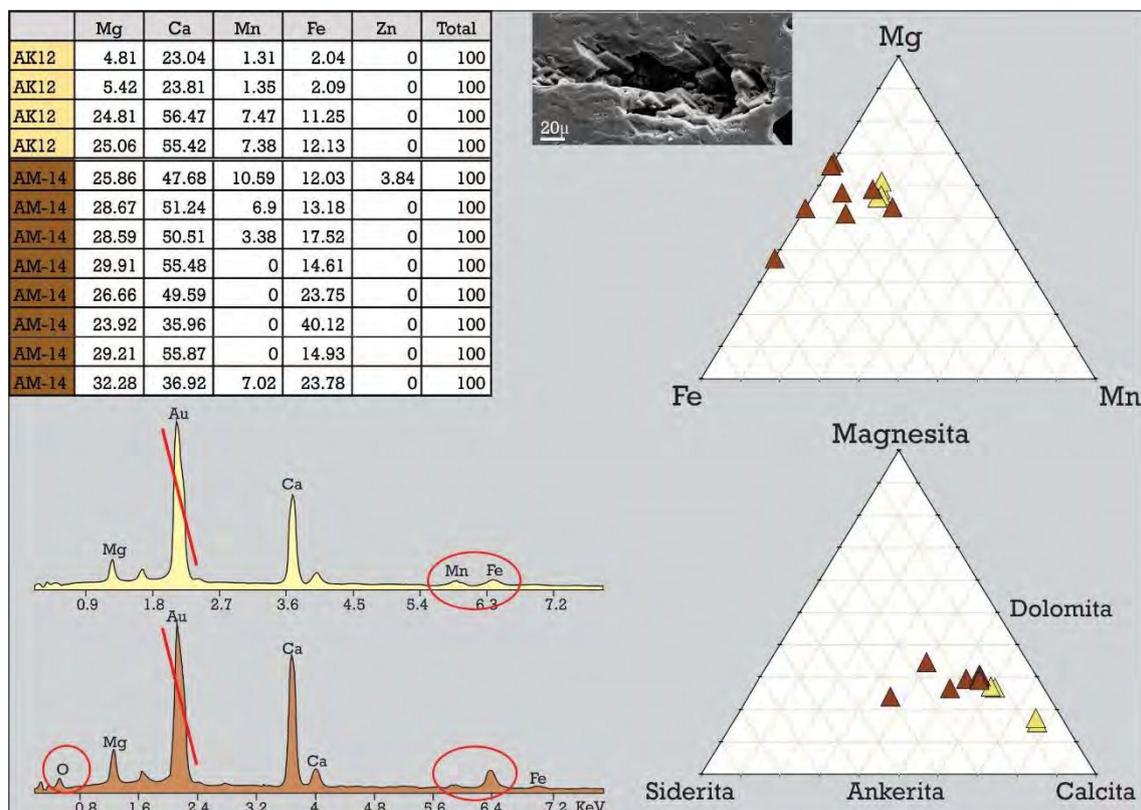


Figura 4.24 Análisis cualitativo y semicuantitativo con microscopio electrónico de barrido sobre muestras de los carbonatos del pulso 8 metalizadas con Au (evidenciado por la lectura de Au). Contiene la tabla de mediciones semicuantitativas realizadas en dos muestras de carbonatos de diferentes características ópticas, los espectros típicos de cada uno de ellos y los diagramas triangulares que representan las composiciones modales. Las expresiones en color amarillo corresponden a la ankerita clara mientras que las expresadas en color marrón a la ankerita oscura.

El carbonato más abundante es oscuro, de coloraciones castañas oscuras a negro y forma cristales triangulares de hábito hojoso. Al microscopio tienen una coloración parda con manchas oscuras alineadas según el clivaje, y que corresponden a óxidos (Kerr, 1965; Figura 4.23). Los estudios de SEM muestran una escasa variabilidad composicional signada por Ca-

Fe sobre Mg con ausencia de Mn. La mayor abundancia de los dos primeros elementos en la composición del carbonato se determina por la aparición del pico K-beta de ambos en el espectro (Figura 4.24). Por otra parte, el espectro Raman de este mineral es idéntico al patrón de ankerita y similar al de la siderita, por lo que no se descarta la presencia de ambas especies minerales (Figura 4.25). Fue identificado como ankerita oscura y frecuentemente

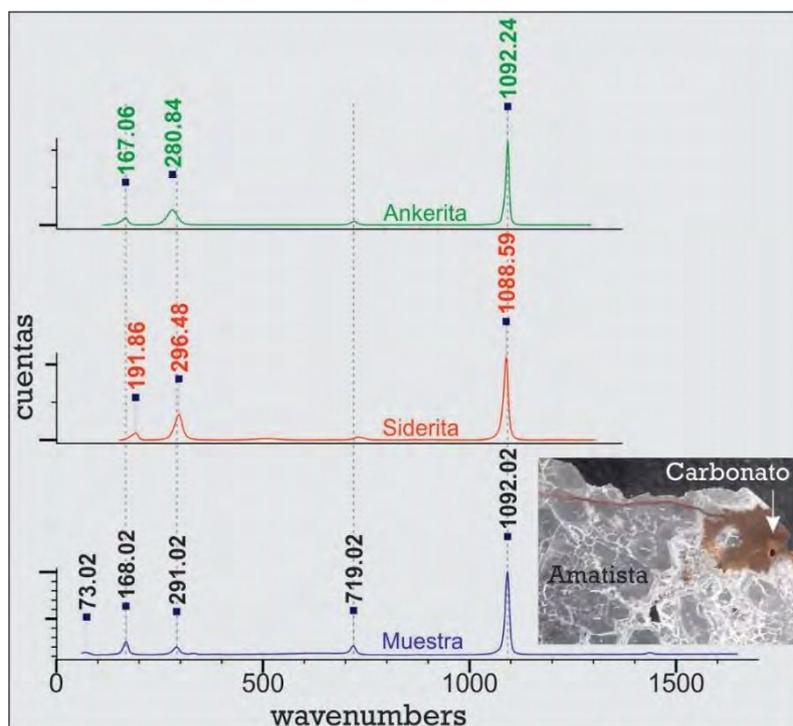


Figura 4.25 Espectroscopía Raman sobre la muestra de ankerita oscura que rellenas drusas de amatista en una cavidad. Las líneas de puntos proyectan los picos obtenidos en la muestra a fin de compararlos con los espectros patrones de ankerita y siderita.

presenta asociaciones de óxidos de Fe en cavidades que también se evidencian en la abundancia de oxígeno en la lectura semicuantitativa del microscopio electrónico (Figura 4.24).

La segunda especie mineral en abundancia, en muestra de mano se caracteriza por coloraciones beige claras con un brillo sedoso y un buen desarrollo cristalino, se presenta en agregados masivos, que rellenan cavidades o bien conforman la matriz de brecha con clastos de los pulsos anteriores, en estrecha vinculación con la especie mineral anteriormente citada. Al microscopio se presenta como cristales traslúcidos de coloración parda y un claro pleocroísmo de relieve, con un color de interferencia muy alto, del tercer orden y abundantes impurezas (Figura 4.23 g y h). Los ensayos semicuantitativos realizados con SEM muestran picos de Ca y Mg de similar intensidad, aunque se destaca la detección

de Mn en la estructura mineral en proporciones similares al Fe (Figura 4.24). Fue identificada como ankerita clara.

En mucha menor proporción, se identificó calcita con una coloración típicamente blanquecina a traslucida, que en drusas forma agregados en roseta (Figura 4.23 b). Al microscopio se determinó la presencia de pirita diseminadas junto con el carbonato, como así también, en algunos sectores de la estructura, en muestra de mano se pueden ver boxworks euhedrales entre las bandas del carbonato.

Pulso 9: En algunos sectores se reconocen brechamientos con matriz de sílice amorfa y óxidos de hierro (Si-Hem) que incluye clastos de veta, estos se disponen dentro de la estructura en sectores acotados (Figura 4.26). Los clastos son seriados en tamaño y de bordes angulosos a levemente redondeados. La distribución de este evento es acotada, habiéndose reconocido principalmente en la zona de transferencia entre la VCN y la VCN2 (Figura 4.9).

En muestra de mano, las coloraciones de la matriz varían de rojizas a anaranjadas (Figura 4.26 a, b y c) y en algunos sectores puede presentar menor contenido silíceo, lo que le otorga

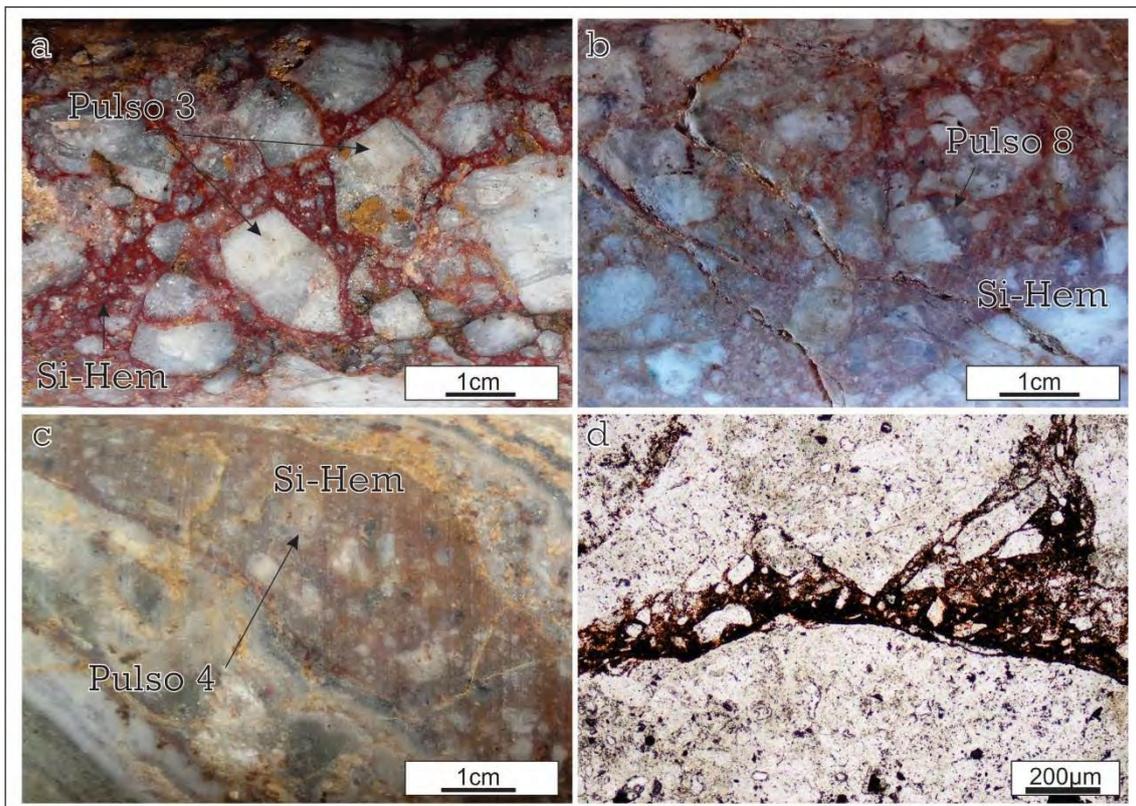


Figura 4.26 a, b y c: Fotografía de muestra de mano del evento tectono-hidrotermal donde se observa la relación con los pulsos hidrotermales que componen la veta. d) Microfotografía de luz transmitida y nicoles paralelos de la matriz de sílice y óxidos de Fe.

un aspecto más terroso. Al microscopio se observa el carácter seriado de los clastos angulosos que contiene la brecha (Figura 4.26 d).

4.4 Episodios Hidrotermales

En las figuras 4.27 y 4.28 se muestra un resumen de las principales características mineralógicas y texturales de cada uno de los pulsos descritos en este trabajo de investigación, ordenados en función de la ocurrencia y agrupados en distintos episodios que definen diferentes etapas durante el relleno de las estructuras del Sistema Veta Central. De esta forma, cada episodio representa una etapa de crecimiento de las estructuras y está vinculado a un estadio de evolución del fluido que circuló por las fracturas.

El episodio A incluye al Pulso 1, representando la etapa inicial del sistema donde la apertura es incipiente y domina la precipitación de calcedonia. La escasa representación y la ausencia de minerales de mena le restan importancia desde el punto de vista metalogenético.

El episodio B agrupa a los pulsos que aportan los contenidos metálicos y que dominan el relleno hidrotermal, representando aproximadamente el 66% del volumen de las estructuras (Figura 4.28). En total, este episodio involucra cinco pulsos que a su vez se subdividen en dos fases en función de las relaciones temporales entre ellos. La fase principal está compuesta por tres pulsos (2, 3 y 4) y representa el principal evento mineralizante del depósito (Figura 4.27). Estos pulsos comparten diversas características como son la textura bandeada, los contenidos de adularia, etc., pero en particular la presencia de una mena rica en sulfuros con la paragénesis piritita, esfalerita pobre en Fe, galena y calcopirita. Dentro de este evento los pulsos 3 y 4 son los pulsos mineralizantes que aportan el contenido de Au y Ag. La fase final de este episodio está compuesta por los pulsos 4b y 5, caracterizados por la abundancia de calcedonia frente a otras facies minerales, observándose tanto con hábitos masivos, bandeados o bien reemplazando a carbonatos laminares (Figura 4.27).

El episodio C representa un evento estéril de tipo tardío dentro de la evolución del sistema, y se compone de 2 pulsos (Pulsos 6 y 7) que contienen cuarzo cristalino de grano grueso y amatista con texturas bandeadas, caracterizadas por la alternancia de finas bandas de calcedonia opaca, que son acompañadas por otras texturas de relleno de cavidades como drusas. Es común que estos pulsos se presenten brechando a los pulsos anteriores, o bien formando parte de los bandeamientos crustiformes, en arreglos paralelos a los límites de la estructura (Figura 4.28).

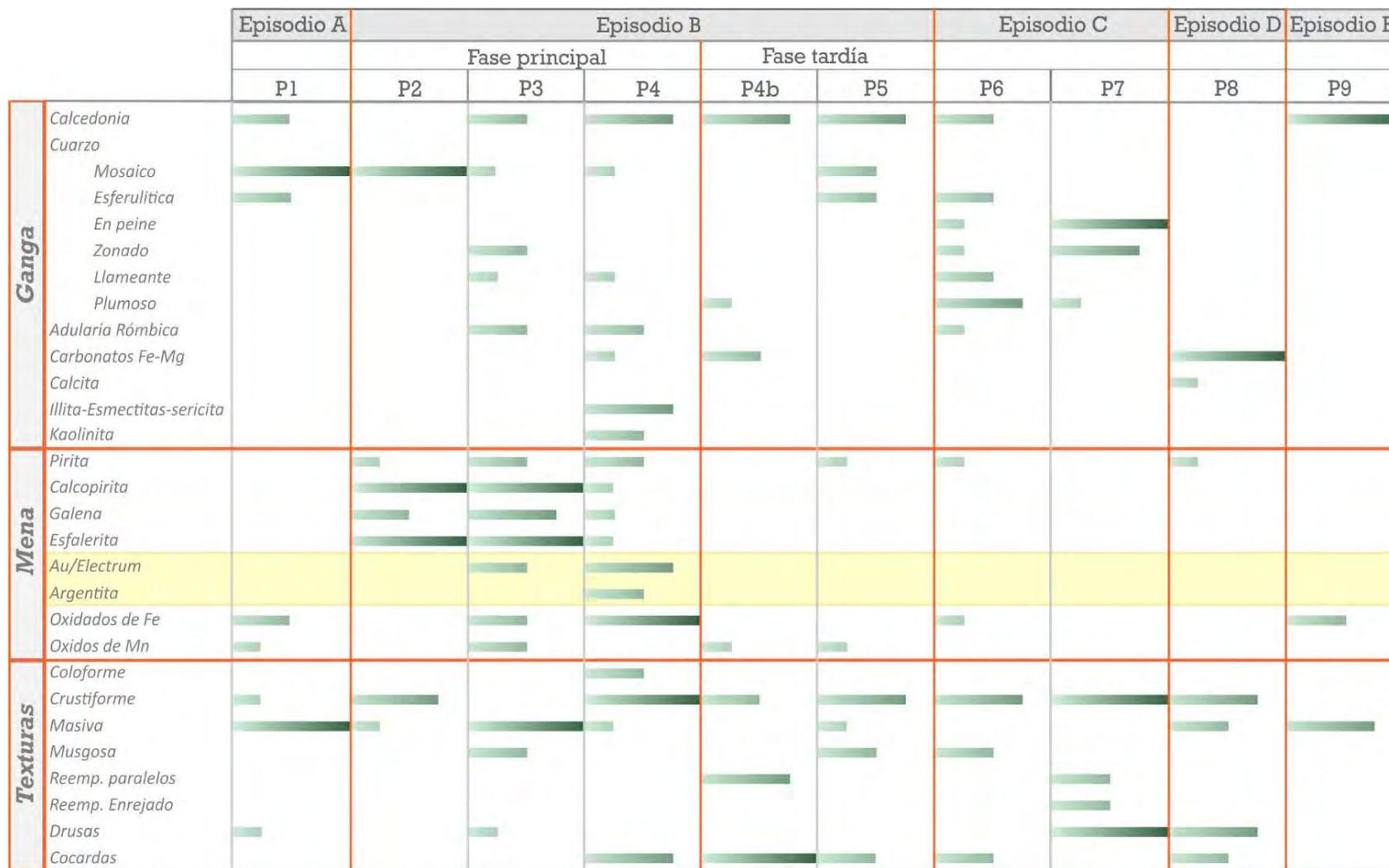


Figura 4.27 Diagrama paragenético para el relleno hidrotermal del Sistema Veta Central, donde se muestra la relación entre la mineralogía de la mena y la ganga junto a las texturas de cada pulso descrito en el texto. La longitud de la barra indica abundancia relativa.

El episodio D consiste en un estadio póstumo de precipitación de carbonatos, representado por el pulso 8 que contiene ankerita, dolomita y, en mucha menor cantidad

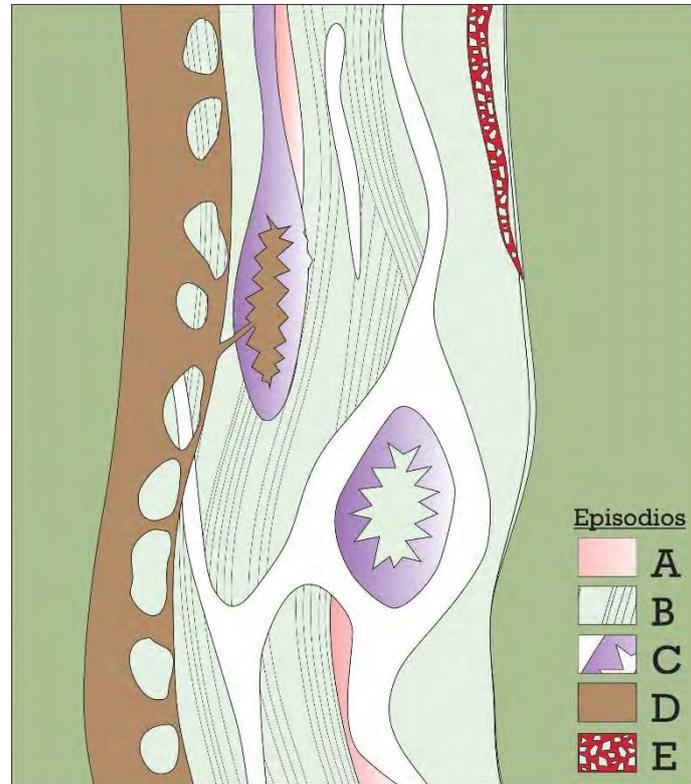


Figura 4.28 Esquema de los sucesivos eventos hidrotermales que conforman el relleno del Sistema Veta Central.

calcita, acompañados por escasa pirita. Este episodio genera brechamiento y relleno en drusas y se superpone a los pulsos previos (Figura 4.28).

La tectónica sinmineralización acompaña la evolución del depósito en los distintos episodios (Capítulo 3) y es la responsable del fracturamiento y molienda de los rellenos hidrotermales en algunos sectores. Esta actividad facilita la formación del Episodio E, representado por el último pulso (9) y que correspondería a un episodio tectono-hidrotermal, caracterizado por una sílice enriquecida en Fe que cementa los brechamientos tectónicos (cataclásticos) localizados en los sectores de mayor deformación de las estructuras, generando las aquí denominadas brechas de sílice-hematita (Figura 4.28).

4.5 Alteración hidrotermal

Los minerales producto de la alteración hidrotermal son comúnmente usados para establecer las condiciones físicas y químicas de los fluidos hidrotermales, como son la temperatura, la permeabilidad de la roca de caja, la acidez del fluido, etc. (Browne, 1978; Reyes, 1990; Yanga *et al.*, 2001). Para este trabajo, las alteraciones en la roca de caja se estudiaron mediante el análisis de cortes delgados y espectroscopía SWIR en muestras obtenidas de sondajes exploratorios a lo largo de dos secciones realizadas de manera perpendicular a VCN y VCS. Se estudió un total de 7 sondajes, sobre los que se tomaron muestras con un intervalo de un metro a ambos lados de la veta. En la sección analizada para VCN se estudiaron un total de 68 muestras de 4 sondajes, mientras que para VCS se tomaron y analizaron 44 muestras de 3 perforaciones (Figura 4.29).

Un total de 115 muestras fueron analizadas mediante espectroscopía infrarroja de onda corta con el equipo ASD TerraSpec 4 Hi-Res Mineral Spectrometer (www.malvernpanalytical.com). La longitud de onda del infrarrojo de onda corta utilizada por estos equipos, no detecta la mayoría de los silicatos anhidros, teniendo además problemas para identificar minerales con abundancias menores al 5%; por lo que, si un mineral es identificado mediante este método, se asume que su abundancia es $\geq 10\%$ (Thompson *et al.*, 1999). Respecto a la abundancia, la reflectividad del infrarrojo varía además para cada especie mineral, por lo que si la reflectancia es muy baja se asume que al menos hay un 20% de ese mineral en la muestra (Thompson *et al.*, 1999).

Los resultados obtenidos muestran que las vetas en Amancaya se caracterizan por un halo de alteración muy restringido, donde la mineralogía detectada es relativamente sencilla, este halo es mucho más evidente en la zona de VCN.

Este *halo* de alteración está acotado a un máximo de 5m a ambos lados de la estructura, aunque su espesor no es constante, por lo que puede incluso estar ausente o ser muy delgado (Figura 4.29). Considerando la abundancia de los minerales, la paragénesis en esta zona es de adularia > sericita > illita > esmectita (montmorillonita) > cuarzo. La presencia de illita/fengita ($K(Al,Mg)_2(Al,Si)_4O_{10}(OH)_2$) y muscovita ha sido interpretada a partir de los análisis SWIR y confirmada mediante la observación de cortes petrográficos, donde además se observa una fuerte adularización (vetilleo de adularia y cuarzo, y parches de adularia producto del reemplazo de los feldespatos primarios en la roca de caja; Figura 4.30). El cuarzo no representa una alteración importante en este halo, y acompaña a la adularia en

vetillas y microvetillas. Como mineral accesorio hay cristales euhedrales de apatita de 20 μm y escaso epidoto en el halo de la VCS.

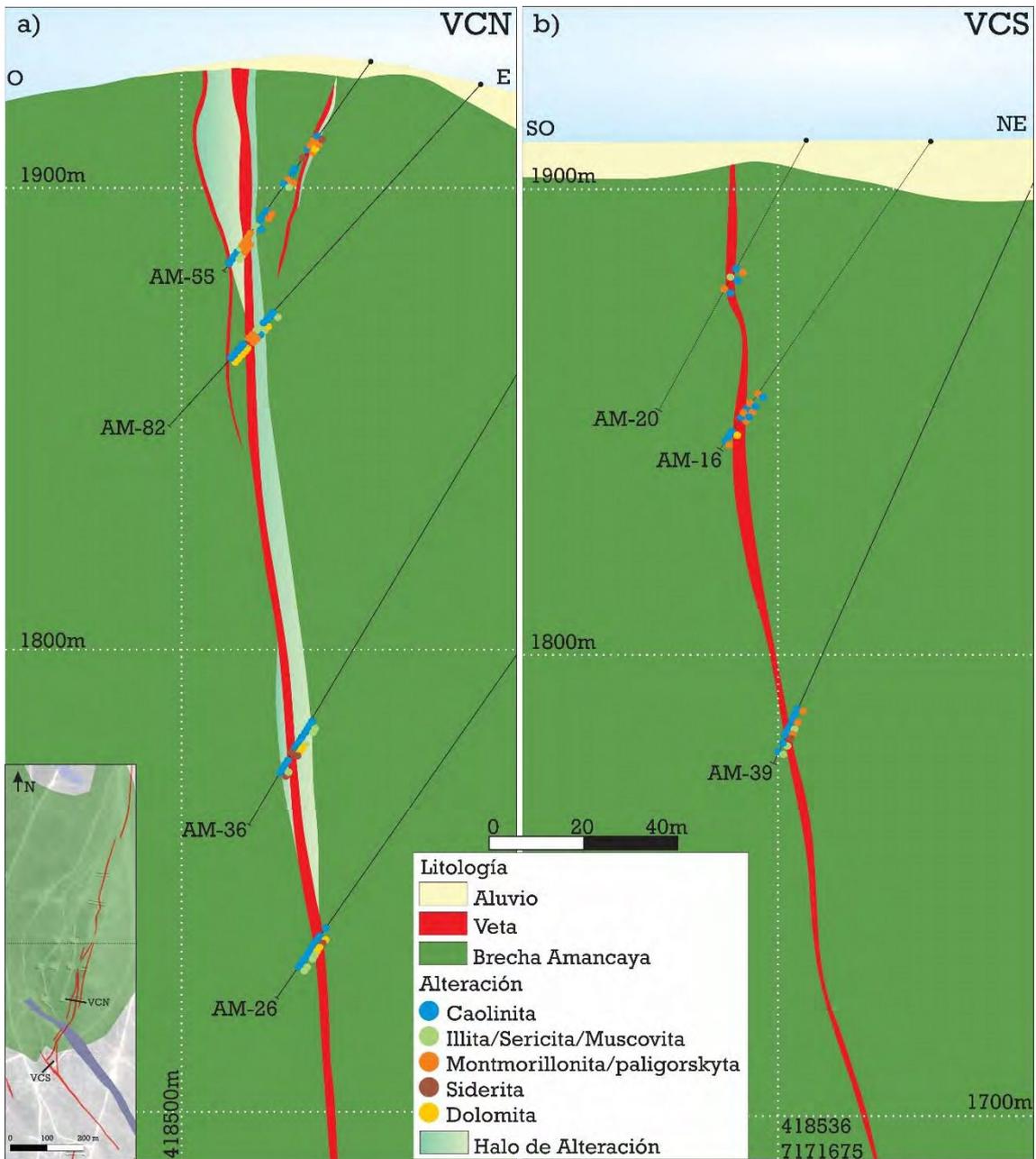


Figura 4.29 Secciones transversales a las estructuras principales del SVC. En los sondajes se ubica la distribución de las muestras analizadas mediante espectroscopia de luz infrarroja. Las dos hileras representan la mineralogía detectada por el instrumento en cada muestra según la leyenda en el margen inferior derecho. a) VCN donde se detallan la distribución del halo de alteración de la estructura. b) VCS el halo no ha sido posible de mapear dado el corto alcance que presenta alrededor de la estructura.

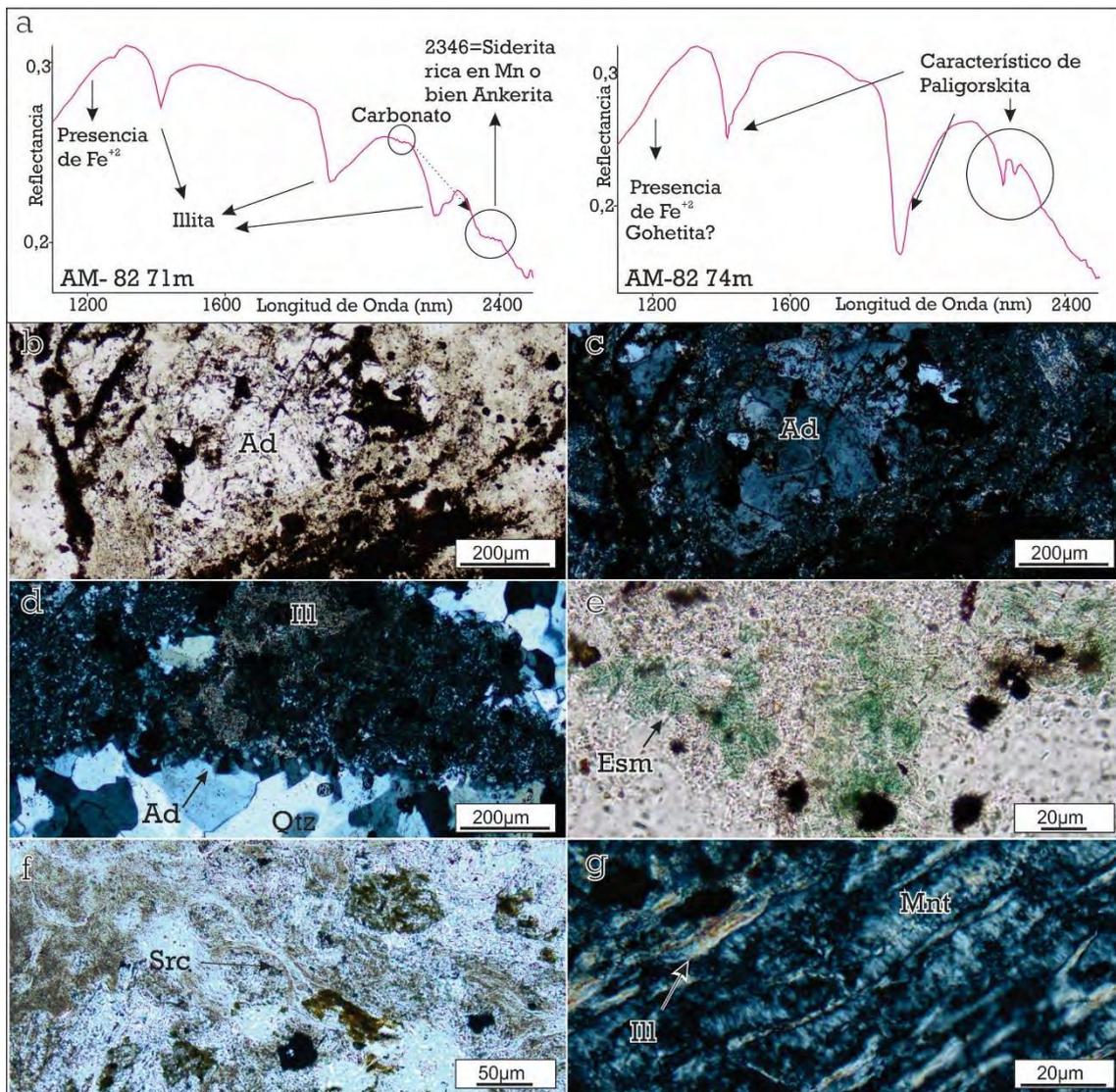


Figura 4.30 Alteración en la zona proximal de la estructura. a) Espectros del infrarrojo cercano para muestras del halo. Microfotografías de cortes petrográficos del halo: b) y c) Adularización: reemplazo de minerales de la roca de caja por agregados de adularia (Ad) en parches. d) Illita (Ill) como alteración penetrante en la roca de caja cortada por vetillas de cuarzo (Qtz) y adularia (Ad). e) Esmectitas (Esm) con fuertes coloraciones verdesas y habito fibroso. f) Sericita (Src) reemplazando la roca de caja. g) Agregado de montmorillonita (Mnt) e illita (Ill) formando parches en la roca de caja.

El espectro de la Illita se caracteriza por tres picos simétricos cercanos a los 1400, 1900 y 2200 μm , cuya magnitud de absorción determinan la cristalinidad (AusSpect International Ltd., 2008). En el análisis SWIR realizado, se pudo observar que las illitas corresponden a variedades de alta cristalinidad, caracterizadas por una fuerte absorción de Mg lo que las convierte en illitas fengíticas (Figura 4.30 a). A partir de estos espectros, y mediante la relación utilizada por Simpson y Arribas (2018) para la determinación de la abundancia relativa de illitas y esmectitas, se pudo determinar que domina la illita, ya que la relación $\text{H}_2\text{O}/\text{Al-OH}$ es generalmente mayor a 1.

Los análisis realizados muestran un mineral no circunscripto estrictamente al halo descripto. La presencia de caolinita en las muestras analizadas por SWIR (Figura 4.31 a) evidencian un evento de alteración de mayor alcance al caracterizado por illita, del cual no se han podido establecer los límites por el corto alcance del muestreo disponible. En la petrografía se pudo observar que este mineral ocupa espacios intersticiales y reemplaza a la illita y a adularia, lo que sugiere que se trata de un episodio tardío de alteración que se sobrepone al evento illítico ya descripto. Aunque no se encontraron en paragénesis directa, este evento de caolinita se asociaría a vetillas con jarosita, calcita y/o siderita, que también cortan a las vetillas de adularia y cuarzo en la roca de caja (Figura 4.31 b y c)

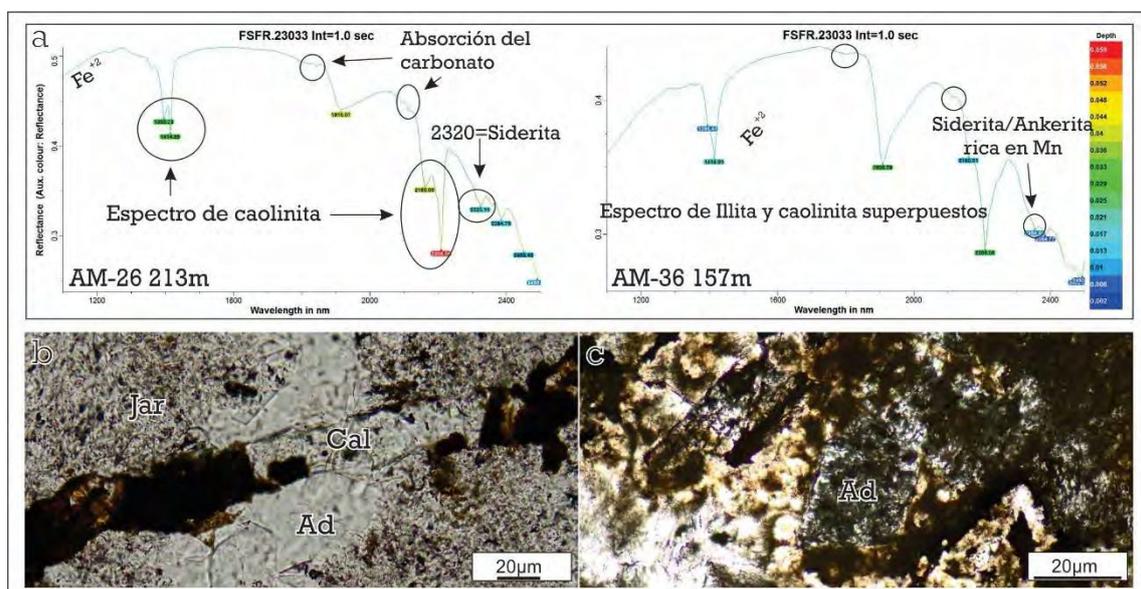


Figura 4.31 a) Espectros de infrarrojo cercano que evidencian caolinita. b) Microfotografía de vetillas de calcita (Cal) y jarosita (Jar) cortando la alteración de cuarzo adularia (Ad) generada en el episodio de illita. c) Reemplazo de caolinita según adularia.

4.6 Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas consisten en cavidades diminutas dentro de los cristales que contienen porciones del fluido que les dieron origen, pudiendo incluir una o más fases líquidas, gaseosas o sólidas. En los depósitos epitermales, las inclusiones fluidas contienen típicamente solo dos fases a temperatura ambiente, una fase líquida de baja salinidad y una burbuja de vapor. En estos ambientes, las fases sólidas, también conocidas como minerales hijos (e.g. halita o silvita) están normalmente ausentes, al igual que difícilmente se presenten evidencias de gases, con la excepción del CO₂ (Bodnar *et al.*, 1985).

El propósito del estudio de estas inclusiones es obtener información sobre la temperatura, la profundidad y la composición de los fluidos responsables de la depositación mineral, permitiendo también estudiar la variación de dichas condiciones en el tiempo y el espacio dentro de un mismo sistema hidrotermal (Bodnar *et al.*, 1985). Para poder ser estudiadas, las inclusiones deben cumplir las premisas llamadas “Reglas de Roedder”, que consisten en que, en primer lugar, durante su formación las inclusiones se atrapan en una única fase, en segundo lugar, las inclusiones deben haber mantenido un volumen constante con posterioridad al entrapamiento, y, en tercer lugar, no debe adicionarse o sustraerse material (gas y/o líquido) de la inclusión luego de ocurrido su entrapamiento (Roedder, 1984).

El mineral más comúnmente utilizado para realizar este tipo de estudios en depósitos epitermales es el cuarzo, debido a su extrema abundancia en este tipo de sistemas. Sin embargo, en los depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración es común que los cristales de cuarzo se generen por la recristalización tardía (posmineral) de fases silíceas inestables de menor temperatura, como pueden ser el ópalo y/o la calcedonia (Bodnar, 2003; Sander y Black, 1988). Es por esto que es esencial realizar un estudio petrográfico detallado para determinar la existencia de minerales primarios (i.e. no recristalizados) que puedan contener inclusiones que cumplan las reglas establecidas por Roedder (1984).

En la zona de estudio se han identificado varios pulsos hidrotermales con cuarzo de origen primario, no recristalizado, sobre los cuales sería posible realizar este tipo de ensayos. Sin embargo, no en todos los casos presentan inclusiones sobre los cuales sea factible realizar el ensayo microtermométrico. Es por eso, que la preparación de la muestra incluyó un extenso trabajo petrográfico en el cual se seleccionaron muestras de cuarzo que representan los pulsos 3, 4 y 7, una muestra de esfaleritas que representa el pulso 3 y una muestra con adularias del pulso 4. Por último, también se han realizado estudios

petrográficos en los carbonatos del pulso 8, aunque dado el reducido tamaño de las inclusiones no ha sido posible obtener datos fehacientes.

El presente estudio se basa en la definición de Familias de Inclusiones Fluidas (FIAS: "Fluid Inclusion Assamblages"; Goldstein y Reynold, 1994; Bodnar, 2003), sobre las cuales se realizaron las determinaciones microtermométricas. En primer término, se realizó una petrografía de las inclusiones que permitió caracterizar su morfología, tamaño, relleno y disposición dentro del cristal, de esta manera definir las características que las agrupan dentro de una familia. Esta técnica permite determinar las relaciones entre los distintos grupos de inclusiones y dar representatividad a la muestra. Según su origen las inclusiones pueden ser primarias, pseudo-secundarias o secundarias; sin embargo, solo las dos primeras permiten obtener datos fehacientes del fluido durante el crecimiento cristalino ya que son las únicas que se formaron junto al cristal que las hospeda (Goldstein y Reynold, 1994). Las inclusiones analizadas en este trabajo corresponden a los dos primeros grupos. Con posterioridad al estudio petrográfico, sobre las distintas familias se determinaron las temperaturas de homogenización ($T^{\circ}h$), las temperaturas de fusión final de hielo ($T^{\circ}f$), y en algunos casos también se pudieron determinar las temperaturas del eutéctico del fluido ($T^{\circ}e$).

Petrografía

En esta etapa de trabajo, se estudiaron mediante microscopía de luz transmitida cortes bipulidos de $80\mu\text{m}$ de espesor de los distintos pulsos. Las FIAS en el cuarzo se determinaron de acuerdo con la morfología, el tamaño, la distribución dentro del cristal, el factor de relleno ($F=VL/(VL+VV)$; Velasco, 2004) y fundamentalmente el relieve de la inclusión. Mientras que, en el resto de los minerales estudiados, se han encontrado inclusiones primarias que responden a una única familia en cada caso. A continuación, se describen las características de las familias de inclusiones para las distintas fases minerales estudiadas.

Pulso 3:

Cuarzo: Se determinó una familia de inclusiones primarias con tamaños que oscilan entre 10 y $20\mu\text{m}$, con formas globosas e irregulares de alto relieve con un factor de relleno (F) de 0,8 (Figura 4.32 d). Las mismas se disponen de manera aleatoria en el centro de los cristales.

Esfalerita: Se analizaron dos inclusiones primarias en esfaleritas del pulso 3 (Figura 4.32 d). Las mismas se caracterizan por formas euhédricas de cristal negativo, con tamaños entre 15 y $25\mu\text{m}$, alto relieve y con un F de 0,7.

Pulso 4:

Para representar este pulso se han analizado cristales de cuarzo y adularia correspondientes a la mineralogía de ganga.

Cuarzo: Se determinaron dos familias de inclusiones (Figura 4.32 a y b). La FIA 1 está constituida por inclusiones primarias de alto relieve, aleatoriamente distribuidas en el interior del cristal, con formas irregulares y tamaños de entre 4 y 30 μm . El factor de relleno F varía entre 0,6 y 0,8, con la excepción de un reducido grupo de esta familia que son monofásicas en fase vapor. La FIA2 está representada por inclusiones de bajo relieve, menor tamaño (entre 3 y 7 μm), con formas globosas e irregulares y con un F cercano a 0,9. Se distribuyen irregularmente o bien levemente alineadas pudiendo clasificarse como

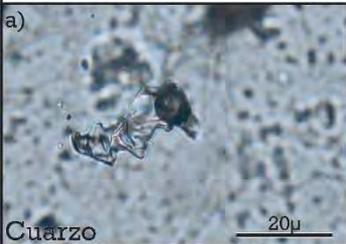
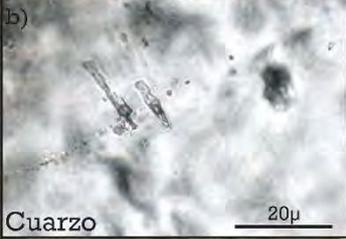
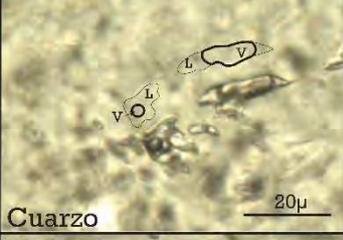
Petrografía			
 <p>a) Cuarzo 20μ</p>	<p>P4 FIA1: alto relieve, aleatoriamente distribuido en el cristal de cuarzo. Formas irregulares a pseudotabulares de entre 4 y 30μ. El Factor F varía entre 0,6 y 0,8.</p>	 <p>e) Esfalerita 20μ</p>	<p>P3 Alto relieve en esfalerita. (Fisph) varían entre 15 y 25μ y los valores de F son cercanos a 0,7. Forma regular, de cristal en negativo.</p>
 <p>b) Cuarzo 20μ</p>	<p>P4 FIA2: bajo relieve de 3 a 7μ con formas globosas a regulares y un F cercano a 0,9. Aleatoriamente distribuidas o parcialmente alineadas.</p>	 <p>f) Cuarzo 20μ</p>	<p>P7 FIA1: irregulares a pseudotabulares de entre 6 y 40μ, alto relieve y factor F cercano a 0,5 (varía entre 0,1 y 0,5). En zonas de crecimiento o el centro del cristal.</p>
 <p>c) Adularia 20μ</p>	<p>P4 Alto relieve alineadas con las líneas de crecimiento y el clivaje (FIAc) varían entre 5 y 20μ y los valores de F son cercanos a 0,8. Formas regulares</p>	 <p>g) Cuarzo 20μ</p>	
 <p>d) Cuarzo 20μ</p>	<p>P3 Cuarzo Alto relieve aleatoriamente distribuido en el cristal de cuarzo. Formas irregulares a pseudotabulares de entre 10 y 20μ, y los valores de F son</p>	 <p>g) Cuarzo 10μ</p>	<p>P7 FIA2: bajo relieve con factor de relleno cercano a 0,95. Formas globosas a pseudotabulares, en zonas de crecimiento o parcialmente alineadas en el interior del cristal.</p>

Figura 4.32 Petrografía de las inclusiones fluidas estudiadas en los distintos pulsos del relleno hidrotermal. a, b y c) Inclusiones fluidas del Pulso 4. d) Inclusiones fluidas en el cuarzo del Pulso 3. e) Inclusiones fluidas en esfaleritas del Pulso 3. f y g) Inclusiones fluidas del Pulso 7 donde se indican los distintos factores de relleno que conviven en la misma familia estableciendo una evidencia petrográfica del proceso de ebullición durante el entrapamiento del fluido.

pseudosecundarias, al encontrarse principalmente en las zonas de crecimiento cristalino (Goldstein y Reynolds, 1994).

Adularias: Se analizaron inclusiones primarias en cristales de adularia rómbicos a pseudotabulares dispuestos en bandeados del pulso 4 (Figura 4.32 c). Las inclusiones encontradas son de origen primario, con formas regulares desde tabulares a cuadradas, dispuestas según el clivaje de los cristales.; son de relieve alto y los tamaños varían entre 5 y 20 μm , mientras que el factor de relleno entre 0,8 y 0,9.

Pulso 7

Cuarzo: La FIA 1 agrupa inclusiones irregulares a pseudotabulares que van de 6 a 40 μm caracterizadas por un alto relieve, predominantemente bifásicas (con una fase líquida y otra vapor) aunque se destaca la presencia de inclusiones monofásicas en fase vapor. Las inclusiones bifásicas tienen un F dominante de 0,5 (aunque varía entre 0,1 y 0,5; Figura 4.32 e). Estas inclusiones se distribuyen en las zonas de crecimiento o en el interior del cristal y se consideran de origen primario. La FIA 2 son inclusiones de bajo relieve, con un F de 0,95, predominantemente globosas, aunque se reconocen formas tabulares, y se ubican en las zonas de crecimiento o parcialmente alineadas en el interior del cristal, por lo que son consideradas como pseudosecundarias (Figura 4.32 f; Goldstein y Reynolds, 1994).

Microtermometría

Durante los ensayos microtermométricos no se observaron evidencias que indiquen una presencia significativa de CO₂ dentro de las inclusiones analizadas, sugiriendo que su abundancia sería inferior al 3,7 % en peso dentro de las inclusiones (Bodnar, *et al.*, 1985;

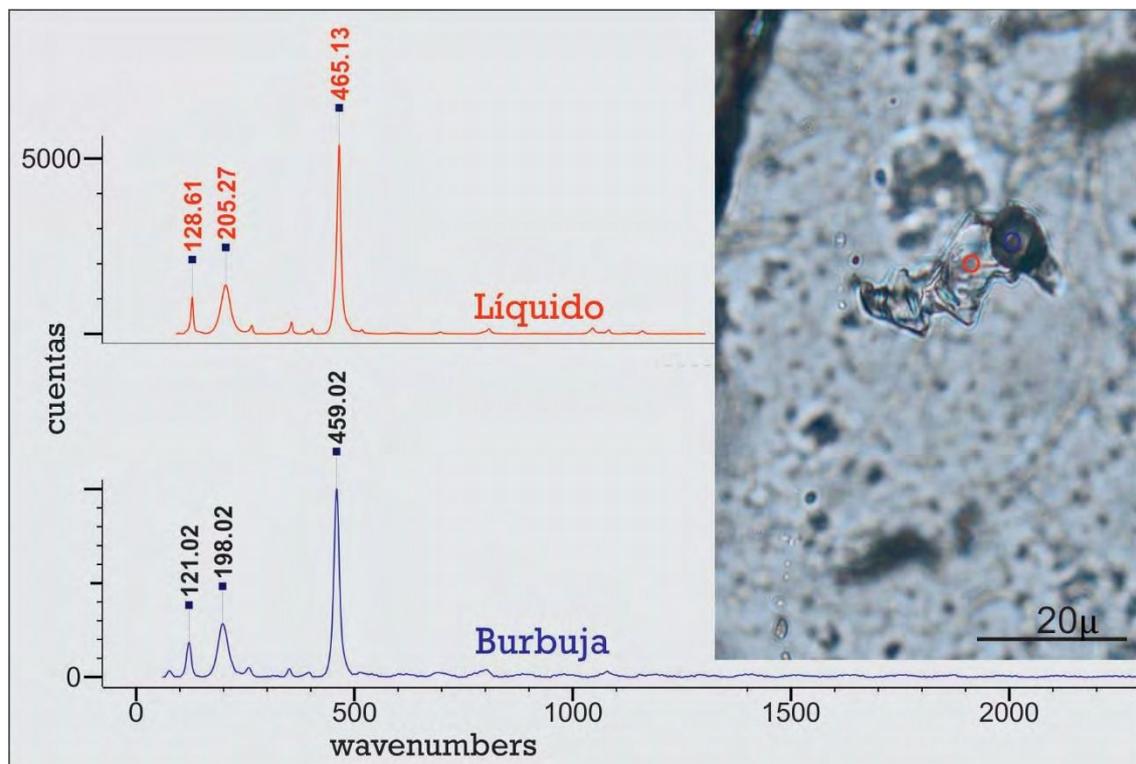


Figura 4.33 Análisis de espectroscopía Raman sobre inclusiones fluidas de la FIA 1 del pulso 4 para la determinación la presencia/ausencia de CO₂. Las lecturas tanto en la fase líquida como gaseosa solo sugieren la presencia de cuarzo, por lo que se interpreta la ausencia de dióxido de carbono líquido o vapor.

Hedenquist y Henley, 1985). Estas observaciones se complementaron con ensayos de espectroscopía Raman en los cuales no se ha identificado CO₂ u otro compuesto tanto en la fase líquida como vapor de las inclusiones en todos los pulsos (Figura 4.33). La temperatura de fusión final del hielo (T^{°f}) es usada para obtener la salinidad del fluido original en porcentaje en peso de NaCl equivalente (% wt. NaCl eq. Bodnar, 1993), mientras que, la temperatura de homogenización (T^{°h}) se obtuvo calentando la muestra a 300°C (Resumen de los datos en Figura 4.34). Cabe destacar que, si bien se han realizado los ensayos microtermométricos sobre inclusiones primarias y pseudosecundarias, solo los datos de los ensayos de las inclusiones primarias serán tenidos en cuenta para la interpretación de las condiciones del fluido en el apartado de discusiones, puesto que se considerará el dato más representativo de la génesis del mineral.

Pulso 3:

Cuarzo: Los resultados fueron consistentes en cuatro inclusiones ensayadas en este mineral arrojando una $T^{\circ}f$ de $-1,3^{\circ}C$ equivalente a una salinidad de 2,4 % wt. NaCl eq. y una $T^{\circ}h$ de $241^{\circ}C$.

Esfalerita: Las inclusiones de la esfalerita tuvieron un comportamiento idéntico entre sí, con una $T^{\circ}h$ de $236^{\circ}C$ y una $T^{\circ}f$ de $-1,4^{\circ}C$, la que equivale a una salinidad de 2,41 % wt. NaCl eq.

Pulso 4:

Cuarzo: En la FIA1 del pulso 4 la $T^{\circ}h$ oscila entre 245° y 249° y las $T^{\circ}f$ entre $-1,3^{\circ}$ y -2° , mientras que en la FIA2 la $T^{\circ}h$ varía entre 170° y 190° y la $T^{\circ}f$ entre $-1,8^{\circ}$ y 2° . Las $T^{\circ}f$ obtenidas demuestran la homogeneidad en las salinidades entre las familias analizadas, ya que, representan una salinidad de entre 2,2 a 3,4% wt. NaCl eq., con una moda en 3,06% wt. NaCl eq.

Adularia: Las inclusiones en adularia demuestran un rango de $T^{\circ}h$ que oscila entre 220° y $232^{\circ} C$, mientras que las $T^{\circ}f$ entre $-1,2$ y $-1,6$, lo que evidencia salinidades de entre 2,07 y 2,75 % wt. NaCl eq.

Pulso 7:

Cuarzo: Para el pulso 7, las $T^{\circ}h$ de la FIA 1 varían entre 200° y $254^{\circ}C$ mientras que las $T^{\circ}f$ entre $-0,9^{\circ}$ y $-1,4^{\circ}C$, mientras que, para la FIA 2 los rangos van de 160° a 190° y $-0,9^{\circ}$ a $-1,1^{\circ}$ respectivamente. La salinidad no varía entre las distintas familias y oscila entre 1,4 y 2,4 % wt. NaCl eq. con una moda de 1,57 % wt. NaCl eq.

Temperatura del eutéctico: La T°e no fue de fácil determinación, dos medidas con alto grado de confianza han sido obtenidas en cuarzo del pulso 4, en inclusiones la FIA 1, con valores de -24° y -28°C. En la esfalerita se observó una T°e de -30°C mientras durante los ensayos en adularia se tomaron dos medidas en -26° y -27°C. De acuerdo con Linke (1965), los valores obtenidos sugieren que el fluido se encuentra en equilibrio con un sistema salino de H₂O-NaCl-KCl.

Mineral	Pulso	FIA	n	Tamaño min. (μ)	Tamaño máx. (μ)	Morfología	F (L/L+V)	Relieve	T° (f)	Salinidad	T° (h)	Eutéctico
Cuarzo	P3		4	10	20	globosa-irregular	0.8	alto	-1.3	2.24	241	
Esfalerita	P3		2	15	25	regular cx negativo	0.7	alto	-1.4	2.41	236	-30
Cuarzo	P4	1	9	7	20	irregular a cuadrado	0.6	alto	-1.8	3.06	246	-28
Cuarzo	P4	1	2	10	20	irregular	0.6	alto	-1.7	2.9	246	
Cuarzo	P4	1	3	10	20	elongadas	0.8	alto	-1.7	2.9	246	
Cuarzo	P4	1	1	30	30	irregular	0.7	alto	-1.8	3.06	249	-24
Cuarzo	P4	1	1	10	10	irregular	0.6	alto	-2	3.39	249	
Cuarzo	P4	2	2	3	5	globosas	0.8	bajo	-1.8	3.06	170	
Cuarzo	P4	2	10	3	6	globosas a rectangular	0.9	bajo	-1.8	3.06	190	
Adularia	P4		13	3	15	regular	0.8/0.9	alto	-1.2	2.07	232	-26
Adularia	P4		8	5	15	regular	0.8/0.9	alto	-1.6	2.75	220	-27
Adularia	P4		6	10	20	regular	0.8/0.9	alto	-1.5	2.57	229	
Cuarzo	P7	1	1	15	15	irregular	0.3	alto	-0.9	1.57	224	
Cuarzo	P7	1	2	11	25	irregular	0.3	alto	-0.9	1.57	245	
Cuarzo	P7	1	2	14	25	irregular	0.3	alto	-0.9	1.57	254	
Cuarzo	P7	1	2	6	6	ovoidal	0.5	alto	-0.8	1.4	220	
Cuarzo	P7	1	2	15	15	rectangular	0.5	alto	-1.4	2.41	200	
Cuarzo	P7	1	2	14	40	irregular	0.5	alto	-1.1	1.91	230	
Cuarzo	P7	1	3	7	7	ovoidal	0.5	alto	-0.9	1.57	211	
Cuarzo	P7	1	5	7	25	irregular	0.2	alto	-0.9	1.57	230	
Cuarzo	P7	2	2	11	14	ovoidal	0.7	bajo	-0.9	1.57	190	
Cuarzo	P7	2	4	6	6	rectangular	0.9	bajo	-1.1	1.91	160	
Cuarzo	P7	2	9	5	9	rectangular	0.9	bajo	-0.9	1.57	170	
Cuarzo	P7	2	1	7	7	ovoidal	0.9	bajo	-0.9	1.57	185	

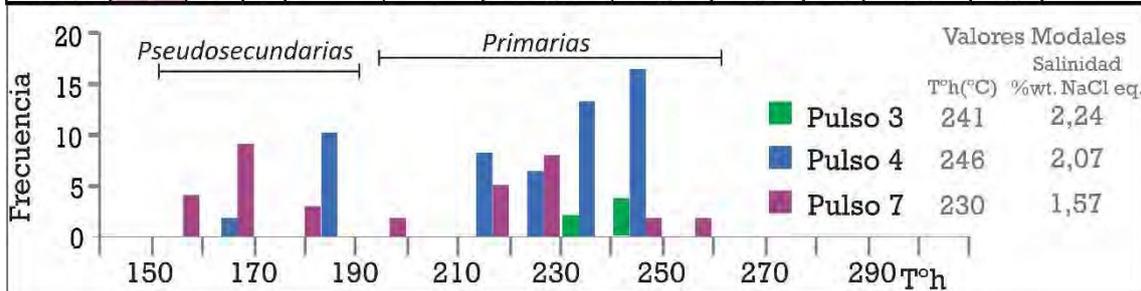


Figura 4.34 Datos microtermométricos de las inclusiones fluidas estudiadas en el Sistema Veta Central, con los histogramas de frecuencia para la temperatura de homogenización de los diferentes episodios hidrotermales.

4.7 Isótopos estables

La abundancia del isótopo de un elemento puede ser utilizada para analizar y/o definir entre otros parámetros, los mecanismos de formación de minerales o rocas, las fuentes/origen de magmas, sedimentos y fluidos geotermales, o bien para estudios de geotermometría en paleoclimatología, petrología o mineralogía (Field y Fifiarek, 1985). En este marco, el estudio de la composición isotópica en los minerales que conforman el relleno hidrotermal en vetas epitermales permite aproximar la proveniencia del fluido original (Simmons *et al.*, 2005).

Isótopos de Oxígeno

Dada su amplia distribución en el relleno hidrotermal se eligió el cuarzo como mineral indicado para el desarrollo de este estudio, sin embargo, en muchos casos este mineral presenta evidencias de recristalización, ya sea a partir de calcedonia o cuarzo, por lo que la selección de muestras estuvo controlada por un análisis petrográfico que permita seleccionar solo las facies minerales de origen primario.

Seis muestras de cuarzo fueron enviadas para ser analizadas por isótopos de oxígeno en el laboratorio ALS Global (www.alsglobal.com). Las mismas fueron concentradas y separadas mediante el método de picking y representan el bandeado crustiforme del pulso 4, el agregado masivo del pulso 3 y el cuarzo en peine del pulso 7. Los resultados obtenidos se detallan en la Figura 4.35 relativos al SMOW (“Standar Mean Ocean Water”, muestra estándar para el análisis de isótopos de oxígeno, Field y Fifiarek, 1985). Tomando las temperaturas modales de cada pulso, determinada a partir de los ensayos microtermométricos de las inclusiones fluidas primarias, se determinó la composición isotópica del fluido según la fórmula propuesta por Zheng (1993). De esta manera, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ medidos en el cuarzo varían en el rango de 6,9 y 7,8 ‰, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ del fluido en equilibrio con el cuarzo oscila entre -2,53 y -1,59 ‰.

Numero	Mineral	Sondaje	Pulso	T ^{oh} _(modal)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$
1	Cuarzo	AM-88	P7	230	7.4	-2.53
2	Cuarzo	AM-58	P7	230	7.7	-2.23
3	Cuarzo	AM-67	P4	246	6.9	-2.25
4	Cuarzo	AM-67	P3	241	6.9	-2.49
5	Cuarzo	AM-12	P3	241	7.8	-1.59
6	Cuarzo	AK12	P3	241	7.6	-1.79

Figura 4.35 Resultados del análisis de isótopos estables de oxígeno en muestras de cuarzo en los pulsos del SVC. T^{oh} (modal): temperaturas modales para cada pulso obtenidas mediante ensayos microtermométricos en inclusiones fluidas primarias. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del fluido en equilibrio se calcularon según Zheng (1993).

4.8 Discusión

Origen del fluido hidrotermal

Es posible realizar una aproximación sobre el origen de los fluidos que dieron lugar al sistema epitermal a partir de la caracterización isotópica de las fases minerales (Field y Fifarek, 1985). Si bien los datos obtenidos solo corresponden a valores de isótopos de oxígeno determinados en cristales de cuarzo, es posible representar de manera preliminar el rango definido para el fluido en equilibrio con este mineral en un gráfico de δD_{SMOW} vs. $\delta^{18}O_{SMOW}$, y compararlo con la composición isotópica determinada para diferentes fluidos (Figura 4.36 a), como es el caso de las aguas meteóricas (Sheppard, 1986), las aguas magmáticas (Sheppard, 1986; Taylor, 1992) y los fluidos vinculados a zonas de subducción (Giggenbach, 1992). De esta manera, a pesar de no haber podido determinar valores isotópicos de δD , la proximidad de los datos de $\delta^{18}O$ obtenidos para el SVC al rango de aguas meteóricas sugiere una alta participación de aguas meteóricas en los fluidos que le dieron origen a las vetas (Figura 4.36 a; O'Neill y Silberman 1974; Field y Fifarek 1985; Thiersh *et al.* 1997).

Del mismo modo se analizaron los datos obtenidos de $\delta^{18}O$ del fluido en comparación con otros depósitos de la Faja Metalogenética Paleocena, que representan los dos extremos dentro del espectro de depósitos epitermales (alta y baja sulfuración), como son los depósitos El Peñón (Warren, 2005) y El Guanaco (Galina, 2019); también se incluye como referencia los valores isotópicos de las vetas de Hishikari en Japón (Faure *et al.*, 2002), otro depósito epitermal con características similares a las registradas en SVC (Figura 4.36 b). De esta comparación surge que el SVC muestra similitudes isotópicas con otros depósitos epitermales de baja sulfuración de la faja Paleocena y del mundo, donde la participación de aguas meteóricas es preponderante.

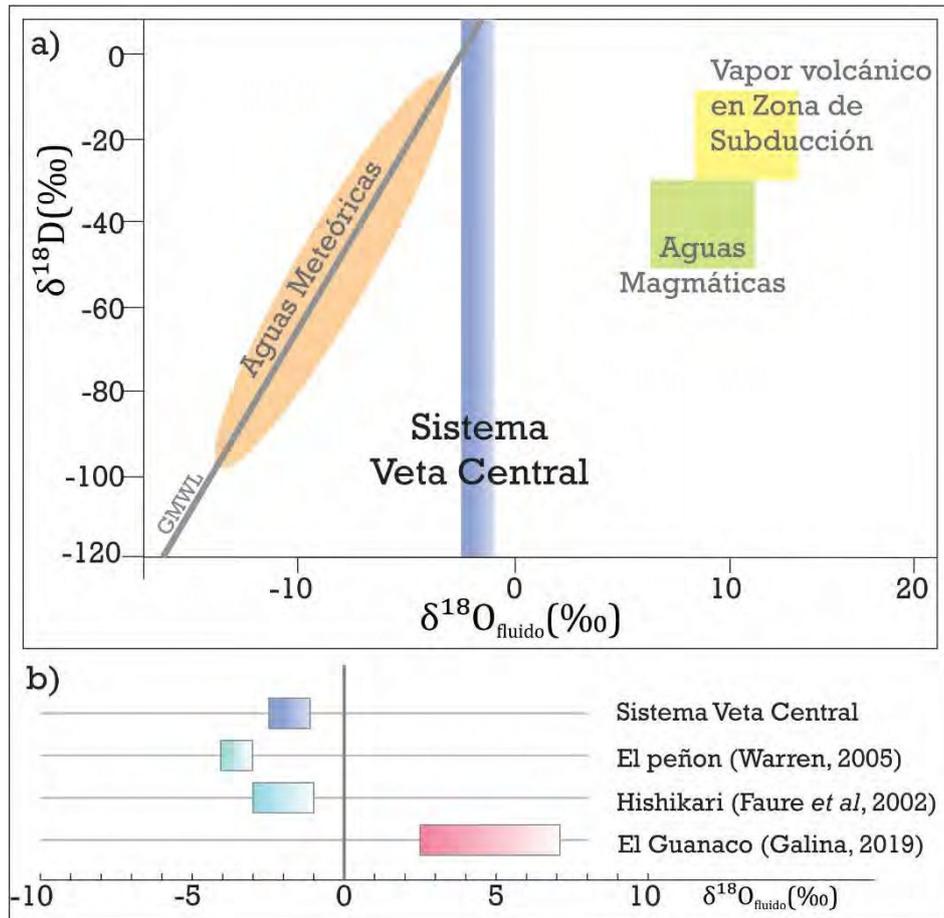


Figura 4.36 a) Gráfico de δD_{SMOW} vs $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$ donde se representan los rangos del $\delta^{18}O$ del fluido en equilibrio con la deposición del cuarzo obtenidos para las muestras del SVC. En el gráfico se indican los campos correspondientes a las aguas meteóricas (Sheppard, 1986), las aguas magmáticas (Sheppard, 1986; Taylor, 1992) y los fluidos vinculados a zonas de subducción (Giggenbach, 1992). b) Esquema comparativo de los rangos de $\delta^{18}O_{\text{fluido}}$ para otros depósitos epitermales.

Evolución del fluido

En los sistemas epitermales típicamente ocurren dos procesos mediante los cuales se produce la precipitación de los minerales de mena y ganga en arreglos texturales característicos, ellos son la ebullición y la mezcla de fluidos (Buchanan, 1981; Hedenquist *et al.*, 2000; Corbett y Leach, 1997; Simmons *et al.*, 2005). A través del análisis de las características de los episodios hidrotermales discriminados es posible interpretar los procesos ocurridos durante la evolución del fluido que dio origen al SVC.

Cuando un fluido hidrotermal entra en ebullición, una serie de reacciones actúan simultáneamente modificando las condiciones físico-químicas del mismo (Figura 4.37; Buchanan, 1981; Drummond y Ohmoto, 1985; Brown, 1986; Simmons y Christenson, 1994; Hedenquist *et al.*, 2000; Cooke y Simmons, 2000). La separación del CO₂ en la fase vapor resulta en un importante aumento del pH de la solución (Figura 4.37 a), produciendo una desestabilización de la illita, que es remplazada por adularia como nueva fase estable (Figura 4.37 b) y generando las condiciones propicias para la depositación de carbonato de calcio con hábito hojoso por la disminución de la presión parcial del CO₂ (Figura 4.37 c). El enfriamiento producto de la expansión adiabática que ocurre durante la ebullición, disminuye la solubilidad de los minerales silíceos (Saunders, 1994; Hedenquist *et al.*, 2000), y el pasaje del agua a la fase vapor genera que el fluido residual se enriquezca aún más en sílice, por lo que la sobresaturación del fluido fuerza la precipitación calcedonia en texturas bandeadas coloformes.

La abundancia de calcedonia con textura masiva y la escasa representación del Episodio A no permite hacer consideraciones sobre sus condiciones de formación. Sin embargo, a partir del Episodio B los pulsos hidrotermales adquieren mayor desarrollo aportando más elementos al análisis de los procesos que actuaron en la depositación mineral.

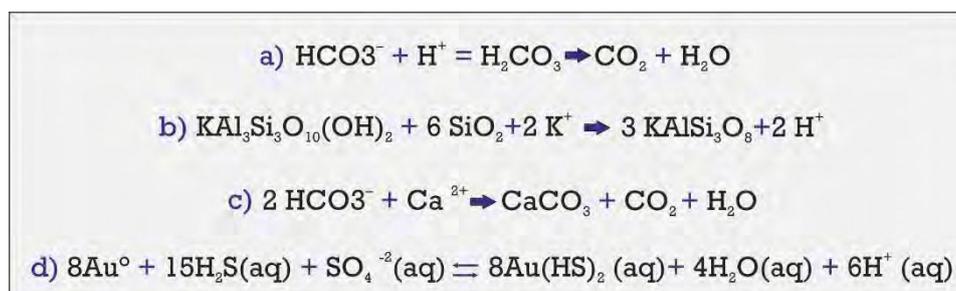


Figura 4.37 Ecuaciones vinculadas al proceso de ebullición en un sistema epitermal, tomado de Hedenquist *et al.*, (2000) y Drummond y Ohmoto, (1985).

Episodio B

Los estudios de inclusiones fluidas primarias en este episodio, realizados sobre los pulsos 3 y 4, sobre minerales de mena y ganga, evidencian la ocurrencia de ebullición al observarse la coexistencia de inclusiones bifásicas y monofásicas en la misma familia de inclusiones en cuarzo, así como también factores de relleno (F) variables (Moncada *et al.*, 2012). La variabilidad de los datos microtermométricos observada entre las distintas familias de inclusiones fluidas primarias estudiadas en este evento sugieren, de acuerdo con Wilkinson (2001), la ebullición de un fluido poco salino y de bajo contenido de CO₂. Estos estudios indican un rango de temperatura entre 220 y 249°C para el fluido hidrotermal y salinidades del orden del 2,07 a 3,39%wt NaCl eq., coincidiendo los pulsos mineralizantes con los datos de mayor salinidad determinados en el sistema (Figura 4.38 a; Albinson *et al.* 2001; Wilkinson, 2001; Sillitoe y Hedenquist, 2003). Con estos datos y mediante la aplicación del diagrama de Haas, (1971), se puede aproximar la profundidad del nivel de ebullición por debajo del Paleo-nivel freático en unos 295-430m, mientras que utilizando los valores modales del evento (T^h=246°C y 2.07% wt. NaCl eq.) la profundidad estimada sería de 415m bajo el paleo nivel freático (Figura 4.38 b).

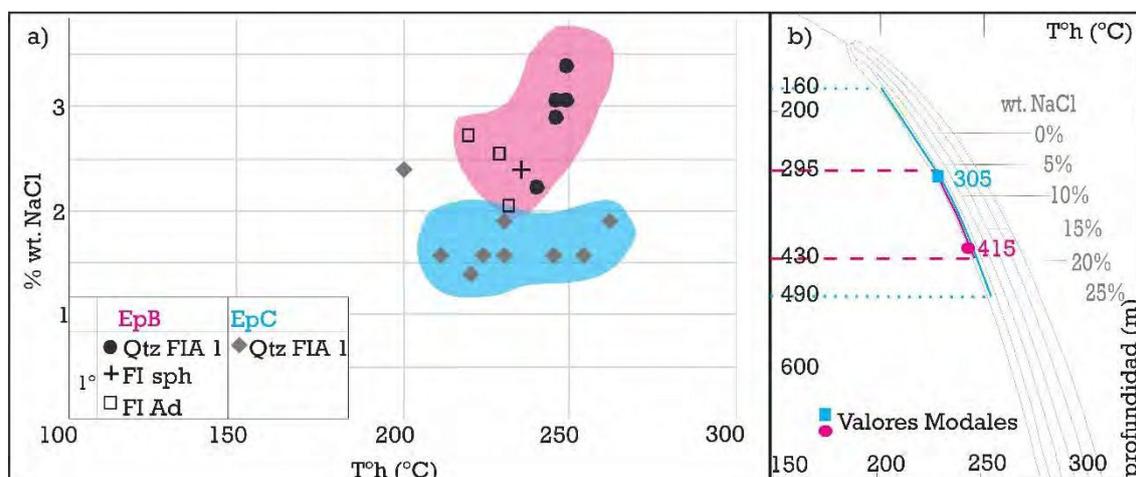


Figura 4.38 a) Diagrama de dispersión de los valores de temperatura de homogeneización y salinidad obtenidos en los ensayos microtermométricos en inclusiones fluidas primarias en minerales de los episodios B (rosado) y C (azul). b) Diagrama que determina la profundidad del nivel de ebullición bajo la paleosuperficie en función de la salinidad en % wt. NaCl eq y la T^h. Los valores cyan y magenta representan las profundidades calculadas usando las T^h modales de cada episodio, siendo 246°C para el Episodio B y 230°C para el Episodio C Tomado de Haas, 1971.

Las texturas principales de los pulsos que integran este episodio son bandeadas coloformes y crustiformes, estas texturas se originan a partir de los cambios en las

condiciones del fluido hidrotermal mientras sucede la ebullición (Dong *et al.*, 1995). A su vez se registran otros rasgos texturales que son indicadores de una fuerte apertura simultánea a la ocurrencia de este episodio de relleno, como lo es la presencia de pequeñas cavidades con drusas que se alinean en los bandeados del pulso 3, sugiriendo que la tasa de apertura era mayor a la tasa de relleno. Por otro lado, la presencia de texturas tipo cocardas que involucran comúnmente varios pulsos de este episodio, representan una variante del bandedado crustiforme originado en circunstancias de gran disponibilidad de espacio (Dong, *et al.*, 1995).

Los procesos que condicionan la evolución del fluido durante este episodio, también dejan su rastro en la mineralogía de mena y ganga, así como en las características de la alteración hidrotermal en la roca de caja. La presencia de adularia rómbica, carbonato hojoso y abundante calcedonia en los bandeados también evidencian indirectamente la ocurrencia de ebullición (Figura 4.37). Sin embargo, en este episodio la ebullición tiene una consecuencia aún más importante desde el punto de vista metalogénico que es la de desestabilizar los complejos que transportan los metales en el fluido, resultando en la formación de la mena metálica del yacimiento, algo que lo diferencia del resto de los episodios registrados en el SVC (Figura 4.37 d; Buchanan, 1981; Brown, 1986; Drummond y Ohmoto, 1985; Cooke y Simmons, 2000).

Mediante el estudio de la paragénesis mineral del relleno hidrotermal, es posible construir diagramas de estabilidad mineral para analizar las condiciones termodinámicas del fluido que dio origen a las vetas, incluyendo parámetros como el pH y la fugacidad de oxígeno (Figura 4.39; Reyes, 1990; Barton y Skyner, 1979), parámetros que pueden servir para aproximar el vehículo de transporte de Au en el fluido, que en los depósitos epitermales son comúnmente los complejos sulfurados, como el $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ o bien el $\text{OHAu}(\text{HS})_2$ (Berger y Henley, 1989; Cooke, *et al.*, 1996; Cooke y Simmons 2000; Einaudi *et al.*, 2003; Echavarría *et al.*, 2006). La generación de feldespatos potásicos a partir de los minerales micáceos (illita/sericita/muscovita) durante la ebullición, permiten interpretar que el fluido se encontraba en el límite entre los campos de estabilidad de estos minerales (Figura 4.39 a), lo que evidencia un pH neutro (entre 5 y 7) para el fluido hidrotermal. Al representar estas condiciones en los diagramas de actividad de oxígeno vs pH (Barton y Skyner, 1979), y considerando la mineralogía de la mena sulfurada (esfalerita pobre en Fe) es posible acotar el rango de valores de fugacidad de O_2 para el fluido entre -36,2 y -37,6 (Figura 4.39 b).

Siguiendo en esta línea, y como se desprende de la figura 4.40 (Cooke, *et al.*, 1996; Cooke y Simmons 2000; Einaudi *et al.*, 2003; Echavarría, 2004), el complejo $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ es estable a pH superiores a 5,4, mientras que el $\text{OHAu}(\text{HS})_2$ se formaría a pH más ácidos.

Las condiciones fisicoquímicas interpretadas para esta etapa del fluido hidrotermal, con pH cercanos a 6, son consistentes con la formulación del transporte del oro como $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ (Figura 4.40) de manera similar a otros depósitos epitermales (e.g., Bodie, California y Hishikari, Japón, Sillitoe y Hedenquist, 2003). Debido a que el incremento del pH aumenta la solubilidad del oro (Figura 4.40) es necesario que la ebullición se prolongue en el tiempo de manera que el efecto de la separación del H_2S (que es el que reduce la solubilidad del oro) prevalezca sobre el efecto del CO_2 en la acidez del sistema (Drummond y Ohmoto, 1985). Esto podría estar indicando diferencias en la intensidad de la ebullición durante las distintas fases del episodio B, siendo la fase principal (pulsos 2, 3 y 4) la de mayor intensidad en la ebullición, resultando en la depositación del Au en los pulsos mineralizantes; mientras que los pulsos de la fase final o tardía (pulsos 4b y 5) son estériles y se caracterizan por un fluido sobresaturado en sílice, que deposita abundante calcedonia y carbonatos de hábito hojoso.

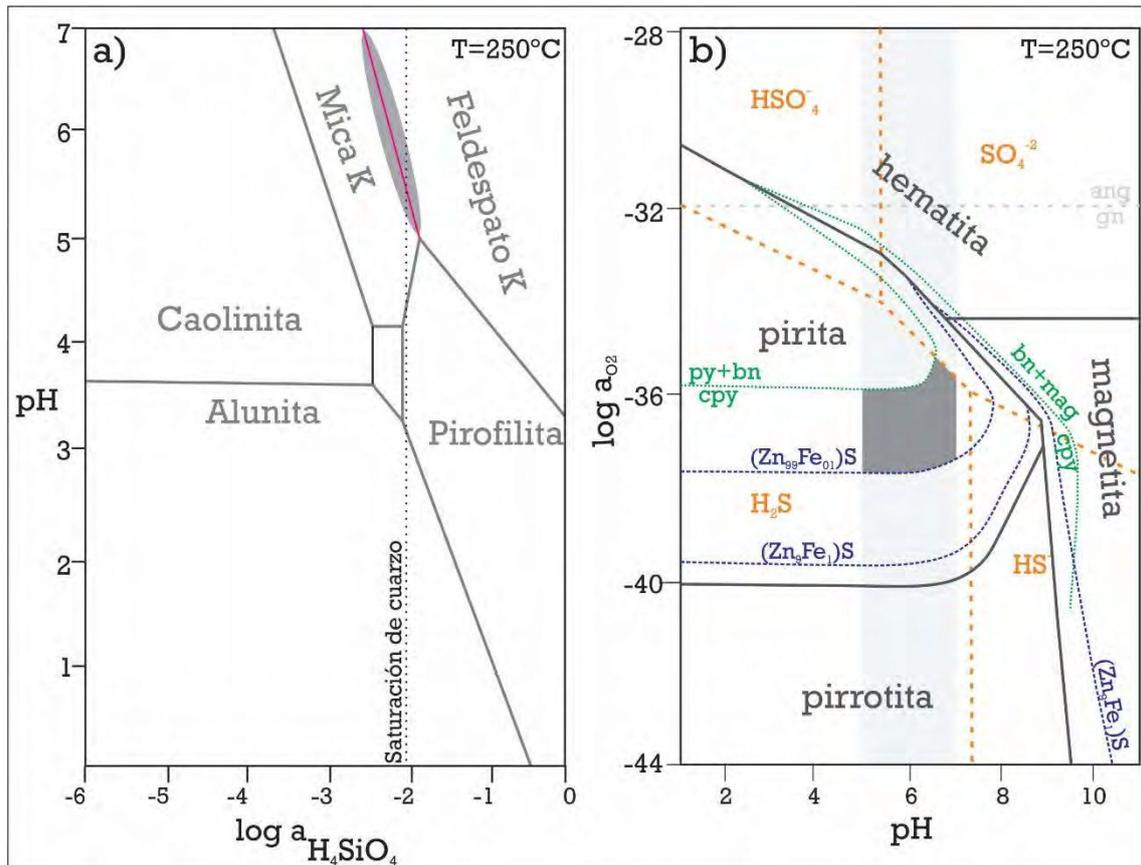


Figura 4.39 Diagramas de estabilidad mineral que reflejan las condiciones de pH y fugacidad de O₂ al momento de la ebullición utilizando una T= 250°C según los datos microtermométricos antes expuestos. En gris oscuro se muestran las condiciones del fluido en el Sistema Veta Central. a) Diagrama pH vs log a H₄SiO₄ basado en la mineralogía del halo de alteración de la estructura (tomado de Reyes, 1990). b) Diagrama de pH vs la fugacidad de O₂ que considera diferentes variables, en azul la composición de la esfalerita, en verde la mineralogía cuprífera; en gris la mineralogía de Fe y en naranja el estado de oxidación del azufre (tomado de Barton y Skyner, 1979).

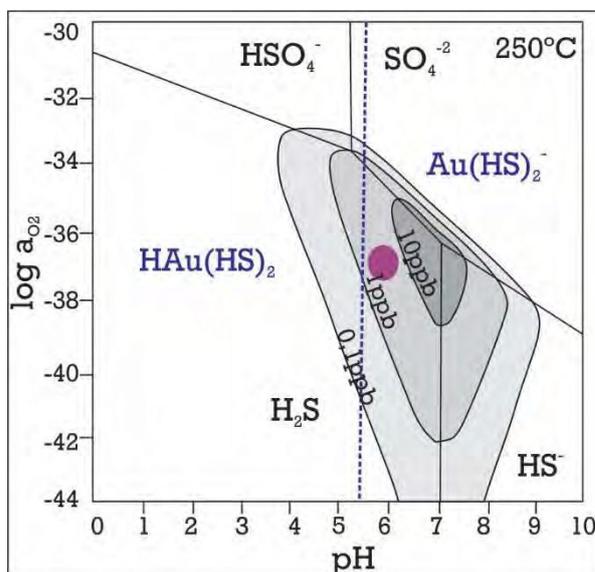


Figura 4.40 Diagrama de estabilidad de los complejos bisulfurados de Au a 250°C en función de los estados de oxidación del azufre. Las curvas representan la solubilidad del Au en ppb. El punto magenta representa las condiciones interpretadas del fluido hidrotermal en los diagramas de estabilidad mineral presentados en la figura 4.39

La distribución espacial de los pulsos que componen este evento permite realizar algunas consideraciones acerca de cómo se distribuyó la ebullición a lo largo de la estructura. La mayor abundancia de los pulsos 2 y 3 (en los que hay un mayor contenido de sulfuros de metales base) hacia los sectores profundos de la veta (Figura 4.9), podría sugerir la cercanía con la base del nivel de ebullición, del mismo modo que la presencia de sericita del pulso 4 con buen desarrollo cristalino en la parte profunda de la VCS (Sección 4), sugiere que en este sector de la veta la reacción de desestabilización de la Illita es incipiente (Figura 4.37 a; Buchanan 1981; Drummond y Ohmoto, 1985; Brown, 1986; Hedenquist *et al.*, 2000; Cooke y Simmons, 2000). En este sentido, se esperaría que la distribución de los pulsos mineralizantes (pulsos 3 y 4) se correlacione de manera lineal con la morfología de los clavos de alta ley. En la Figura 4.41 se observa la distribución de estos pulsos en la sección longitudinal del SVC sobre la que se delimita con línea punteada el contorno del clavo de alta ley de Au para cada una de las estructuras principales, observándose como el pulso 4 presenta una mayor abundancia en la parte alta del sistema, mientras que el pulso 3 rellena las partes medias a inferiores del clavo.

Si bien no fue posible correlacionar explícitamente el análisis geoquímico con los pulsos hidrotermales, de manera implícita podemos afirmar que la distribución de los metales está asociada a la presencia del Episodio B por la mineralogía de mena observada en los pulsos 2, 3 y 4 (Figuras 4.11, 4.13 y 4.18). De esta manera, y dado que la zonación geoquímica puede ser utilizada también como un indicador del nivel de exposición del sistema epitermal (e.g. Buchanan, 1981; Thompson, 1993; Tvalchrelidze, 1993), la distribución de los elementos metálicos analizados (Figura 4.4) podría estar indicando, una posible diferencia en el nivel de exposición entre las dos estructuras principales que componen el SVC (VCN y VCS). En la VCS se observa la presencia de mayores contenidos de metales base (Pb-Zn-Cu), lo que podría indicar que se trata de zonas más profundas dentro del sistema, o zonas donde precipitaron inicialmente los metales menos solubles (dirección de flujo), especialmente si se lo compara con VCN donde predominan los metales preciosos por sobre los contenidos de metales base. La distribución geoquímica de la Ag (ppm) demuestra cierta homogeneidad en todas las estructuras del sistema, signada por una fuerte concentración de este elemento por encima de la cota 1800m, lo que hace suponer que responde predominantemente a procesos de enriquecimiento supergénicos.

A partir de la distribución geoquímica de los elementos fue posible deducir también, la dirección y sentido del movimiento del fluido (Figura 4.7), a partir de la relación entre la distribución de elementos de diferentes rangos térmicos (Au-Ag y Pb-Zn), indicando que las

fallas de alcance regional orientadas NO-SE (e.g. donde se emplaza VCS) habrían funcionado como los canales del fluido hidrotermal.

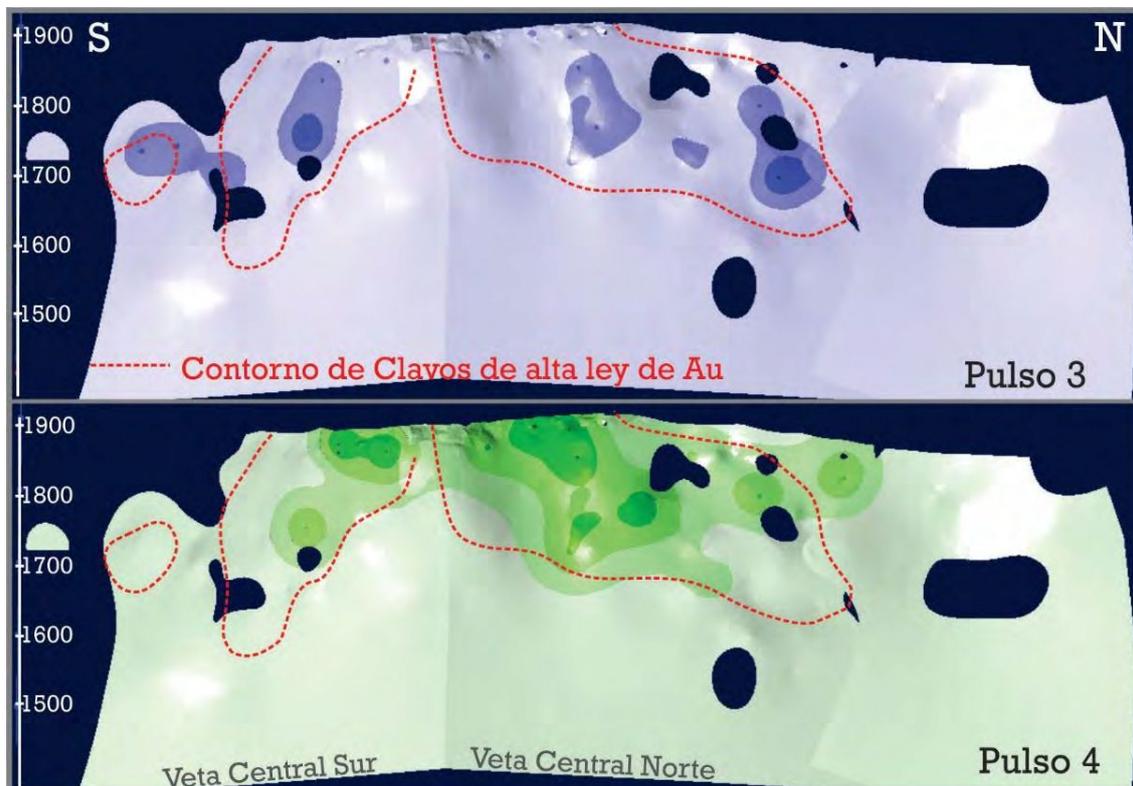


Figura 4.41 Comparación entre la distribución de los pulsos mineralizantes 3 y 4 del episodio B del relleno hidrotermal en el Sistema Veta Central y el contorno de la distribución del clavo de alta ley de Au según el contenido de este elemento en ppm.

Episodio C:

Las características de los pulsos que componen el episodio C (pulsos 6 y 7) evidencian que la ebullición ha sido un proceso también presente en esta etapa de la evolución del sistema por la presencia de textura coliforme y adularia en el pulso 6; y pseudomorfo hojoso de calcita e inclusiones fluidas bi- y monofásicas en fase vapor o con un factor de relleno variable en el pulso 7. Sin embargo, la ausencia de una mena metálica es la principal diferencia entre éste y el episodio anterior.

De acuerdo con el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas primarias, las $T^{\circ}h$ oscilan en un rango de 200 a 254 $^{\circ}C$ y las salinidades son menores que el episodio anterior, del rango de 1,4 a 2,4 % wt. NaCl eq. (Figura 4.38 a). Esta variabilidad podría estar sugiriendo la ocurrencia de una dilución de las soluciones hidrotermales por la mezcla con aguas meteóricas (Wilkinson, 2001). Esta hipótesis estaría apoyada también por las variaciones en la composición isotópica del $\delta^{18}O$ para los fluidos de los distintos episodios, que son ligeramente mayores en el caso de los pulsos del episodio B (Figura 4.33),

sugiriendo una menor participación de fluidos meteóricos. Sin embargo, la coexistencia de inclusiones bi- y monofásicas dentro de la misma familia de inclusiones primarias para el pulso 7 también resulta una evidencia de la ocurrencia de ebullición, por lo que la precipitación de las fases minerales de este episodio (C) habría tenido la influencia de ambos procesos.

Al igual que para el episodio anterior, a partir de los datos microtermométricos, se puede interpretar la profundidad del nivel de ebullición de acuerdo con el diagrama de Haas (1971). En este caso, los rangos de profundidad por bajo del paleo-nivel freático oscilan entre los 160 y 490 m para el nivel de ebullición, sin embargo, a partir de los valores modales de T^{oh} (230°C) y salinidad (1,57% wt. NaCl eq.) la profundidad aproximada sería de 305 m bajo el paleo-nivel freático (Figura 4.38 b), lo que estaría sugiriendo una somerización del nivel de ebullición entre ambos episodios.

La distribución de este episodio no ha sido homogénea a lo largo de toda la estructura, demostrado por las importantes variaciones texturales que, si bien normalmente son bandeadas, también generan texturas brechosas en zonas de menor permeabilidad y texturas con drusas en sectores con mayor apertura. Este episodio además se caracteriza por una primera etapa dominada por bandeados calcedónicos con adularia (pulso 6) que evidencian ebullición (Adam, 1920; Buchanan, 1981; Morrison, et al., 1990; Dong et al., 1995), que es luego seguida por un pulso de amatista con texturas en peine que sugiere condiciones levemente cambiantes, dominadas por enfriamiento en espacios abiertos donde el crecimiento cristalino ocurre con una baja saturación en sílice (Adam, 1920; Fournier, 1985; Dong *et al.*, 1995). Este cambio mineralógico y textural implicaría que este episodio tendría dos fases de desarrollo: una fase principal determinada por la ebullición y una fase tardía determinada por el enfriamiento del fluido en espacios abiertos y posible mezcla con fluidos meteóricos.

Fluidos y alteración hidrotermal

La paragénesis de minerales del halo de alteración asociado a las estructuras evidencia condiciones físico-químicas similares a las descritas para ambos eventos (episodios B y C), sugiriendo fluidos de pH neutro dado por la presencia de illita-esmectita; sin embargo, la presencia de adularia y calcita denotan una ligera alcalinidad (Hedenquist *et al.*, 2000). Esta paragénesis de alteración sugiere un rango de temperaturas de entre 160 y 270°C (Figura 4.42 a; Reyes, 1990), y podrían responder a una profundidad inferior a 500m en un sistema en ebullición de acuerdo con el esquema de Hedenquist *et al.*, (2000, Figura 4.42 b) estas

características son similares a las registradas por el estudio de inclusiones fluidas de ambos episodios. Minerales como la fengita, la paligorsquita y la dolomita estarían evidenciando abundancia de magnesio en los fluidos, posiblemente provenientes de la roca encajante de composición andesítica (Capítulo 2). La presencia de sericita de alta cristalinidad en la veta y de muscovita y epidoto en el halo de la estructura VCS podrían sugerir que se trata de una zona de mayor profundidad en el sistema, hipótesis apoyada también por la distribución de los metales base en la estructura (Figura 4.42 b; Reyes, 1990; Hedenquist *et al.*, 2000).

Por último, y de acuerdo con el modelo de Buchanan (1981) para depósitos epitermales donde ocurre ebullición, la textura, mineralogía y el contenido metálico de los episodios B y C del SVC se ubicarían dentro de la zona coliforme-crustiforme (Figura 4.43; Buchanan, 1981). Sin embargo, es posible identificar diferentes niveles de exposición entre las dos estructuras principales del sistema determinados por la zonación geoquímica y la mineralogía de alteración.

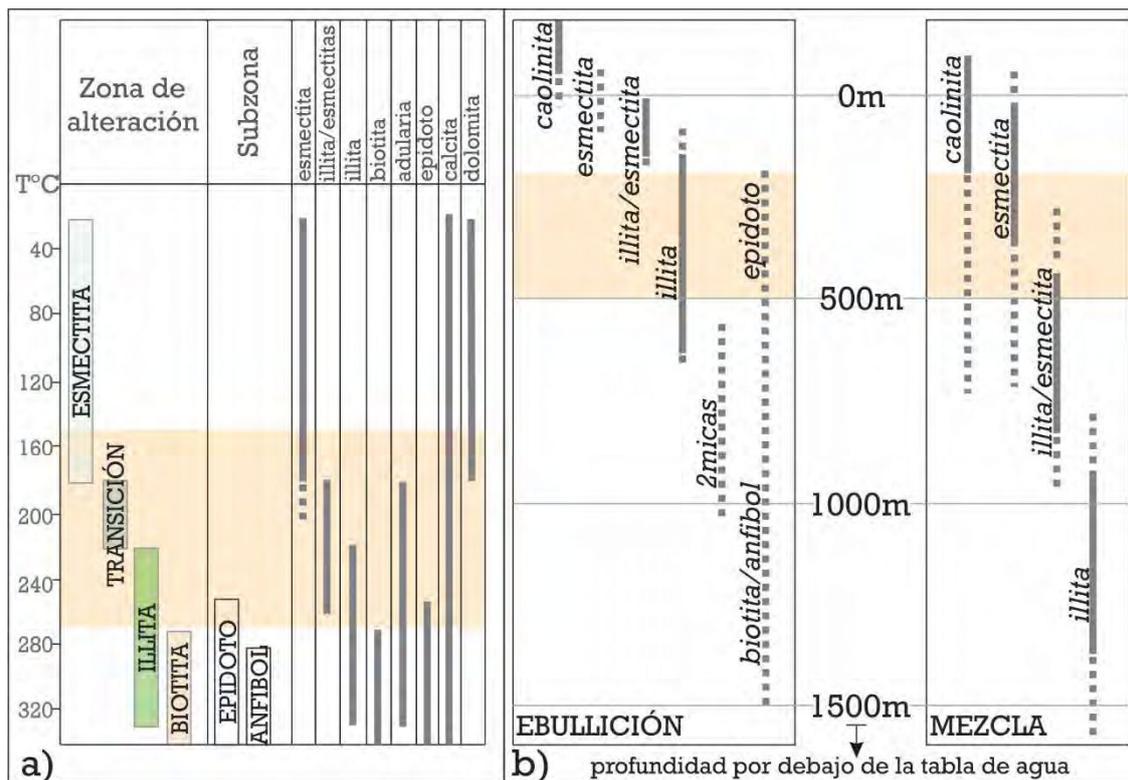


Figura 4.42 Diagramas de las asociaciones minerales de alteración en el Sistema Veta Central a) Temperatura que representa la asociación mineral en función de las temperaturas de estabilidad mineral. Modificado de Reyes (1990). b) Asociaciones minerales en función de la profundidad por debajo del paleo nivel de agua correspondientes a un sistema con ebullición y mezcla de fluidos respectivamente, la zona naranja corresponde a la mineralogía descrita para el Sistema Veta Central. Modificado de Hedenquist *et al.* (2000).

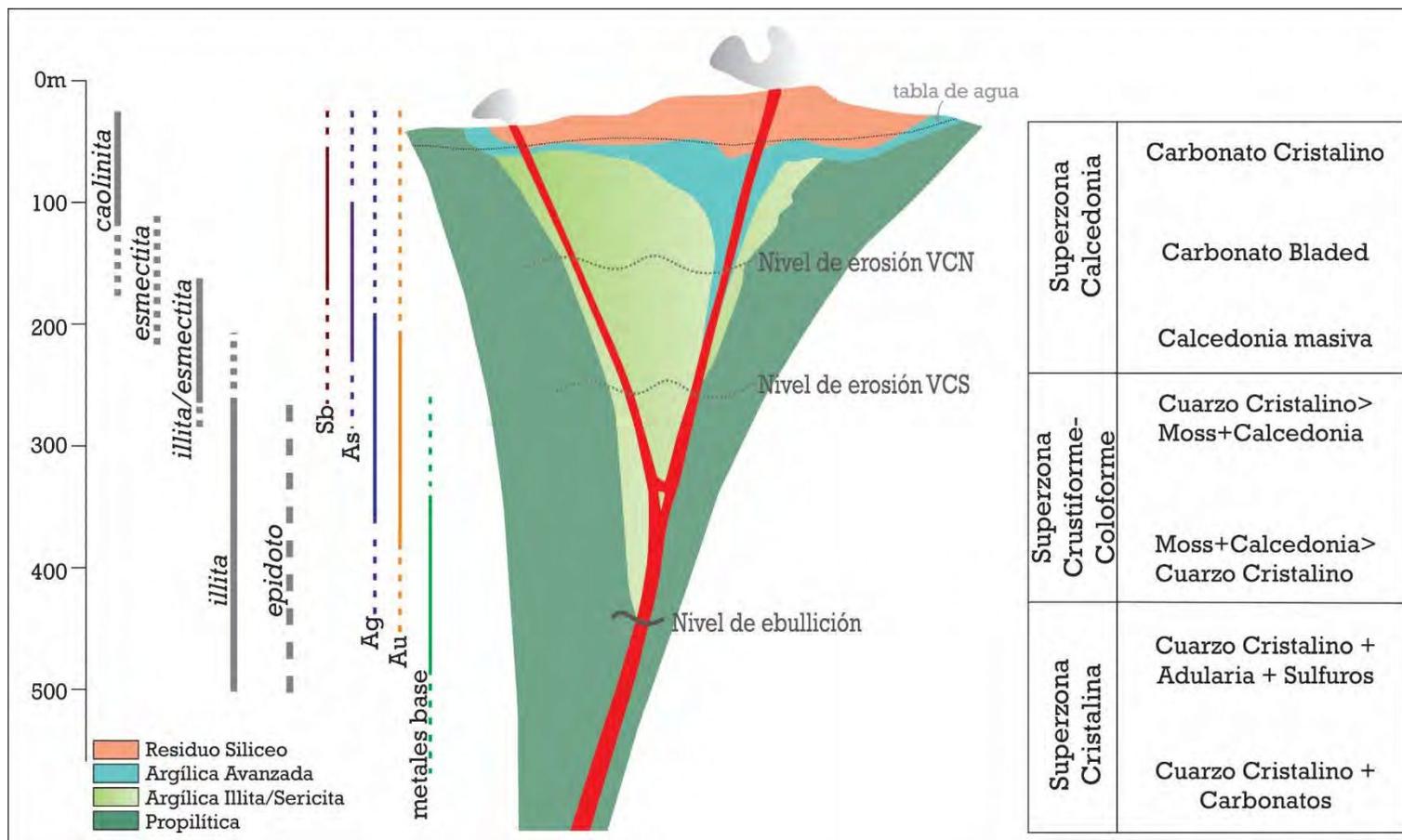


Figura 4.43 Modelo a escala de la zonación de texturas y alteración de un sistema típico epitermal vetiforme modificado de Buchanan, 1981. En la figura se proponen los niveles de erosión para las estructuras principales del Sistema Veta Central.

Colapso del Sistema

El **episodio D** (pulso 8) representaría el colapso del sistema epitermal sobre sí mismo. La formación de este pulso rico en carbonatos (ankerita, dolomita, siderita y calcita) estaría vinculada a la circulación de aguas bicarbonatadas descendentes (Simmons y Christenson, 1994; Simmons y Brown, 2000; Simmons *et al.*, 2005).

Simmons *et al.* (2005) demuestran por analogía con sistemas geotermales actuales (Ohaaki-Broadlands en Nueva Zelanda) que la calcita tardía se forma comúnmente por el descenso de aguas meteóricas calentadas por fase vapor, ricas en CO₂.

Estas aguas se forman cuando los gases producto de la ebullición del sistema (CO₂ y H₂S), alcanzan el paleo-nivel freático donde son absorbidas por las aguas freáticas frías (Simmons y Christenson, 1994; Simmons *et al.*, 2000) para formar dos tipos de aguas calentadas por fase vapor (“steam heated waters”), las aguas bicarbonatadas por debajo del nivel freático y las aguas sulfatadas por encima. Las aguas bicarbonatadas dan lugar a zonas de alteración con los minerales del grupo de las arcillas (illita, illita-esmectita, esmectita, caolinita), calcita y siderita, que se forman a temperaturas de hasta 150°C. La distribución de estas aguas depende de la topografía y los gradientes hidráulicos, circulando hacia las zonas más permeables (fracturas), pudiendo invadir zonas previamente ocupadas por las aguas cloruradas a medida que el sistema geotermal pierde energía (Simmons *et al.*, 2000). El descenso de estos fluidos es acompañado por un incremento de la temperatura, lo que provoca la precipitación de carbonatos (Fournier, 1985) formando una red de vetillas y brechas que se superponen a los rellenos previos.

Las aguas sulfatadas son producto de la acidificación de las aguas en la zona vadosa por la absorción del H₂S que se desprende de la ebullición, estas también pueden generar una alteración caolinítica (Corbett y Leach, 1997). Por otra parte, una fracción del H₂S que se desprende de la ebullición es fijado en forma de piritita (Hedenquist *et al.*, 2000), que comúnmente acompaña a los carbonatos de este pulso.

Los carbonatos del pulso 8 representan una serie isomórfica con composiciones variables de Ca, Mg, Fe, Mn similares a los mencionados para el distrito minero epitermal El Peñón de la Faja Paleocena (Warren, 2005).

Las zonas de mayor cizalla dentro de la estructura se evidencian por los brechamientos tectónicos cementados por una matriz de Si-Hem a partir de los fluidos residuales enriquecidos en sílice y óxidos de Fe (Episodio E).

Edad de la mineralización

La edad de la mineralización fue aproximada con un elevado grado de certeza a partir de las dataciones realizadas en los laboratorios del SERNAGEOMIN por el método Ar^{39}/Ar^{40} aportadas por la empresa Yamana Gold Ltd. durante el año 2006 (Zuluaga *et al.*, 2006; Matthews *et al.*, 2010; Espinoza *et al.*, 2011). Dado el pequeño tamaño y la baja cantidad de adularia en los pulsos mineralizantes que conforman las vetas, la empresa debió realizar los estudios sobre adularias de la zona de alteración de las vetas, dado que es donde mejor se desarrolla este mineral.

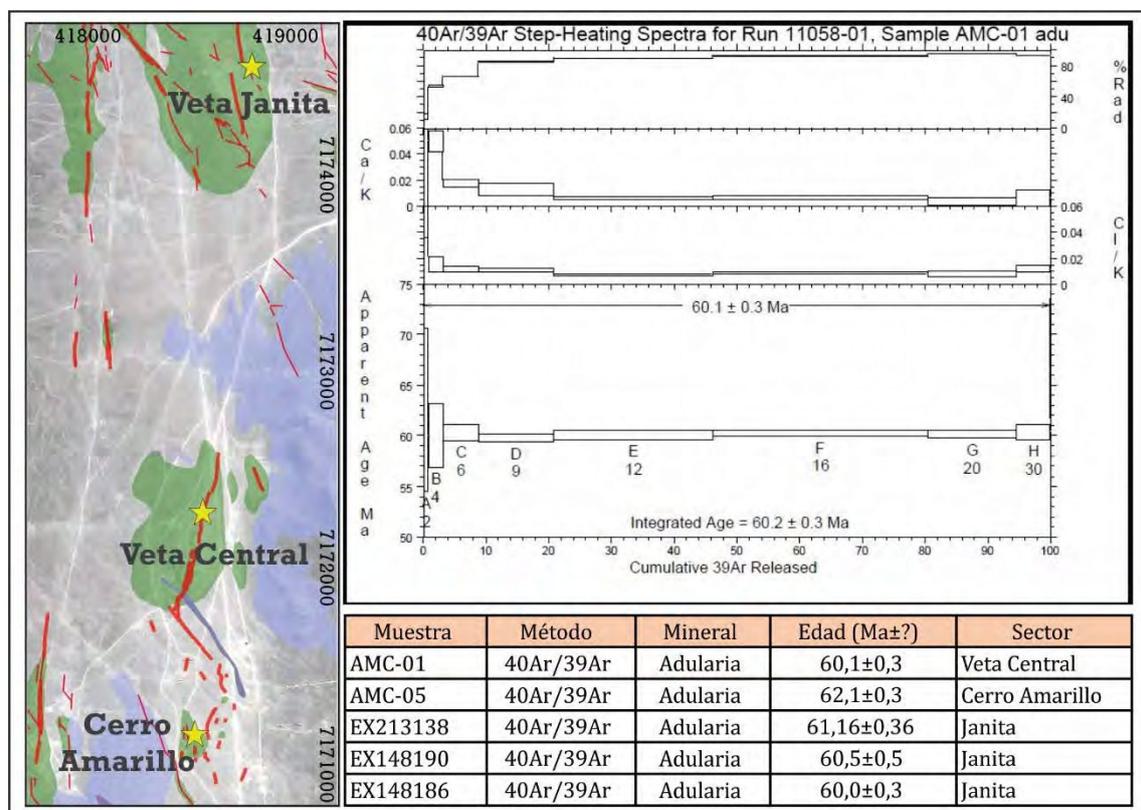


Figura 4.44 Datos correspondientes a las dataciones realizadas sobre la alteración epitelmal del Distrito Amancaya. En el mapa se muestra la ubicación de los sectores analizados, mientras que en la tabla se detallan los métodos y resultados obtenidos. El gráfico corresponde a las edades obtenidas en la muestra AMC-01 situada en la zona de alteración de Veta Central (Tomado de Zuluaga *et al.*, 2006).

Una de las muestras analizada corresponde a la zona de alteración de Veta Central, la misma fue realizada sobre cristales de plagioclasas reemplazados por adularia, arrojando una edad plataux de $60,1 \pm 0,3$ Ma, lo que ubica a la mineralización en el Paleoceno Medio (Selandiense; Figura 4.44; Cohen *et al.*, 2013). También se realizaron dataciones por el mismo método en el sector del Cerro Amarillo, ubicado inmediatamente al sur de Veta

Central (Figura 4.44), esta vez sobre plagioclasa reemplazada por sericita y adularia, lo que arrojó una edad de $62,1 \pm 0,3$ Ma., la diferencia con la edad obtenida en Veta Central podría estar condicionada por un reemplazo parcial del mineral original (Zuluaga *et al.*, 2006). También en el distrito, pero más hacia el Norte, fueron datadas tres muestras en la zona de alteración de la veta Janita (Figura 4.44), las muestras corresponden a andesitas y dacitas con hornblenda con alteración a adularia. Las edades plateaux obtenidas son de $61,1 \pm 0,3$ Ma., $60,5 \pm 0,5$ Ma. y $60,0 \pm 0,3$ Ma. (Matthews *et al.*, 2010).

Otros depósitos epitermales con edades radimétricas dentro de la Faja Paleocena incluyen el depósito de baja sulfuración El Peñón, con una edad de 52-53 Ma (Warren, 2005), y el depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco que presenta edades entre 43-49 Ma (Espinoza *et al.*, 2011).

4.9 Consideraciones finales

La composición isotópica del oxígeno registrada en el cuarzo de los principales episodios hidrotermales sugiere que, el fluido que dio origen a la mineralización, resulta de una mezcla de fluidos meteóricos con un pequeño aporte magmático (Figura 4.36). Esa componente magmática podría estar vinculada a la actividad magmática del arco Paleoceno Inferior que dio origen a las unidades volcánicas aflorantes en el distrito (Capítulo 2). La composición del campo de esfuerzos imperante en ese momento (Capítulo 3) permitió la generación de un conjunto de fracturas por las cuales circularon los fluidos hidrotermales que dieron origen a las estructuras vetiformes descritas en este capítulo. La vectorización del flujo a partir de las relaciones entre los elementos metálicos permite pensar que los canales por los que se movieron los fluidos hidrotermales fueron las estructuras de rumbo NO-SE (Figura 4.7), que tienen un alcance regional y una larga trayectoria evolutiva, y es a través de ellas que alcanzan las estructuras de rumbo NE-SO y NNE-SSO locales y de mayor apertura.

Los cambios de presión en las estructuras provocados por la tectónica sinmineralización, serían los responsables de la superposición de pulsos mineralizados y estériles en el cuerpo de la veta al incidir la profundidad de la ebullición (Reed y Spycher, 1985).

El Episodio B, corresponde al evento mineralizante de alta ley originado por el efecto de una importante ebullición controlada estructuralmente. Este proceso ocurrió a profundidades de alrededor de 415 m a partir de fluidos con temperaturas de entre 228 y 246°C, y salinidades del orden del 2 a 3,5%wt NaCl eq. Las condiciones de fugacidad de O_2 y el pH de estas soluciones habrían favorecido el transporte del oro mediante el anión complejo $Au(HS)_2^-$, desestabilizado al ocurrir la ebullición del fluido, favoreciendo la precipitación del oro (Figura 4.45).

El Episodio C, corresponde un evento tardío y estéril originado por una combinación de procesos de ebullición (en primer lugar) y mezcla con fluidos meteóricos frescos (en segundo término). Si bien el estudio de inclusiones fluidas sugiere que la temperatura de los fluidos se habría mantenido respecto al episodio anterior (con valores de entre 200 a 254°C), la salinidad disminuyó a valores de entre 1,4 y 2,4 % wt. NaCl eq (posiblemente influenciado por procesos de mezcla). Esto fue acompañado por una somerización en el nivel de ebullición del sistema, que pasa a estar ubicado a unos 305m bajo el paleo-nivel freático (Figura 4.45).

La alteración hidrotermal presente en el halo desarrollado en los márgenes de la estructura presenta una asociación mineral que coincide con la propuesta por Hedenquist

et al., 2000 para una alteración desarrollada en entorno a un fluido epitermal en ebullición de naturaleza neutra a levemente alcalina, y con temperaturas de entre 160 y 270°C. Estas interpretaciones son coherentes con la información provista por los estudios de inclusiones fluidas, que a su vez ubican el depósito en el rango de Sistemas epitermales de acuerdo con (Wilkinson, 2001), especialmente aquellos enriquecidos en Au (Albinson 2001; Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Posteriormente, y durante la etapa de colapso del sistema hidrotermal, aguas calentadas por vapor ("Steam Heated") habrían descendido por las fracturas que alojan las vetas, produciendo la depositación de carbonatos que rellenan y brechan a los pulsos originados anteriormente, dando lugar a la etapa final de la evolución del yacimiento (Episodio D; Figura 4.45).

Las características texturales y la distribución geoquímica demostradas en este capítulo concuerdan con lo propuesto en el capítulo 3 referido a que la mayor apertura se habría originado en la VCN. Por otra parte, estas características sugieren que en la VCS se manifestaría la parte más profunda del sistema, pudiendo implicar diferencias en el nivel de exhumación de las estructuras por efectos de la tectónica postmineralización.

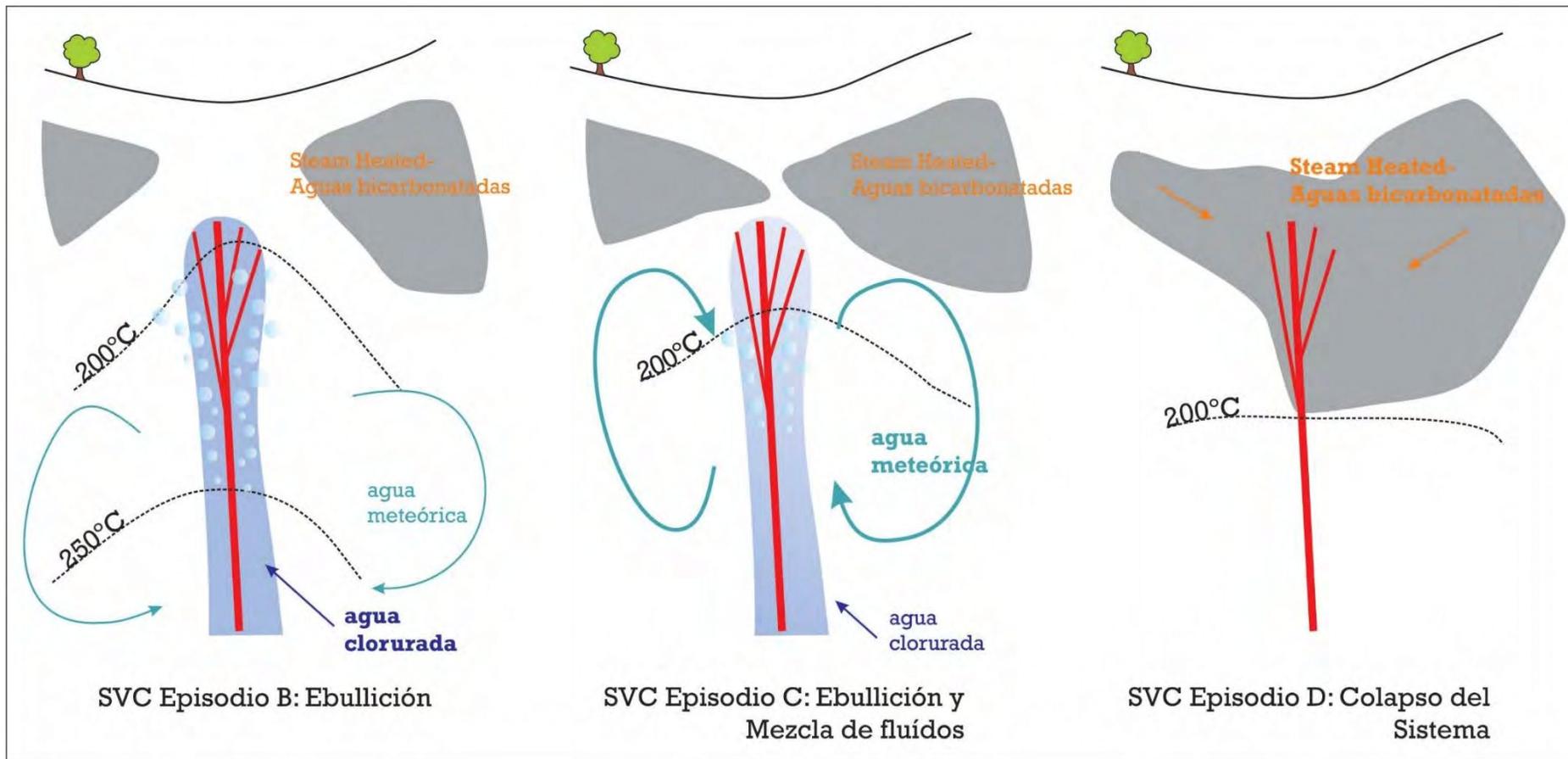


Figura 4.45 Esquema de circulación de fluidos en las etapas de formación del relleno hidrotermal para el Sistema Veta Central. Modificado de Simmons et al., 2000.

4.10 Referencias

- Adams, S. F., 1920. A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology*, 15(8): 623–664.
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole y 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.
- AusSpect International Ltd., 2008. *Spectral Interpretation Field Manual*. GMEX, 3^o edition. 189 p.
- Barton, P. B., Jr., y Skinner, B. J., 1979, Sulfide mineral stabilities, in Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Second Edition: New York, Holt, John Wiley & Sons: 278-403.
- Berger, B.R. y Henley, R.W., 1989. Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States. *Economic Geology* 84: 405-423.
- Bodnar R.J., 2003. Reequilibration of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32: 213-230
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12 Vol. 57: 683-684.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T. J. y Kuehn, C. A., 1985. Fluid-Inclusion Systematics in Epithermal Systems. *Reviews in Economic Geology* v.2: 73-97.
- Brown, W.H., 1935. Quantitative Study of Ore Zoning, Austineville Mine, White County, Virginia. *Economic Geology* v.30: 425-436.
- Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6: 229-250.
- Brown, K.L., 1986, Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand: *Economic Geology*, v. 81: 979–983.
- Buchanan, L.J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest: *Arizona Geological Society Digest* 14: 237–262.
- Clark, M. y Titley, S. R., 1988. Hydrothermal evolution in the formation of silver-gold veins in the Tayoltita Mine, San Dimas District. *Economic Geology* vol. 83 (8): 1830-1840.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. y Fan, J.-X. (2013; updated) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Cooke, D. R., McPhail, D. C. y Bloom, M. S., 1996. Epithermal Gold Mineralization, Acupan Baguio District, Philippines: Geology, Mineralization, Alteration, and Thermochemical Environment of Ore Deposition. *Economic Geology*, 91: 243-272.
- Cooke, D. y Simmons, S., 2000. Characteristics and genesis of Epithermal Gold Deposits. *SEG Reviews* 13: 221-244.
- Corbett, G. J. y Leach, T. M., 1997. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, Alteration, and Mineralization. *Short course manual*: 318 p.
- Dong, G. y Morrison, G., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural stage and origin. *Mineral Deposita* 30: 11-19.

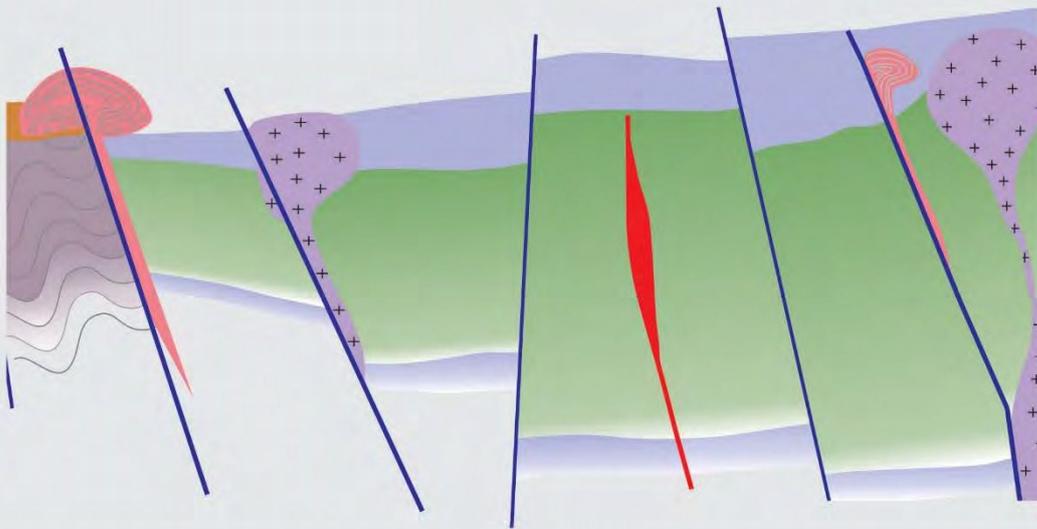
- Dong, G., Morrison, G. y Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland – Clasificación, Origin and Implication. *Economic Geology*, v. 90: 1841-1856.
- Drummond, S.E. y Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology* 80: 126-147.
- Echavarría, L., 2004. Los fluidos hidrotermales formadores de la mineralización epitermal el Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (1): 70-82.
- Echavarría, L., Nelson, E., Humphrey, J., Chavez, J., Escobedo, L. y Iriondo, A., 2006. Geologic Evolution of the Caylloma Epithermal Vein District, Southern Perú. *Economic Geology*, v. 101: 843–863.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W., y Inan, E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids. Society of Economic Geologists Special Publication 10*: 285–314.
- Espinoza, F., Matthews, S., Cornejo, P. y Venegas, C., 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Faure K., Matsuhisa Y., Metsugi H., Mizota C., Hayashi S., 2002. The Hishikari Au-Ag Epithermal Deposit, Japan: Oxygen and Hydrogen Isotope Evidence in Determining the Source of Paleohydrothermal Fluids. *Economic Geology* 97: 481-498.
- Field C.W. y Fifarek, R.H., 1985. Light Stable-Isotope Systematics In The Epithermal Environment. *Reviews in Economic Geology* v. 2: 99-128
- Fournier R. O., 1985. The behavior of silica in hydrothermal solution. *Reviews in Economic Geology* v.2: 45-61.
- Gaines R. V., Skinner, H.C.W., Foord, E.E., Mason, B. y Rosenzweig A., 1997. Dana's new mineralogy. John Wiley & Sons Inc; Edición: 8th Revised edition.
- Galina, M., 2019. Geología y Metalogénesis del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Desierto de Atacama, Chile. Tesis Doctoral FCNyM-UNLP, Buenos Aires, Argentina. 203 p.
- Gemell, J. B., Simmons, S. F. y Zantop, H., 1988. The Santo Nifio Silver-Lead-Zinc Vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: Part I. Structure, Vein Stratigraphy, and Mineralogy *Economic Geology* Vol. 83: 1597-1618.
- Giggenbach, W., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 113: 495-510.
- Goldstein, R. H. y Reynolds, T. J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: *Society for Sedimentary Geology Short Course* 31, 199 p.
- Goodell, P. C. y Petersen, U., 1974. Julcani Mining District, Peru: A Study of Metal Ratios. *Economic Geology* Vol. 69: 347-361.
- Gutiérrez, A. A., Chong, G.D. y Espinoza S. R., 2006. Niveles De Exposición De Yacimientos Del Distrito Minero Agua De Dionisio (Ymad), Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 269-278.
- Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66(6): 940–946.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr., y Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 13: 245–277.

- Hedenquist, J.W. y Henley, R.W., 1985. The importance of CO on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology* 80: 1379-1406.
- Kerr, P. F., 1965. *Mineralogía Óptica*. Ediciones Castilla, Madrid, España. 433p.
- Linke, W. F., 1965. Solubilities of inorganic and metal organic compounds. *Amer. Chem. Soc.*, pp. 1914.
- Matthews, S., Espinoza, F., Cornejo, P., Venegas, C., 2010. Carta Altamira, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Santiago de Chile, Chile. 67 p.
- Micklethwaite, S., Sheldon, H. A. y Baker, T., 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and Discovery. *Journal of Structural Geology* 32: 151-165.
- Moncada, D., Mutchler S., Nieto, A., Reynolds, T.J., Rimstidt, J.D. y Bodnar, R.J., 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag-Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114: 20-35.
- Morrison, G. Dong, G y Jaireth, S., 1990. Textural zoning in epithermal quartz veins. Ed. Klondike Exploration Service, 33p.
- O'Neill, J. R. y Silberman, M. L., 1974. Stable isotopes relations in epithermal Au-Ag deposits. *Economic Geology* 67: 902-909.
- Park, C. F. y Mac Diarmid, R. A. 1964. *Ore Deposits*. Gilluly J., y A. O. Wood-ford (Eds). Freeman Co. San Francisco, 475 p.
- Reed, M. H. y Spycher, N. F., 1985. Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: A numerical modeling approach. *Reviews in Economic Geology* v.2: 249-272.
- Reyes, A.G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43: 279-309.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, vol. 12, 644 p.
- RPA, 2017. Technical Report on The Guanaco and Amancaya Gold project, Antofagasta Region (II), Chile. Technical Report NI 43101, 377p.
- Sander, M.V. y Black, J.E., 1988. Crystallization And Recrystallization Of Growth-Zoned Vein Quartz Crystals From Epithermal Systems--Implications For Fluid Inclusion Studies. *Economic Geology* Vol. 83: 1052-1060.
- Saunders, J.A., 1994. Silica and gold textures in bonanza ores of the Sleeper deposit, Humboldt County, Nevada: Evidence for colloids and implications for epithermal ore-forming processes: *Economic Geology*, v. 89: 628-638.
- Sheppard, S., 1986. Stable isotope in high temperature geological processes. En: Valley, J., Taylor, H., O'Neil, J. (editors). *Reviews in mineralogy*, Vol. 16: 165-184.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication* 10: 315-343.
- Simmons, S.F. y Browne, P.R.L., 2000. Hydrothermal Minerals and Precious Metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for Understanding Low-Sulfidation Epithermal Environments. *Economic Geology* 95: 971-999.

- Simmons, S.F., Arehart, G., Simpson, M. P., y Mauk, J. L., 2000. Origin of Massive Calcite Veins in the Golden Cross Low-Sulfidation, Epithermal Au-Ag Deposit, New Zealand. *Economic Geology* Vol. 95: 99-112.
- Simmons, S.F., y Christenson, B.W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*, v. 294: 361-400.
- Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, *Economic Geology* 100th Anniversary Volume: 485-522.
- Simpson, M. P. y Arribas, A., 2018. Short-wave infrared (SWIR) reflectance spectrometric characterisation of clays from geothermal systems of the Taupō Volcanic Zone, New Zealand. *Geothermics* 73 (2018): 74-90.
- Skinner, B. J. 1979. The Many Origins of Hydrothermal Mineral Deposits. 2nd Edition, pp. 1-21. en H. L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley, New York.
- Taylor B., 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. *Japan Geological Survey Report*, 279: 190-194.
- Thiersch, P.C., Williams-Jones, A.E. y Clark, J.R., 1997, Epithermal mineralization and ore controls of the Shasta Au-Ag deposit, Toadogone District, British Columbia, Canada: *Mineralium Deposita*, 32: 44-57.
- Thompson, A.J.B., Hauff, P.L. y Robitaille, A.J., 1999. Alteration Mapping in Exploration: Application of Short-Wave infrared (SWIR) Spectroscopy. *Society of Economic Geologists newsletter* 39: 16-27.
- Thompson, J. F. H. 1993. Application of Deposit Models to Exploration. En *Mineral Deposit Modeling*, Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe R. I., y Duke, J. M. (eds.) *GAC Special Paper* 40: 42-51.
- Tvalchrelidze, A.G. 1993. Quantitative Models of Vein-type Ore Deposits and a Theory of Rhythmical Zoning. En Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R. I. y Duke, J.M. (eds.) *Mineral Deposit Modeling*, AC Special Paper 40: 751-760.
- Velasco, F., 2004. Introducción al estudio de las Inclusiones Fluidas. Departamento de Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco, España. XXIII Curso Latinoamericano De Metalogenia. 98p.
- Warren, 2005. Geology, geochemistry, and genesis of the El Peñón epithermal Au-Ag deposit, northern Chile: Characteristics of a bonanza-grade deposit and techniques for exploration. Geology Department, The University of Auckland, Tesis Doctoral inedita 428 p.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.
- Wu, I. y Petersen, U., 1977. Geochemistry of tetrahedrite and mineral zoning at Casapalca, Peru. *Economic Geology* vol. 72 (6): 993-1016.
- Yanga, K., Browne, P.R.L., Huntington, J.F., Walshea, J.L., 2001. Characterising the hydrothermal alteration of the Broadlands ± Ohaaki geothermal system, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy.
- Zuluaga J.I., Soto, J.D. y Gallardo, J.L., 2006. Informe geológico-técnico del Prospecto Amancaya, II Región, Chile (II Edición actualizada). Informe Interno Minera Meridian. 75 p.
- Zheng, Y.F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 1079-1091.

Capítulo 5

Consideraciones Finales



5. Consideraciones Finales

A partir del descubrimiento de El Peñón en el año 1992, la Faja del Paleoceno ha tomado gran importancia como foco de exploración de depósitos epitermales de similares características. Esto motivó el desarrollo de una fuerte actividad exploratoria en el campo de vetas del Distrito Amancaya a través de los años, hasta convertirse actualmente en una mina en operaciones.

Los trabajos de investigación se enfocaron sobre la principal estructura descubierta hasta el momento en el distrito por la amplia disponibilidad de información que se tiene sobre la misma. La focalización de la exploración sobre el SVC (Sistema Veta Central) ha determinado que exista poca información disponible sobre las otras estructuras del distrito.

Este capítulo se divide en dos partes, en la primera se integran los datos y discusiones de los capítulos previos con el fin de proponer un **modelo genético**. El modelo genético (metalogenético) de un depósito mineral consiste en una caracterización e interpretación de la historia evolutiva a partir de observaciones y mediciones empíricas realizadas sobre el mismo (Henley y Brown, 1985; Corbett y Leach, 1998; Figura 5.1).

Luego, en la segunda parte, el modelo metalogenético es utilizado para la elaboración de un **modelo de exploración** que representa un modelo predictivo hacia el resto del distrito con el foco en el descubrimiento de nuevos sectores mineralizados (Henley y Brown, 1985; Corbett y Leach, 1998)

5.1 Modelo Metalogenético

El Sistema Veta Central se emplaza en rocas del miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania del Paleoceno inferior en el piso Selandiense (Capítulo 2), este vulcanismo se desarrolló en un régimen tectónico levemente extensional asociado al arco volcánico Paleoceno, de orientación oblicua a la subducción normal entre la placa de Farallones y la placa Sudamericana (Mpodozis *et al.*, 1995; Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.* 2009).

El sistema estructural en el cual se desarrolla el vulcanismo del distrito tiene una morfología de hemigraben cuyo límite occidental está representado por el Sistema de Fallas Peineta y en el extremo oriental por el Sistema de Fallas Morros Blancos (Capítulo 2; Matthews *et al.*, 2010; Páez *et al.*, 2016; Figura 5.1), sobre esta última estructura se emplaza el Centro Efusivo Morros Blancos (CEMB) que representaría el eje magmático del arco para

el Paleoceno Inferior. Estas Fallas de alcance regional son las equivalentes a las fallas de entorno (de orientación dominante paralela a la orientación general del arco, NNE-SSO) propuestas para el rifting oblicuo a la extensión, régimen bajo el cual se desarrolla el arco en este periodo. Los productos volcánicos rellenan el depocentro con una sucesión de lavas y rocas piroclásticas que son intruidas por diques y cuerpos subvolcánicos comagmáticos que representan una serie calcoalcalina con tendencia al alto potasio (Figura 2.14). La estructuración de la cuenca es compleja y está influenciada por la oblicuidad del arco respecto de la subducción normal, determinando un esquema de fallas de entorno y fallas internas (ortogonales a la extensión de rumbo N-S y estructuras de transferencia en diversas orientaciones) que responde a una configuración de esfuerzos particular, donde σ_1 es vertical y en el plano horizontal, el esfuerzo intermedio (σ_2) oscila entre 1° y 10° , mientras que el menor esfuerzo (σ_3) entre 91° y 100° . Esta estructuración define una serie de bloques determinados por fallas de orientaciones dominantes N-S y NO-SE que generan un paleorelieve escabroso.

Las vetas del Sistema Central responden a dos orientaciones dominantes concordante con las fallas internas. En rumbo NO-SE se emplaza la Veta Central Sur (VCS) y en un rumbo general NNE-SSO se emplazan Veta Central Norte (VCN), Veta Central Norte 2 (VCN2), Pía y Amalia. Solo Cecilia, una estructura menor, presenta un rumbo N-S de alcance limitado (Figura 3.6). La oblicuidad de cada una de estas estructuras respecto del vector de apertura N283 para el momento sinmineralización, determinará el grado de apertura y de cizalla que demuestre, siendo las vetas de rumbo general NNE-SSO las de mayor apertura del sistema (Figura 3.14).

El gran volumen del vulcanismo favoreció la circulación de aguas magmáticas a través de unidades permeables y fracturas, formando sistemas geotermales a lo largo del arco volcánico (Charrier *et al.*, 2009; Warren, 2005; Matthews *et al.*, 2010; Espinoza *et al.*, 2011; Galina, 2019). Las estructuras de alcance regional y orientaciones NO-SE habrían actuado como canales de fluidos, tanto en el momento T0 del magmatismo, evidenciado por los diques de pórfido andesítico con hornblenda que alimentan pequeños stocks subcirculares (Figura 3.5), como en el momento T1 (sinmineralización) de acuerdo con la vectorización de elementos químicos en las vetas del SVC (Figura 4.7). Estos fluidos hidrotermales, al moverse se diluyeron mezclándose con aguas meteóricas, originando el fluido parental de la mineralización del Sistema Veta Central, caracterizado por un pH neutro a levemente alcalino, baja salinidad y temperaturas del orden de los 240°C (Capítulo 4).

La configuración de los esfuerzos al momento T1 permitió que la apertura genere la succión de estos fluidos que, al descomprimirse, entraron en ebullición y generaron la

depositación de calcedonia, cuarzo, adularia y carbonatos con texturas bandeadas coloformes y crustiformes (las texturas dominantes de las vetas estudiadas), con abundantes cavidades evidenciando la fuerte disponibilidad de espacio (Capítulo 4).

La ebullición generó una serie de cambios químicos y físicos que determinaron, en gran medida, la formación del depósito (Capítulo 4). El enfriamiento y la volatilización de los gases en el fluido generan sobresaturación en sílice, una condición que determina la precipitación rápida de calcedonia en arreglos coloformes y crustiformes (las texturas dominantes de las vetas estudiadas). La intermitencia de los pulsos de apertura en las estructuras, generó cambios cíclicos en las condiciones del fluido provocando la alternancia de bandas coloformes-crustiformes. Texturas de drusas son frecuentes intercaladas en el bandeado evidenciando la fuerte disponibilidad de espacio. En este contexto se produce la desestabilización de las arcillas y los minerales micáceos para dar lugar a la formación de cristales de adularia que se disponen formando bandas intercaladas con la calcedonia. Este mecanismo, favorece también la precipitación de carbonatos por el aumento del pH y la disminución de la presión parcial del CO_2 y es clave en la depositación del Au, el que es transportado desde la fuente como un complejo bisulfurado, y al reaccionar con el H_2S desprendido durante la ebullición, produce la precipitación de Au. La concentración de los metales es proporcional a la intensidad de la ebullición, por lo que las mayores leyes están en las zonas de mayor apertura de la estructura (Capítulos 4), definiendo clavos dilatacionales cuya morfología está condicionada por la tectónica sinmineralización (Capítulos 3).

El vapor y los gases producto de la ebullición (H_2S y CO_2) ascienden a través de la roca encajante hasta toparse con la zona vadosa, donde condensa la fase vapor y los gases son absorbidos por las aguas frías de poca profundidad, generando lo que se conoce como aguas calentadas por vapor ("steam-heated": Hedenquist, 1990; Simmons *et al.*, 2000). La absorción del CO_2 genera la bicarbonatación de las aguas, mientras que la absorción del H_2S genera aguas sulfatadas ácidas. Estos fluidos pueden descender a lo largo de las estructuras, sobreimprimiendo una nueva mineralogía sobre los productos generados por los fluidos clorurados neutros (Rye *et al.*, 1992; Simpson y Arribas, 2018). En el caso del SVC, durante las etapas finales de la evolución del sistema, aguas bicarbonatadas someras habrían descendido por las estructuras con mayor apertura del sistema (VCN y auxiliares) generando un episodio de relleno de carbonatos dominados por ankerita-dolomita (Capítulo 4). Este evento tardío también habría dado lugar al desarrollo de una nueva asociación de minerales de alteración que se sobreimpone a la paragénesis generada por los fluidos mineralizantes (Capítulo 4).

La tectónica sinmineralización genera pequeños brechamientos en las vetas con una matriz de sílice hematita localizados principalmente en las zonas de transferencias entre estructuras. La tectónica postmineralización genera un importante retrabajo en la VCS, la que originalmente se aloja en una estructura posiblemente heredada de eventos preminerales, y que ha tenido una fuerte actividad en etapas postminerales, responsables posiblemente de que la morfología del clavo de alta ley en esta estructura no concuerde con lo esperado según la tectónica sinmineralización (Capítulo 3).

No se descarta que esta actividad tectónica postmineral haya provocado el basculamiento del bloque que aloja la VCN unos 20° hacia el Norte, ya que las capas de surge intercaladas en la Brecha Amancaya que se suponen con una depositación subhorizontal, tienen un leve buzamiento hacia el NE (N20°) que coincide con el plunge del clavo mineralizado para VCN (20° hacia el norte).

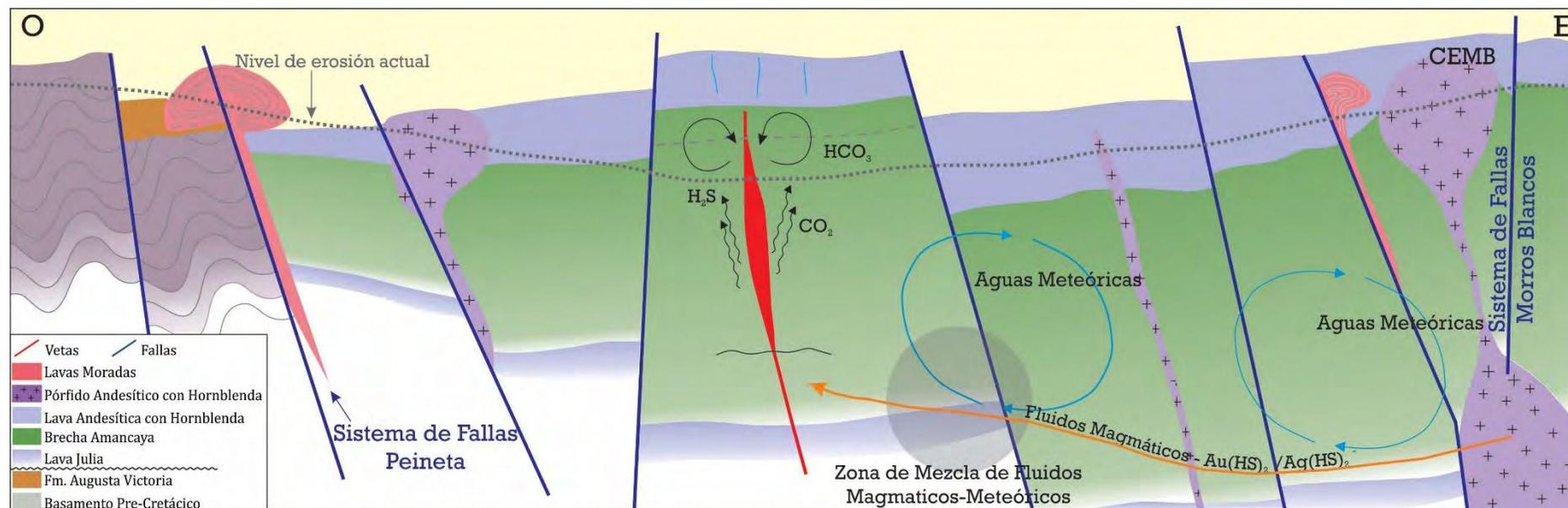


Figura 5.1 Modelo conceptual sin escala ilustrando la circulación de fluidos en el contexto geológico del Sistema Veta Central en el distrito Amancaya. La distancia horizontal entre los sistemas de fallas del borde de cuenca (Peineta y Morros Blancos) es de aproximadamente 9,5 Km.

Clasificación del depósito

El presente trabajo de tesis se enfoca en reflejar las condiciones que dieron origen al SVC con el fin de generar un modelo específico que permita explicar los procesos que originaron cada rasgo dentro del mismo. Sin embargo, también es posible clasificar el depósito siguiendo los modelos predefinidos por diversos autores en base a las características de yacimientos de todo el mundo.

En el cuadro de la Figura 5.2 se resumen las características del depósito y su comparación con las características de los depósitos de baja e intermedia sulfuración (Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005). De acuerdo a esta clasificación el SVC comparte características con los depósitos de sulfuración intermedia en cuanto al ambiente o la mena sulfurada, sin embargo, la mayor parte coincide con las definidas por los autores para los depósitos de baja sulfuración.

En función de la mineralogía de la mena, Einaudi *et al.* (2003) proponen clasificar a los depósitos epitermales según el estado de oxidación del azufre (Figura 5.3 a). Para el SVC la paragénesis mineral de sulfuros en el episodio mineralizante está dominada por pirita y calcopirita, lo que posiciona al depósito en una zona de sulfuración intermedia (Figura 5.3 a).

De acuerdo con Albinson *et al.* (2001), quien propone una clasificación en función de la relación entre elementos metálicos como Au, Ag, Pb y Zn (Figura 5.3 b), el SVC evidencia un carácter híbrido entre un depósito de baja y uno de intermedia sulfuración, dado que todas las muestras analizadas se alinean a lo largo de la arista que vincula el Au y la Ag en el diagrama triangular de la Figura 5.3 b, con el valor promedio posicionado en el punto medio entre ambos tipos de depósito.

Por último, Greg Corbett propone un tipo de clasificación de los depósitos epitermales basada en la relación de éstos con su ambiente y las condiciones de los fluidos que les dan origen (Corbett y Leach, 1998; Corbett *et al.*, 2001; Corbett, 2012). De acuerdo a este esquema, y si bien la posición del depósito estudiado corresponde a un ambiente de arco en proximidades del centro efusivo del magmatismo (CEMB, Capítulo 2), el Sistema Veta Central presenta las principales características de un depósito epitermal del tipo Adularia-Sericita (Figura 5.4; Corbett y Leach, 1998; Corbet, 2005).

	Baja Sulfuración	Amancaya	Sulfuración Intermedia
Ambiente Geotectónico	Extensional	Arco	Arco con esfuerzos neutros a extensionales
Vulcanismo asociado	Basalto -Riolita. Vulcanismo bimodal.	Andesitas a dacitas	Andesita a Riodacita
Morfología del depósito	Vetiforme. Clavos de 100 a 150m de desarrollo vertical	Vetiforme. Clavos mineralizados de 150m de desarrollo vertical	Vetiforme. Intervalo mineralizado de hasta 1000m de desarrollo vertical
Fluido hidrotermal	Neutro (pH=6), rico en gases CO ₂ y H ₂ S y de T° <300°C. Profundidades someras	Neutro, pobre en gases, sin evidencias de CO ₂ . T° 250°C	Neutro (pH=6), pobre en gases (H ₂ S y CO ₂), alta T° 200-300°C. Profundidades hasta 1000m.
Salinidad	Muy bajas <2% wt. NaCl eq	1,5 a 3% wt. NaCl eq	Altas hasta 23% wt NaCl eq.
Mena	Oro, electrum, argentita y sulfosales de Ag ("ginguros")	Oro, Electrum y argentita	Ag, electrum, argentita, sulfosales de Ag (Platas Rojas)
Sulfuros primarios	S ⁻ <2%: pirita- esfalerita rica en Fe- marcasita- galena- pirrotina- arsenopirita- telurios y seleniuros	pirita >> esfalerita pobre en Fe, calcopirita y galena	S ⁻ 5-20%: telurios y seleniuros- pirita- esfalerita pobre en Fe- galena- calcopirita- tenantita/tetraedrita
Ganga	Cuarzo, adularia, calcedonia, calcita y menor fluorita	Cuarzo, calcedonia, adularia y carbonatos con Fe y Mn	Cuarzo, calcita, rodocrocita, anhidrita, menor baritina y rodonita
Texturas de Cuarzo	Bandeado coloforme y crustiforme de cuarzo y calcedonia. Reemplazo de carbonatos	Bandeamiento crustiforme >> coloforme. Reemplazo de carbonatos y cuarzo en peine, moos y masivo.	Cuarzo en bandeados Crustiformes y en peine
Alteraciones hidrotermales	Illita/esmectita - adularia	Sericita-Adularia	Sericita y poca adularia
Signatura Geoquímica	Au ± Ag >> Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg	Ag-Au, Zn Pb y Cu >> As Sb	Ag-Au, Zn, Pb, Cu >> Mo, As, Sb
Relación Ag/Au	0,5 a 20 Auroargentíferos	5. Auroargentífero	10 a 1500 Argentíferos

Figura 5.2 Cuadro comparativo de las características típicas de los depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración con el depósito Amancaya (tomado de Hedenquist et al, 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003 y Simmons et al., 2005).

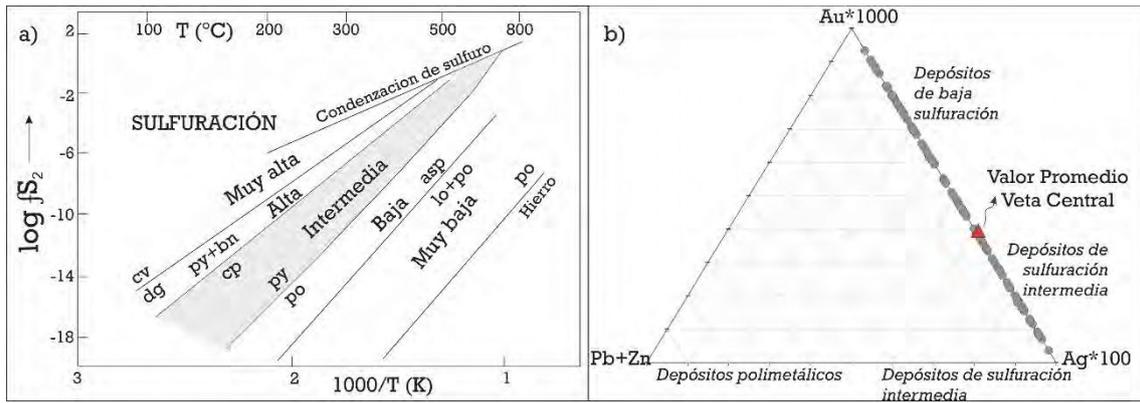


Figura 5.3 a) Estado de sulfuración respecto de la paragénesis de sulfuros, tomado de Einaudi et al., 2003. cv: covelina; dg: digenita; Py: pirita; bn: bornita; cp: calcopirita; po: pirrotina; asp: arsenopirita; lo: loellingita la zona gris representa el campo del Sistema Veta Central. b) Diagrama triangular tomado de Albinson et al., 2001 en el cual se determina una clasificación en función de las relaciones entre elementos químicos, las muestras analizadas en el sistema Veta Central caen en la arista que une el Au y la Ag, el valor promedio se marca con un triángulo rojo.

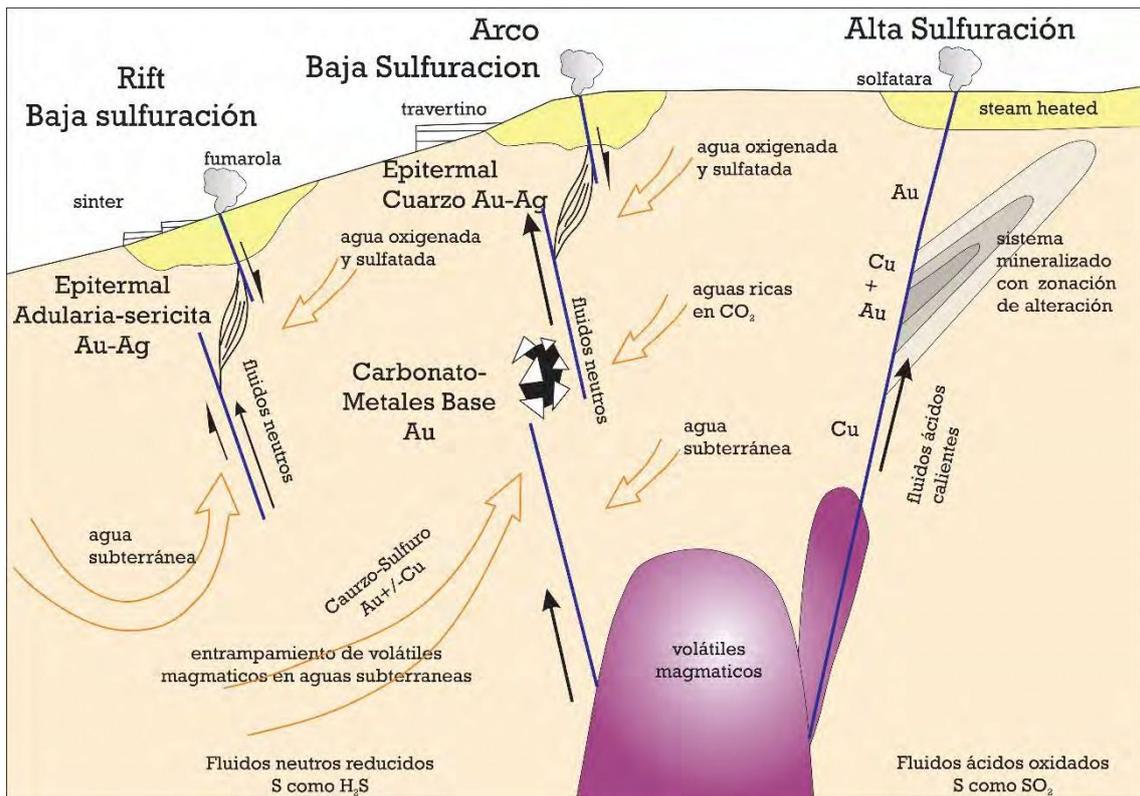


Figura 5.4 Esquema propuesto por Corbett y Leach (1998) para la clasificación de depósitos hidrotermales. El depósito Amancaya es un depósito de baja sulfuración que está vinculado a un arco magmático aunque comparte características de los depósitos Epitermales Adularia-sericita Au-Ag.

5.2 Modelo de Exploración

El entendimiento del modelo genético de un determinado depósito mineral es una herramienta fundamental para el desarrollo de una exploración minera exitosa (White y Hedenquist, 1995; Corbett y Leach, 1998; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005). Dado el gran desarrollo e importancia de la actividad minera en los países de la región, la exploración minera toma cada vez más importancia, por lo que es necesario desarrollar técnicas innovadoras para poder hacer de ésta una tarea exitosa. Luego de cientos de años de exploración minera en la mayoría de los grandes distritos mineros de Sudamérica y el Mundo, es prácticamente impensado el hallazgo de depósitos aflorantes en áreas no exploradas o prospectadas con anterioridad, es por eso que muchos autores hacen hincapié en el conocimiento geológico metalogenético como base del éxito en la exploración mineral:

- *“Entender los procesos geológicos y la génesis de un depósito puede mejorar las chances de una exploración exitosa. El decrecimiento en depósitos no descubiertos y expuestos en áreas no exploradas hacen que la exploración se vuelva cada vez más difícil y costosa, la gran oportunidad de saltar este obstáculo es a través del uso de los datos geológicos para establecer modelos predictivos de depósitos mineralizados. La información geológica en forma de datos y conceptos (modelo) juega un rol integral y completo en el desarrollo de exitosas estrategias de exploración”.* Adams, 1985.
- *Como señala Woodall (1993), “es fundamental entender los procesos que formaron los yacimientos minerales y ser capaz de reconocer, a partir de datos limitados, dónde esos procesos han estado activos”. Minuciosas observaciones, seguidas de una interpretación de la información basada en el entendimiento de los procesos mineralizantes será esencial en las futuras tareas de exploración, especialmente cuando se trata de depósitos no aflorantes”.* White and Hedenquist, 1995.
- *“Un descubrimiento mineral comienza con un geólogo explorador caminando sobre las rocas y haciendo observaciones. Un explorador exitoso usará el conocimiento de los diferentes estilos de mineralización para interpretar toda la información disponible. Su trabajo incluye organizar esa información de manera de desarrollar diferentes hipótesis de trabajo que desencadenaran las tareas necesarias para chequearlas.”* Hedenquist *et al.* 2000.

Como se presenta en el Capítulo 1, el Distrito Amancaya contiene una gran cantidad de estructuras vetiformes entre las que destaca el Sistema Veta Central, actualmente en producción; sin embargo, cabe destacar la importancia que el resto de las estructuras del

distrito presenta con miras a extender la vida útil del yacimiento. Las características generales de estas estructuras fueron descritas por Páez, *et al.* (2016) en el informe técnico de mapeo del distrito Amancaya. Sin embargo, el desarrollo de las tareas de la presente tesis doctoral ha colaborado en gran medida a profundizar su conocimiento. A continuación, se pretende desarrollar las implicancias de los estudios desarrollados en el presente trabajo de tesis como herramientas de exploración extrapolables a lo largo de todo el Distrito Amancaya.

Mapeo

Mapeo Litológico

El mapeo de unidades litológicas es de fundamental importancia para entender el ambiente en el cual se desarrolla la mineralización ya que la metalogénesis está estrechamente vinculada al ambiente tectónico. Esto permite predecir qué tipo de depósito esperamos encontrar en una determinada zona (Henley, 1985; Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003 y Simmons, *et al.* 2005). La determinación de las edades relativas entre la mineralización y las distintas unidades geológicas es importante a la hora de establecer el grado de exposición del depósito y en la determinación del potencial de cada sector del mismo. A través de la cronología de los distintos eventos geológicos, ya sea determinada en función de las relaciones de corte entre las unidades (cronología relativa), o bien mediante la realización de dataciones radimétricas (cronología absoluta), es imprescindible discriminar la presencia y ubicación de unidades pre y post mineralización para optimizar los recursos en la exploración.

En el caso particular del depósito Amancaya, los datos radimétricos y las relaciones de corte sugieren que las unidades paleocenas mapeadas son anteriores a la mineralización del distrito (Capítulo 2), a excepción de las facies terminales del magmatismo en las que no se observaron relaciones de temporalidad respecto de la mineralización. El rango de edad del evento epitermal es acotado y tiene una moda en los 60 Ma, mientras que las edades de las unidades paleocenas obtenidas en la zona de estudio no superarían en ningún caso la edad de la mineralización.

Si bien Páez *et al.* (2016) proponen que las Lavas Andesíticas con Hornblenda y los diques de Pórfidos Andesíticos con Hornblenda serían postminerales en función de observaciones realizadas sobre afloramientos. Las revisiones de campo realizadas para este trabajo han demostrado que los Pórfidos Andesíticos con Hornblenda, que se manifiestan

dominantemente como diques de orientación NO-SE, son previos a la mineralización al encontrarse cortados por mineralización en las zonas de Veta Julia y SVC, relación que además fue puesta en evidencia durante los trabajos de apertura de las labores de extracción, en las cuales se observa claramente al dique como roca de caja de la VCN en la proximidad de su intersección con VCS. Estos mismos diques, en otros sectores atraviesan a las Lavas Andesíticas con Hornblenda, lo que termina de definir a todo este paquete andesítico rico en hornblenda como premineral.

La mayor exposición de las vetas en la Brecha Amancaya no descarta la posibilidad de encontrar estructuras mineralizadas en las otras unidades del paleoceno inferior. Cabe destacar, como se observa en la figura (Figura 5.1), que la zona de estudio posee una tectónica de bloques erosionados diferencialmente lo que podría exponer distintos niveles del sistema hidrotermal en relación a la secuencia volcánica, lo que debe ser considerado al momento de extrapolar la exploración al resto del distrito.

Mapeo de “Floats”

El paisaje actual el Distrito Amancaya se presenta como una superficie de lomadas suaves donde los afloramientos son prácticamente inexistentes, presentándose como subafloramientos rastreros y conformados por el derrubio de las litologías subyacentes, tanto en el caso de las unidades geológicas como para las estructuras hidrotermales (vetas). Es en estos casos cuando el detalle y la escala de observación toman una gran importancia a la hora de realizar nuevos descubrimientos.

Las vetas del distrito Amancaya se manifiestan en superficie como una alineación de bloques sueltos de cuarzo, “floats”, apoyados sobre el suelo. Durante las etapas iniciales de exploración, en los trabajos a escala regional, se conocían alrededor de 20 km lineales de estructuras (Figura 5.5; Zuluaga *et al.*, 2006; Páez *et al.*, 2016). Sin embargo, durante los trabajos de campo para de la presente Tesis, y con el fin de darle mayor detalle al conocimiento de las estructuras aflorantes, fue necesaria la planificación de un nuevo trabajo de mapeo, esta vez, considerando en el mapeo estas líneas de “floats” sobre la superficie, lo que permitió aumentar un 100% el conocimiento sobre las estructuras, resultando un total de 40 km lineales de estructuras con relleno hidrotermal (Figura 5.5). Posteriormente, la compañía que opera el yacimiento (Austral Gold Ltd.) realizó un exhaustivo programa de trincheras con retroexcavadora con el fin de comprobar si los lineamientos de bloques correspondían realmente con estructuras presentes en el subsuelo, logrando un éxito del orden del 98%.

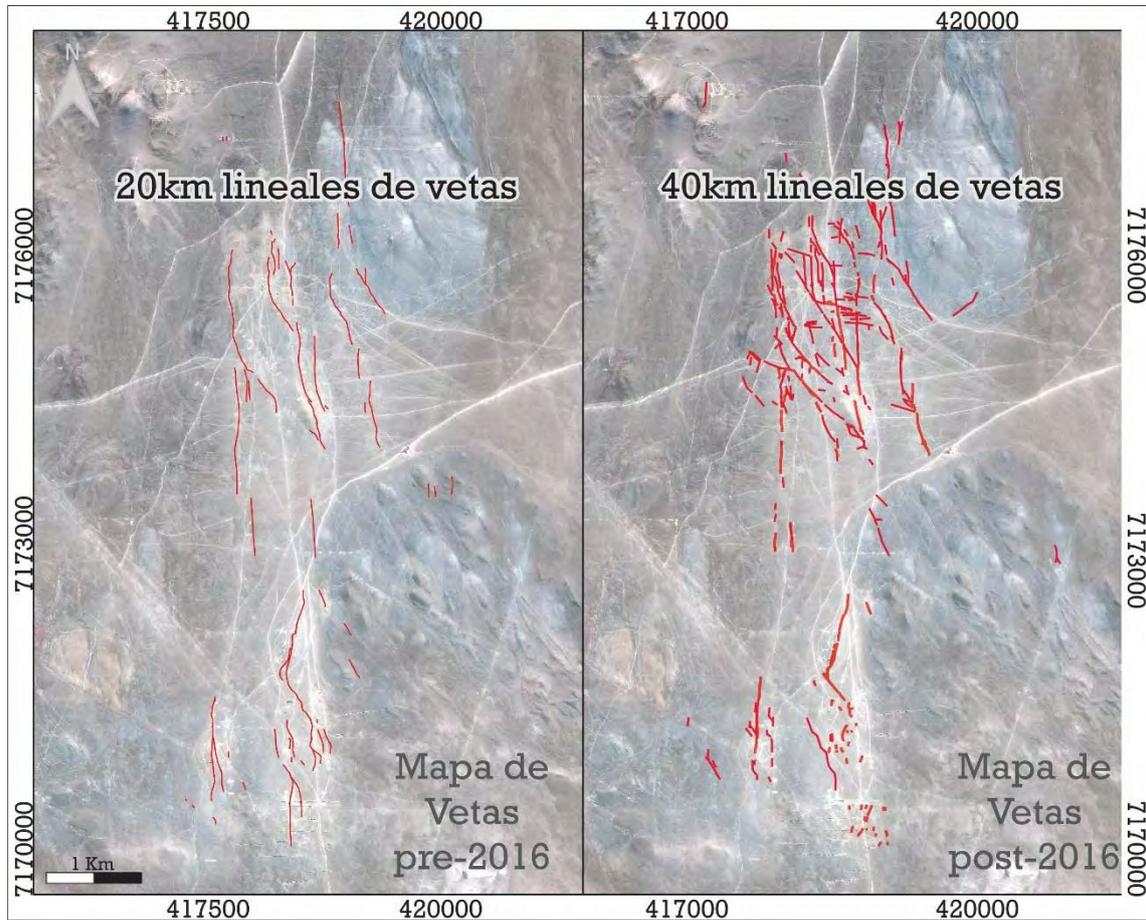


Figura 5.5 Mapeo de vetas del Distrito Amancaya en diferentes etapas de prospección. El marcado contraste en el conocimiento está vinculada a la escala en la cual se desarrollaron los trabajos en cada caso.

Mapeo estructural

La mala calidad de los afloramientos en el área de estudio complica la identificación de fallas y estructuras en la superficie. Como ya se mencionó anteriormente, las estructuras mineralizadas se preservan como “floats” por su la elevada resistencia a la erosión de los minerales hidrotermales que las rellenan, sin embargo, las zonas de fallas o estructuras netamente tectónicas no tienen manera de resistir en superficie a las extremas condiciones del Desierto de Atacama (Cristóbal *et al.*, 2008). Es por esta razón que debe recurrirse a métodos indirectos para la determinación de estas discontinuidades. El mapeo geológico de superficie permite, mediante la relación entre distintas unidades o las orientaciones de los afloramientos, advertir la presencia de fallas, zonas de falla u otros rasgos estructurales; sin embargo, el gran desarrollo de la cobertura aluvial también dificulta esta tarea.

Otra alternativa consiste en la utilización de los diversos estudios geofísicos que han sido realizados a lo largo de la historia de exploración en el distrito con el fin de mejorar el conocimiento del área del depósito y tener una mayor confianza en la ubicación de estructuras. Los estudios geofísicos son frecuentemente usados en la exploración debido a que, el pasaje de los fluidos hidrotermales a través de las rocas volcánicas, causan profundos cambios en sus propiedades físicas que pueden ser registrados por estos métodos (Irvine y Smith, 1990; Allis, 1990). Entender los procesos geológicos y metalogenéticos y su relación con los parámetros físicos que serán medidos permitirá definir el método más adecuado para cada depósito (Irvine y Smith, 1990).

Distintos métodos geofísicos fueron empleados en el distrito con enfoques en distintas escalas de trabajo. Los primeros estudios apuntaron a una escala regional e incluyeron estudios de magnetometría (Modriniak y Marsden, 1938; Irvine y Smith, 1990; Marjoribanks, 2010) y métodos electromagnéticos como VLF (Very Low Frequency – Bernard y Valla 1991; Benson *et al.* 1997; Hautot *et al.* 2002), que se orientaron a determinar estructuras de alcance distrital. A posteriori, estudios de mayor detalle se enfocaron en la zona de vetas del distrito, involucrando las mismas metodologías, pero con un mayor detalle en las mediciones. A continuación, se analiza la información estructural que fue posible extraer de estos trabajos.

Escala regional

El análisis de los estudios geofísicos en esta escala está destinados a determinar estructuras de alcance regional como también, de ser posible, la extensión de las distintas unidades litológicas. En el año 2004, la empresa Meridian Gold realizó una magnetometría terrestre que comprende una extensa área alrededor del distrito (Figura 5.6 a). En este método, los magnetómetros recuperan las distorsiones en el campo magnético terrestre causadas por cambios en la susceptibilidad magnética de las rocas (Modriniak y Marsden, 1938; Irvine y Smith, 1990; Marjoribanks, 2010). Todas las rocas tienen algún grado de susceptibilidad magnética, por lo que el resultado de este estudio es un mapa de anomalías magnéticas (TMI= Total Magnetic Intensity). Sin embargo, a los datos magnéticos se les pueden realizar diversos tratamientos para resaltar determinados rasgos. La reducción al polo (RTP) es el más utilizado para la discriminación de unidades geológicas y estructuras, y permite corregir la asimetría de las anomalías por estar alejadas del polo magnético (Marjoribanks, 2010). Esta carta es la que normalmente se utiliza para la discriminación de unidades geológicas y estructuras.

Simultáneamente desarrollaron levantamientos geofísicos mediante técnicas electromagnéticas de tipo VLF (Irvine y Smith, 1990) obteniendo una imagen geofísica también a escala regional (Figura 5.6 c). Esta metodología es utilizada para determinar conductividad en el subsuelo, no mide directamente resistividad pero permite detectar estructuras resistivas cuando estas están limitados por zonas conductivas, aunque esta metodología es fuertemente afectada por distintos factores que deben considerarse a la hora de interpretar los resultados, los más importantes están relacionados a la cobertura aluvional y la topografía (Colla, 2004). Por otra parte, es parcialmente dependiente de la orientación de la elipse de polarización, es decir de la orientación en la que se desarrollen las líneas de medición.

La disponibilidad de estas herramientas permitió complementar los datos del mapeo geológico determinando la ubicación de estructuras a partir de la interpretación de la geofísica (Figura 5.6 b). Las mismas pueden ser valoradas de acuerdo con la nitidez en que se reflejen en los mapas de anomalías, con el alcance o recorrido de cada estructura, etc. Para el Distrito Amancaya estos mapas han sido fundamentales para el trazado de las estructuras que delinear el borde oeste del depocentro Paleoceno y otras estructuras que permiten esbozar distintos bloques tectónicos dentro del distrito.

En Amancaya las estructuras N-S y las NO-SE son predominantemente las de mayor alcance y delinear los grandes bloques estructurales dentro del distrito. Estos bloques podrían representar distintos niveles de exposición para las rocas y mineralizaciones del Paleoceno Inferior (Figura 5.6 b), al exponer distintas unidades dentro de la columna estratigráfica (Capítulo 2), o bien distintos niveles de erosión dentro del sistema epitermal (Capítulo 4). En la Mina El Peñón, ubicada a 130 km al nor-noreste de Amancaya, la estructuración del Depocentro Paleoceno facilitó de manera similar la erosión diferencial de distintos bloques tectónicos dentro del mismo distrito (Corbett, 2005).

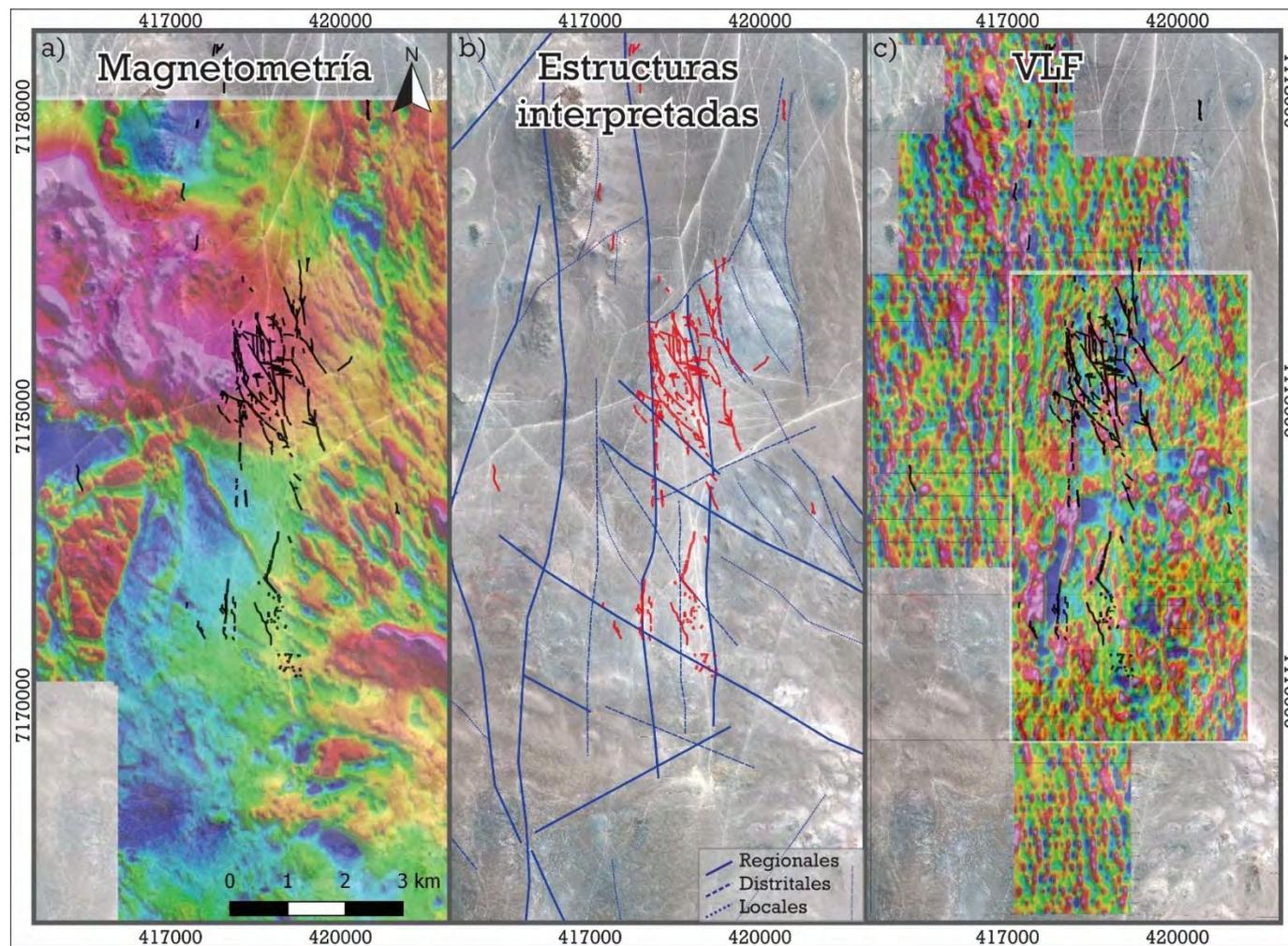


Figura 5.6 Geofísica regional en el área del Distrito Amancaya. a) Carta geofísica de magnetometría RTP (reducida al polo), las vetas del distrito se grafican en color negro. b) Lineamientos y estructuras interpretadas en el distrito a partir de las cartas geofísicas, las vetas se grafican como referencia en color rojo y las estructuras interpretadas se clasifican de acuerdo al alcance de las mismas según la leyenda. c) Carta de VLF, las vetas distritales se muestran como referencia en color negro.

Escala local

En etapas más avanzadas de la exploración, la empresa Austral Gold entre los años 2016 y 2018, realizó diversos relevamientos geofísicos con mayor detalle, sobre un área más acotada y centrada en el Sistema Veta Central (Figura 5.7), incluyendo Gradiente IP, Magnetometría terrestre y VLF. En esta sección nos centraremos en el análisis de los resultados de los métodos ya analizados para la escala regional (Magnetometría y VLF), a fin de visualizar la importancia de la escala de trabajo incluso cuando se aplican métodos indirectos como la geofísica.

En cuanto a la magnetometría, permitió comprobar las estructuras interpretadas a partir de la magnetometría regional, y con mayor detalle las estructuras que definen bloques dentro del distrito. También fue posible identificar con nitidez los límites de las rocas intrusivas y se pueden identificar ventanas de alteración hidrotermal asociadas al emplazamiento de las vetas (Figura 5.7 a). Las vulcanitas calcoalcalinas de composición intermedia del arco paleoceno provienen de un magma oxidado que favorece la presencia de magnetita (Modrinianiak y Morsden, 1938; Irvine y Smith, 1990; John, 2001), la

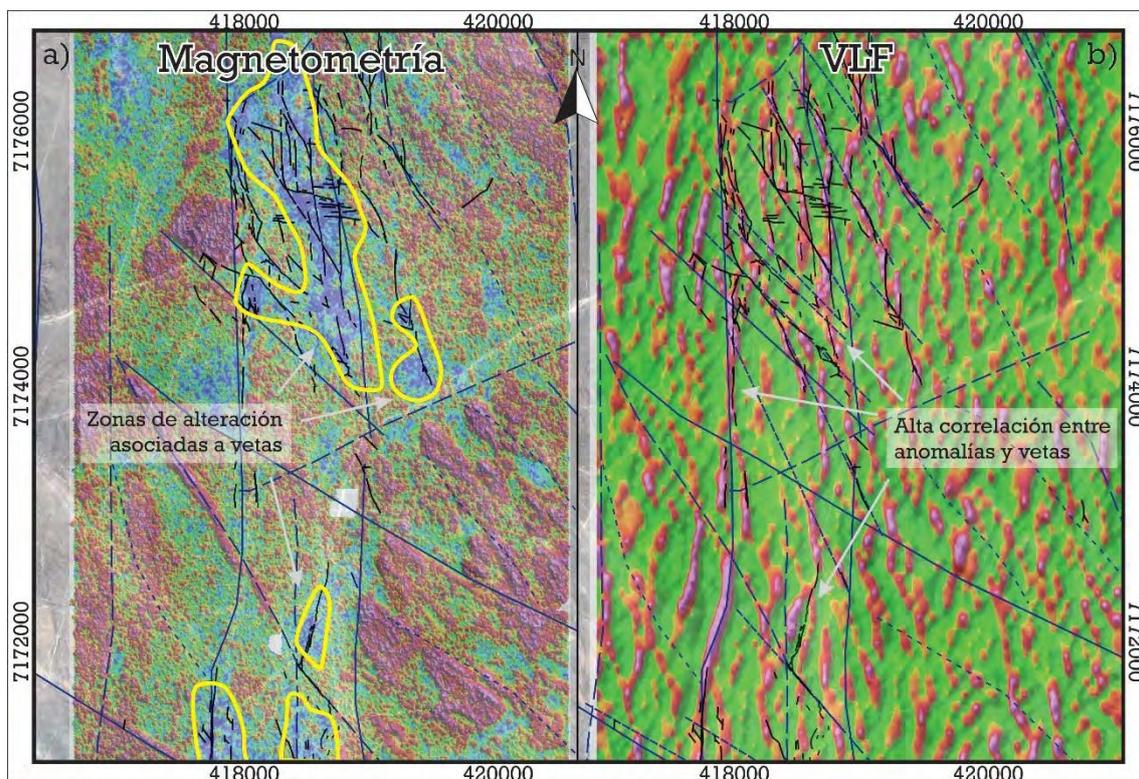


Figura 5.7 Geofísica de detalle en el Distrito Amancaya. Magnetometría (a) y Very Low Frequency (b) terrestre. En color negro se superpone la capa de estructuras vetiformes y en azul las principales fallas (referencias según la figura 6).

destrucción de la magnetita producto de la circulación de fluidos hidrotermales genera

“ventanas” magnéticas asociadas a las zonas de vetas (Hedenquist *et al.*, 2000). Por otra parte, las anomalías de VLF demuestran una fuerte correlación con las estructuras vetiformes (Figura 5.7 b), por lo que, ajustar la escala a un mayor nivel de detalle resultó de manera positiva para poder determinar la ubicación de estructuras delgadas, como es el caso de gran parte de las vetas epitermales del distrito.

Análisis estructural

Además del mapeo en superficie y la aplicación de métodos geofísicos, otros parámetros deben ser analizados a fin de obtener una visión integral de los controles estructurales que operaron en el distrito antes, durante y después de formada la mineralización. En este sentido, un estudio estructural detallado es esencial durante la exploración de un yacimiento mineral, y sin dudas constituyen una herramienta invaluable ya que ha llevado a más descubrimientos de mineral que cualquier otro enfoque (Gilbert y Park, 1986). En el caso del Distrito Amancaya, y como fuese analizado en el Capítulo 3, la configuración estructural del Paleoceno Inferior fue clave para el desarrollo del sistema epitermal.

A la hora de analizar el potencial de las estructuras en el distrito de acuerdo a sus actitudes estructurales, se debe considerar que en el Sistema Veta Central la mayor apertura sinmineralización se dio en sentido ONO-ESE (Capítulo 3), por lo que cuanto mayor sea la perpendicularidad entre esta dirección y las estructuras, mayor será el potencial de encontrarse mineralizada (Figura 5.8 a). A su vez, los clavos mineralizados se encuentran hospedados en jogs que dependen directamente de la configuración estructural y de la cinemática sinmineralización de las estructuras que los contienen, por lo que resulta importante identificar rasgos estructurales que sugieran una cinemática normal a levemente dextral en las vetas del distrito (Capítulo 3). La orientación de los clavos en relación a la orientación de la estructura debe ser considerada al momento de realizar labores de exploración. De acuerdo con la cinemática sinmineralización en el SVC, para estructuras NNE-SSO y N-S los clavos responden a un deslizamiento normal siendo subhorizontales, aunque podrían tener un leve bazculamiento, dado por la presencia de alguna componente menor de carácter dextral. Sin embargo, a diferencia de las estructuras descritas anteriormente, la orientación de los clavos en estructuras NO-SE resulta menos predecible por la larga historia tectónica que los afecta, especialmente en lo referente a las reactivaciones postminerales que han sufrido, que de acuerdo con lo analizado en la pared de falla de la VCS dominarían los desplazamientos dextrales sobre estas estructuras (Capítulo 3).

En sistemas epitermales, la intersección entre estructuras con diferentes orientaciones son zonas de mayor potencial ya que representan sectores con mayor permeabilidad (Figura 5.8; Micklethwaite *et al.*, 2010; Sibson, 1996). Por otro lado, si consideramos las estructuras NO-SE como los canales por los que circuló el fluido hidrotermal, la intersección de éstas con estructuras de fuerte apertura en el momento T1 (estructuras N-S o NNE-SSO) favorecerá la ebullición por descompresión sobre estas últimas provocando la depositación

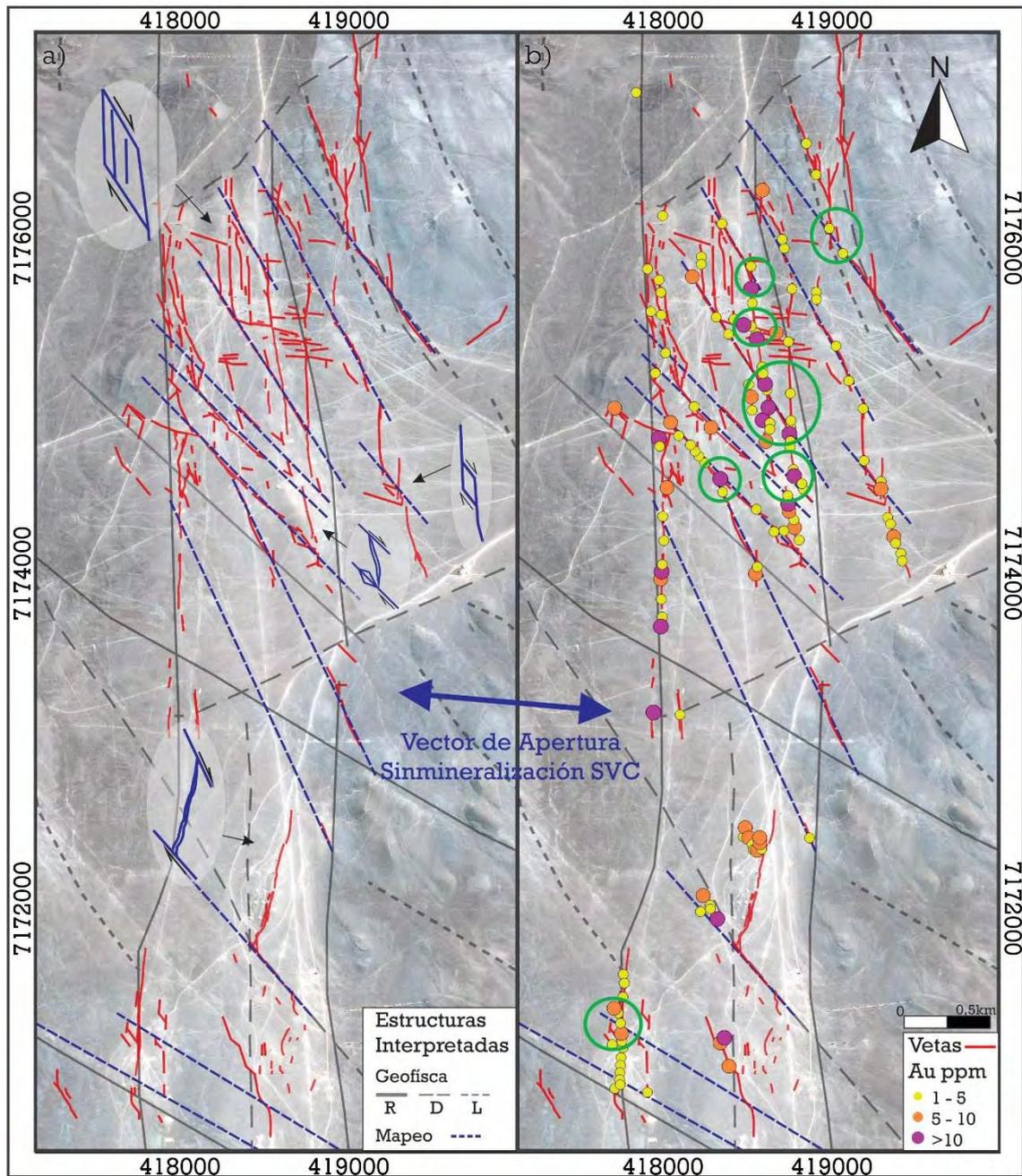


Figura 5.8 Análisis estructural en el distrito Amancaya a) Identificación de estructuras que podrían representar una mayor apertura y por lo tanto mayor potencial mineralizado. b) Los valores de Au (ppm) en chips de roca obtenidos durante los muestreos de superficie en la etapa de mapeo de floats. Los círculos indican altos valores asociados a la intersección de estructuras.

de metales (Figura 5.8 a). En la figura 5.8 b se demuestra como en los sectores donde se cruzan estructuras N-S y NO-SE se registraron los mayores valores de Au analizado en los flotantes de veta.

Modelado geológico

Una herramienta de gran ayuda para el desarrollo de un modelo predictivo en un depósito mineral, utilizada en este trabajo de tesis es el modelado tridimensional de los cuerpos mineralizados. Sea utilizando métodos explícitos o implícitos el modelado, aunque esté basado en pocos datos, permite predecir comportamientos estructurales de las estructuras que podrían ser determinantes a la hora de explorar.

En la actualidad existen diversos softwares que permiten realizar un modelado a partir de los datos geológicos que se obtienen de las distintas etapas de exploración (e.g. Map Info & Discover, Vulcan-Maptek, DataMine, etc.). La mayoría de estos programas responden a las necesidades de las operaciones en la industria minera (e.g. cálculo de reservas y diseño de mina), aunque existen disponibles algunos softwares que trabajan con mayor profundidad sobre los aspectos geológicos de los yacimientos, permitiendo hacer modelos más aproximados a la realidad. En este sentido, uno de los más utilizados es el software Leapfrog Geo (www.leapfrog3D.com), que permite vincular datos geológicos y técnicos de manera muy sencilla, considerando las variables de los sistemas naturales (Capítulo 1, Metodología).

Este tipo de modelado permite visualizar de manera directa la morfología del depósito, su variabilidad lateral y vertical, y sus características estructurales. Las ventajas de trabajar con estos softwares es la posibilidad de integrar al modelo datos que se obtienen en formatos numéricos, como análisis químicos, datos estructurales, abundancia de pulsos, etc., a través de un modelado numérico que permite visualizar rápidamente la variabilidad de múltiples factores dentro de los límites establecidos para cada unidad geológica, como ha sido utilizado a lo largo del presente trabajo de tesis, especialmente en los modelados geoquímicos y de pulsos hidrotermales (Capítulo 4).

Es requisito indispensable para este tipo de trabajo contar con una base de datos estrictamente ordenada y validada, de manera de tener disponibles todos los datos

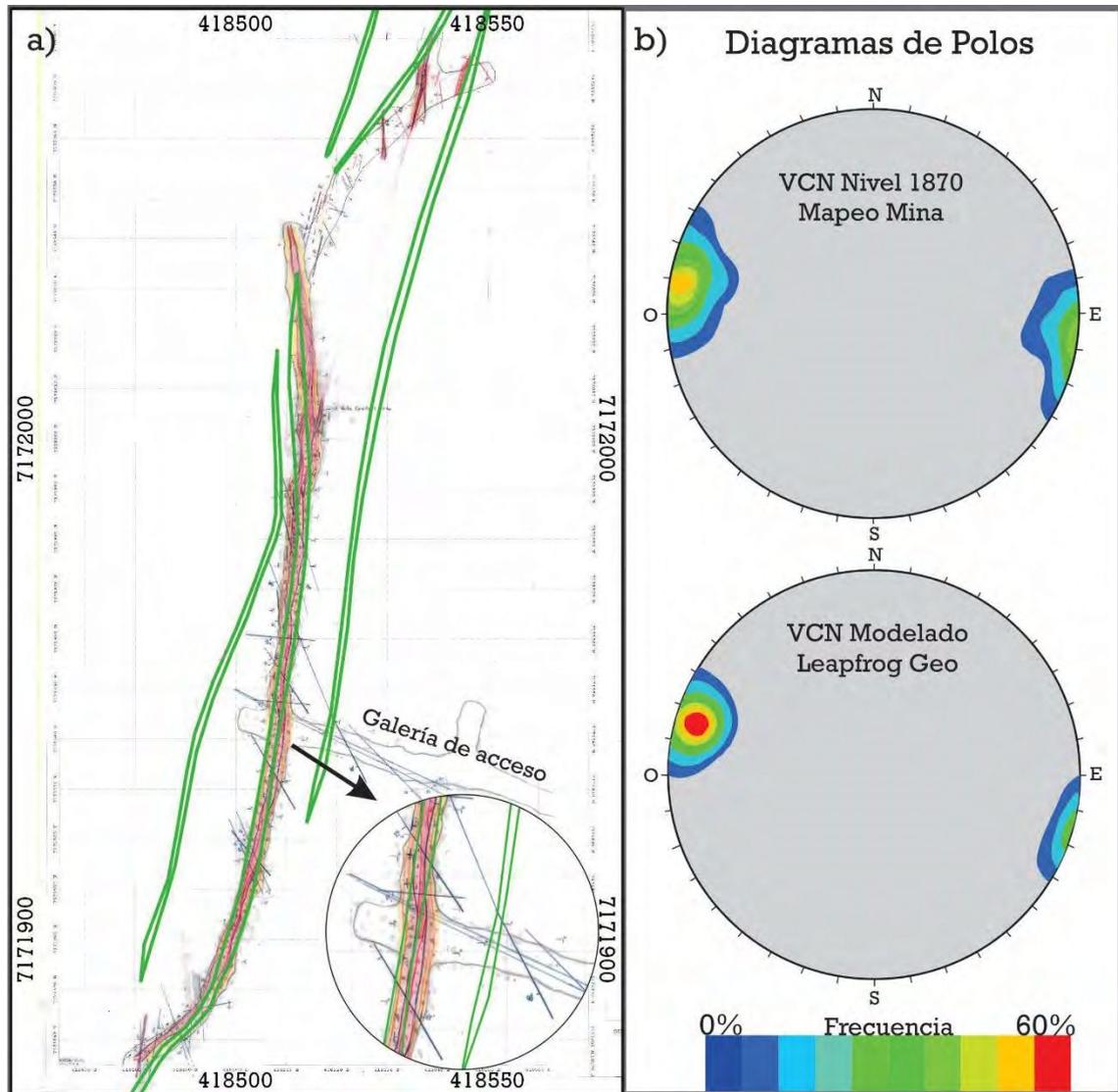


Figura 5.9 Validación del modelado tridimensional con los datos de mapeos de labores mineras de explotación. a) comparación entre el mapa realizado por los geólogos de ore control en la mina Amancaya y modelo realizado con el software (contornos en verde) ambos del nivel 1870. Cabe destacar que las estructuras auxiliares (Pía y Amalia) no son alcanzadas por las labores mineras en este nivel por lo que no tienen la validación directa. b) Diagramas de polo que muestran la comparación estadística de las actitudes estructurales en uno y otro caso, arriba se muestran los datos directamente obtenidos a partir del mapeo geológico de interior mina, abajo, los datos estructurales obtenidos a partir del modelo, la coincidencia entre ambos indica que el modelo es una representación válida de la estructura.

obtenidos a lo largo de la historia del depósito, considerando que todos los datos que deseamos visualizar deberán tener un formato adecuado para el software.

La mejor manera de validar el modelo geológico tridimensional es compararlo con los datos provenientes de mapeos directos, que van surgiendo a lo largo de las etapas de

explotación del yacimiento. En el caso del modelo del Sistema Veta Central se contó con mapas de plantas en distintos niveles de mina que fueron realizados con posterioridad al modelado geológico 3D, y con los cuales es posible realizar una comparación visual. En la Figura 5.9 a se muestra la superposición del mapeo de interior mina realizado por los geólogos de ore control en el nivel 1870 al cual se le superpone los contornos de la veta modelada en el mismo nivel a instancias previas de que se abriera la mina subterránea. En este caso se puede observar una buena correlación de los métodos, validando el modelo realizado con el software (Figura 5.9 a).

Otra forma de validar la precisión del modelo, es realizar una comparación estadística, por ejemplo, considerando los parámetros de valores de la actitud (Rbz) de las estructuras (Figura 5.9b). En la parte superior de la Figura 5.9 b se muestra el diagrama de polos realizado con los datos medidos por los geólogos de ore control en el interior de mina para el nivel 1870, en la parte inferior de la misma figura se muestra un diagrama de polos construido con 1582 datos estructurales extraídos del modelo en el mismo nivel de cota, notándose la similitud entre ambos siendo la orientación más frecuente de los segmentos cercana a $N15^\circ$, con un buzamiento de entre 80° y 90° al este.

Mapeo de Pulsos

Observar con detalle la mineralogía y las texturas de los rellenos hidrotermales de las estructuras en un sistema epitermal permiten rápidamente vincularlos con los procesos que les dieron origen (Adams, 1920; Buchanan, 1981; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005). Esto permite identificar las evidencias de aquellos procesos que favorezcan la depositación de metales y así orientar la búsqueda de sectores económicamente más favorables dentro del mismo depósito, o en zonas con características similares (Hedenquist *et al.*, 2000).

Ya desde los primeros años del siglo XX Adams (1920) y Lindgren (1933) vinculaban las texturas de cuarzo a los procesos que actuaban en la génesis de los depósitos. Años después, Buchanan (1981) estableció una zonación vertical para los sistemas epitermales de baja sulfuración, que vincula las texturas de la ganga, la zonación geoquímica, la mineralogía, el contenido metálico y la alteración hidrotermal, con los procesos fisicoquímicos que originan el depósito, y fue el disparador de numerosos estudios de la evolución de estos depósitos desde el punto de vista textural (e.g. Morrison *et al.*, 1990; Dong *et al.*, 1995; Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005).

En el caso del Sistema Veta Central la ebullición funcionó como el principal mecanismo de depositación de metales (Capítulo 4), por lo que la identificación de texturas que evidencien este mecanismo en el resto del distrito será una herramienta fundamental para evaluar el potencial mineralizado de cada una de ellas.

Las texturas bandeadas coloformes, los pseudomorfos tipo “bladed” de carbonatos reemplazados por sílice y la adularia rómbica son evidencias directas del proceso de ebullición (Buchanan, 1981; Morrison *et al.*, 1990; Dong *et al.*, 1995), representando pulsos fértiles para la mineralización. Por otro lado, las texturas con bandeamientos coloformes de calcedonia pueden migrar hacia arriba del nivel de ebullición, presentándose en niveles someros del sistema (Buchanan, 1981; Dong *et al.*, 1995), por lo que podrían representar una evidencia indirecta de la ebullición y un potencial mineralizado en profundidad (Morrison *et al.*, 1990; Dong *et al.*, 1995).

De los factores texturales y mineralógicos mencionados, es importante destacar que en el SVC la adularia presenta un tamaño de grano muy fino, indistinguible a muestra de mano, por lo que en el resto del distrito resultaría más evidente la determinación en el campo de las texturas de cuarzo que esta mineralogía (Figura 5.10). Por otro lado, si bien el pulso de cuarzo amatista con textura en peine coexiste con la mineralización (Capítulo 4), éste es un pulso estéril que, si bien evidencia condiciones de gran apertura en la estructura, no serían las mismas que las que condicionaron la depositación de la mineralización, por lo que su presencia no es determinante a la hora de definir el potencial de las estructuras.

Sin embargo, de acuerdo con los trabajos de campo realizados en el marco de esta Tesis, se pudo observar que muchas de las vetas en el distrito presentan texturas que difieren de las mencionadas en el Sistema Veta Central (Figura 5.10). En estas estructuras es frecuente encontrar cuarzo de grano grueso a sacaroide, con óxidos de Fe y Cu, asociados con escasa calcedonia. Estas texturas podrían estar indicando la acción de otros procesos diferentes a los registrados en el SVC (Capítulo 4).

Autores como Corbett y Leach (1998) hacen hincapié en este tipo de variaciones texturales y mineralógicas presentes en depósitos desarrollados en ambientes de arco. Corbett (2006) sugiere para la Mina El Peñón, ubicada unos 130 km al nor-noreste de

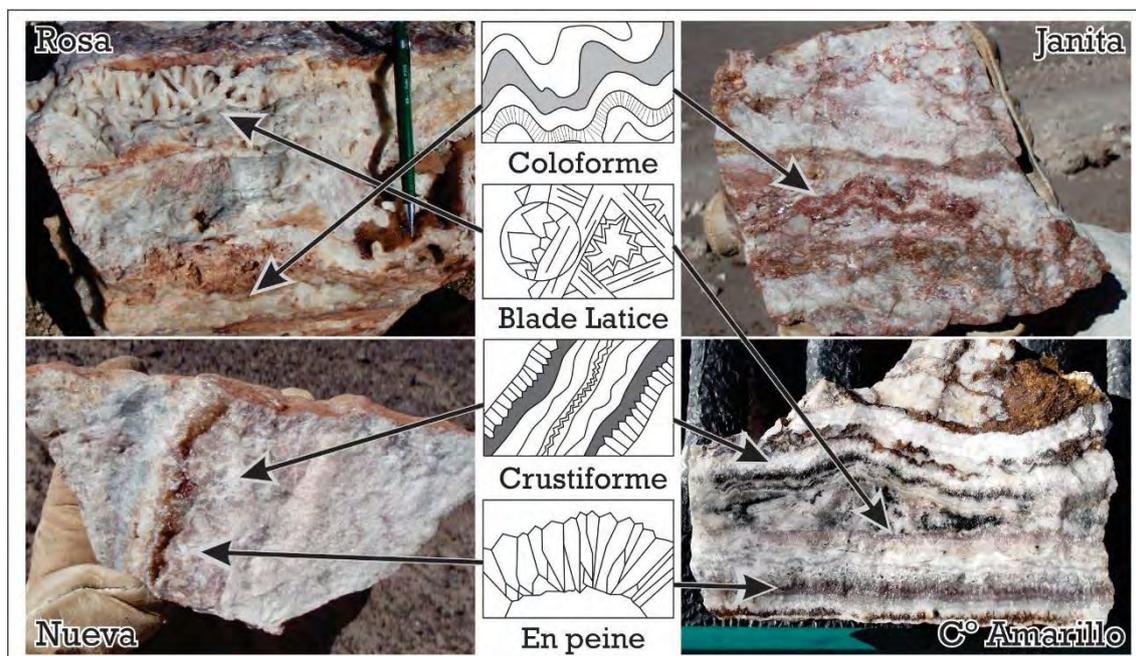


Figura 5.10 Fotografías de muestra de mano de diferentes vetas en el distrito Amancaya tomadas de Páez et al. (2016) donde se señalan la variedad de texturas de cuarzo que permitirán asignarle un potencial mineralizado a cada estructura.

Amancaya, una superposición de eventos hidrotermales discretos, como por ejemplo procesos vinculados a depósitos polimetálicos, a los que se les superponen eventos epitermales de Au-Ag o adularia/sericita (Corbett y Leach, 1998). El mapeo de texturas en las diferentes vetas del Distrito Amancaya será la guía determinante a la hora de identificar si se repite la presencia del episodio mineralizante del SVC en el resto de las estructuras. De igual modo, servirá para identificar si los procesos que actuaron en toda el área fueron de características similares a los que originaron el SVC o existen otros eventos hidrotermales previos o posteriores como fue sugerido para El Peñón (Corbett, 2005).

Análisis geoquímicos

Generalmente, en los yacimientos que se encuentran en exploración se cuenta con gran disponibilidad de análisis geoquímicos que podrían ser usados para generar guías de prospección (White y Hedenquist, 1995; Giggenbach, 1997). Normalmente las muestras de las labores de exploración y extracción son analizadas por metales de interés como Au, Ag y Cu, aunque es común también realizar análisis de ICP multielemento que permiten disponer de un mayor grupo de elementos (Thomas, 2013). En el Sistema de la Veta Central, estos datos permitieron analizar la distribución de los metales dentro y en las cercanías de las estructuras (Capítulo 4). Los resultados de este análisis pueden ser utilizados para establecer relaciones que permitan determinar el potencial de distintas zonas dentro del distrito.

La distribución del Au en los depósitos epitermales responde a una distribución de tipo lognormal fuertemente acotada a los cuerpos mineralizados, por lo que no constituye la mejor variable para la prospección/exploración de nuevos cuerpos mineralizados (White y Hedenquist, 1995). Es por esto que, para optimizar la exploración, se recurre al uso de otros elementos químicos denominados trazadores, con el fin de orientar las tareas de exploración (White y Hedenquist, 1995). En este sentido, cuanto mayor sea el número de elementos analizados durante la exploración, mayor será la certeza en la evaluación del potencial de determinada área. Para el SVC se contó con análisis de los elementos metálicos típicos de sistemas epitermales (Au, Ag, Cu, Pb, Zn) así como también de elementos trazadores (As, Sb), estableciendo una signatura geoquímica que lo caracteriza (Figura 5.11). De este análisis surgió que, dentro de las vetas, la distribución de los metales base (Cu-Pb-Zn) es ligeramente opuesta a la del Au, con una tendencia a desarrollar los mayores contenidos a mayor profundidad. Por otro lado, los valores de As acompañan la distribución del Au, mientras que los valores de Ag son anormalmente altos en la zona alta de los clavos mineralizados (Capítulo 4).

Los patrones geoquímicos determinados para el SVC son otra herramienta para analizar el potencial de las distintas estructuras dentro del distrito (Figura 5.11). Sin embargo, es necesario combinarlo con otras observaciones que permitan comprobar que los procesos que hayan actuado en el relleno hidrotermal sean similares, debido a que la distribución de los elementos químicos está ligada al tipo de depósito y a los procesos que controlaron su formación (Buchanan, 1981; Silberman y Berger, 1985; White y Hedenquist, 1995; Cooke y Simmons, 2000; Hedenquist *et al.*, 2000; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005).

En los Capítulos 3 y 4 se pudo comprobar que la distribución del Au (clavos mineralizados) dentro de cada una de las estructuras que conforman el SVC responde al comportamiento estructural, variando en función de la orientación de cada veta. Es por esto

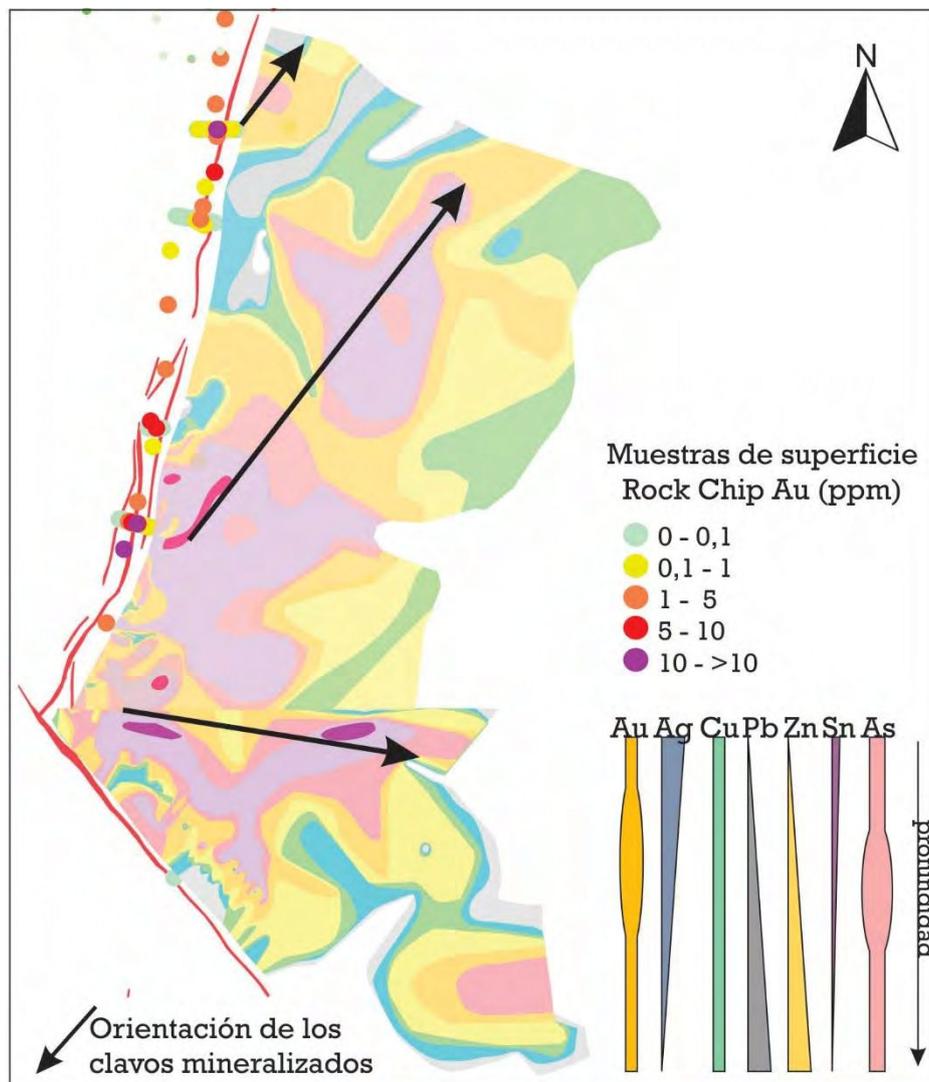


Figura 5.11 Resumen de la caracterización geoquímica del Sistema Veta Central, donde se muestran las manifestaciones de superficie en la etapa de prospección con los valores de Au (ppm) en muestras de chips de roca y la correlación con la proyección de las secciones longitudinales realizadas con los datos de etapas avanzadas de exploración (secciones proyectadas al plano horizontal; leyenda de la zoneografía de Au eq según figura 3.18). La orientación de los clavos, íntimamente vinculada a la orientación de las estructuras, debe considerarse al momento de interpretar los resultados de otras manifestaciones superficiales y más aún al momento de diseñar un plan de perforación. Por último, se demuestran las variaciones geoquímicas con respecto a la profundidad que permite considerar el nivel de exposición en función de las manifestaciones geoquímicas.

que la combinación de las herramientas geoquímicas con el análisis estructural constituye posiblemente una de las herramientas más valiosas para la exploración minera, ya que

permite predecir con bajo nivel de incertidumbre el nivel del sistema que se encuentra expuesto en la superficie y/o el comportamiento geoquímico en profundidad de acuerdo con la geometría de las estructuras. Esta información resulta indispensable para el diseño de un programa de perforaciones exitoso (Figura 5.11).

Estudio de Alteración Hidrotermal

El estudio de la mineralogía y distribución de las alteraciones hidrotermales juega un papel preponderante en la exploración de depósitos minerales, ya que estas cubren un área mucho mayor que las estructuras mineralizadas, aumentando las posibilidades de realizar un hallazgo (Browne, 1978; Reyes, 1990; White y Hedenquist, 1995; Hedenquist *et al.*, 2000; Yanga *et al.*, 2001). Sin embargo, en los depósitos epitermales de baja a intermedia sulfuración, y en contraste con los depósitos de alta sulfuración o los pórfidos de cobre, el halo de alteración puede estar sumamente restringido, alcanzando unos pocos metros alrededor de las estructuras (Hayba *et al.*, 1985; Heald *et al.*, 1987; Hedenquist, 1987; White and Hedenquist, 1995; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005;), condicionando la escala de observación a la cual esta herramienta se vuelve importante.

Los estudios realizados sobre el SVC se enfocaron en determinar la naturaleza y extensión de las zonas de alteración desarrolladas alrededor de la estructura, es así como se definió un halo de alteración que tiene una leve variación vertical con adularia e illita como minerales característicos en las zonas de bonanza y a mayor profundidad minerales de mayor desarrollo cristalino como es la muscovita (Capítulo 4). Esta información podría ser de utilidad para establecer guías de prospección para otros sectores del Distrito Amancaya, aun cuando no pueda identificarse directamente una estructura en superficie.

A su vez el estudio de la mineralogía de alteración en superficie permitirá comprobar si existen más de un sistema funcionando en las fracturas del distrito, como fuese mencionado para la Mina El Peñón (Corbett, 2005), y de esta manera comprobar cuál es la mineralización esperable en cada evento.

La importancia del análisis de las alteraciones radica en que, el análisis de una transecta ya sea de superficie o sondaje, ayuda a aproximar el potencial mineral del sector analizado. Como se señaló anteriormente, dado el acotado desarrollo de los halos de alteración en este tipo de depósitos, esta herramienta no es quizá la más determinante, sin embargo, puede revestir importancia dependiendo de las características de la estructura que circunde, por ejemplo, en una zona de transferencia donde el alto fracturamiento favorece la presencia

de mineralización diseminada en vetillas finas, la alteración hidrotermal será más extensa por la mayor permeabilidad del sistema en este punto, evidenciando el potencial del sector.

Para el análisis de alteraciones en este trabajo de tesis se han implementado diversas técnicas, las que combinadas determinaron un resultado detallado de la alteración para el SVC. Sin embargo, cuando es necesario traducir este trabajo a nivel distrital y con los tiempos de exploración dentro de la mina, es posible analizar las ventajas y desventajas de cada una de ellas de acuerdo con la información que permiten obtener y así determinar cuál es la herramienta adecuada para analizar las alteraciones de manera más eficiente en cada etapa de trabajo (Figura 5.12). La primera instancia suele ser la identificación de los minerales mediante el uso de una lupa de mano, aunque en algunos casos es necesario una herramienta más compleja para su correcta identificación. El análisis de infrarrojo cercano o SWIR es una opción fácilmente accesible y que puede aplicarse “in situ”, sin necesidad de tomar muestras. Aunque presenta una fuerte limitación en la detección de minerales anhidros, puede fácilmente combinarse con otras técnicas analíticas como la petrografía o los Rayos X.

Método	Lugar de Aplicación	Costo	Preparación de muestra	Tiempo de respuesta	Precisión
Lupa	Campo	Nulo	No Requiere	Bajo	Depende del usuario
Petrografía	Laboratorio	Bajo	Requiere	Alto	
SWIR	Campo/Laboratorio	Bajo	No Requiere	Bajo	Buena
Rayos X	Laboratorio	Medio	Requiere	Alto	Muy Buena

Figura 5.12 Tabla comparativa de los distintos métodos de análisis mineralógico aplicables a alteraciones hidrotermales.

Inclusiones fluidas e isótopos estables

Estas herramientas orientadas a la caracterización del fluido permiten determinar rangos de temperatura y profundidad de formación de la mineralización, en el caso de las inclusiones, y proveniencia de fluidos en el caso de los isótopos (Bodnar *et al.*, 1985; Field y Fifarek, 1985; Goldstein y Reynold, 1994; Bodnar, 2003; Simmons *et al.*, 2005). Estas consideraciones son de gran importancia para establecer la génesis del depósito y sus condiciones de formación.

Si bien no constituyen directamente una herramienta de exploración de fácil desarrollo, su aporte es indispensable para la generación de un modelo metalogénico que constituye

en sí mismo una herramienta de exploración. Estas metodologías adquieren aún más importancia en los sistemas complejos telescopados, donde existen distintos eventos mineralizantes superpuestos. En ambientes de arco, este tipo de procesos son comunes por la fuerte disponibilidad de fluidos mineralizantes y la acción combinada de la estructuración que genera la disponibilidad espacial para que estos se depositen. Los estudios de inclusiones fluidas e isótopos en el SVC (Capítulo 3) servirán de base para comparar las manifestaciones minerales del resto del distrito y determinar si pertenecen a un mismo evento hidrotermal o existen otros episodios de mineralización.

Los estudios de inclusiones fluidas aportaron además datos de los procesos que afectan al fluido hidrotermal durante la historia evolutiva del depósito (Bodnar *et al.*, 1985; Goldstein y Reynold, 1994). Esta información puede ser utilizada como un indicio del potencial mineralizado de determinadas estructuras, por ejemplo, dado que la ebullición es un mecanismo de depositación de metales (Drummond, 1981; Drummond y Ohmoto, 1985; Bodnar *et al.*, 1985), la presencia de evidencias de inclusiones fluidas atrapadas durante la ebullición del fluido pueden ser una buena herramienta de exploración (Kamili y Ohmoto, 1977).

5.3 Referencias

- Adams, S. F., 1920. A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology*, 15(8): 623–664.
- Adams, S. S., 1985. Using Geological Information to develop exploration strategies for Epithermal deposits. *Review in Economic Geology*, v. 2: 273-298.
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D. y 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.
- Allis, R.G., 1990. Geophysical characteristics of epithermal systems. In: J.W. Hedenquist, N.C. Ehite and G. Siddley (Editors), *Epithermal Gold Mineralization of the Circum Pacific: Geology, Geochemistry, Origin and Exploration*, II. *J. Geochem. Explor.*, 36: 339-374.
- Benson A. K., Payne, K. L. y Stubben, M. A., 1997. Mapping groundwater contamination using dc resistivity and VLF geophysical methods-A case of study. *Geophysics*, v. 62 n1: 80-86.
- Bernard, J. y Valla, P., 1991. Groundwater exploration in fissured media with electrical and VLF methods. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. *Geoexploration*, 27: 81-91.
- Bodnar R.J., 2003. Reequilibration of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral. Assoc. Canada, Short Course 32, 213-230.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T. J. y Kuehn, C. A., 1985. Fluid-Inclusion Systematics in Epithermal Systems. *Reviews in Economic Geology v.2*: 73-97.
- Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6: 229-250.
- Buchanan, L.J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest: *Arizona Geological Society Digest 14*: 237–262.
- Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V., 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina 65*: 5–35.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) *The Geology of Chile*, The Geological Society: 21-114.
- Colla, A., 2004. Levantamiento Magnético Terrestre. Proyecto San Guillermo, Región De Copiapó, Chile. Informe de Interpretación. Minera Fuego Ltda. - San Guillermo Informe de Interpretación - por Geonova SA. 17p.
- Cooke, D. y Simmons, S., 2000. Characteristics and genesis of Epithermal Gold Deposits. *SEG Reviews 13*: 221-244.
- Corbett, G. J. y Leach, T. M., 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Short course manual: 318 p.
- Corbett, G., 2005. Comments Mineral Exploration in the El Peñón Mine Area, Amancaya and Flor de Chile projects, Northern Chile. Informe interno de la empresa Austral Gold Ltd., Noviembre, 2005: 24p.
- Corbett, G., 2012. Structural Controls to, and Exploration for, Epithermal Au-Ag Deposits. *Structural Geology and Resources (2012)*: 43-47.

- Corbett, G., Hunt, S., Cook, A., Tamaduk, P. y Leach T., 2001. Geology of the Ladolam gold deposit, Lihir Island, from exposures in the Minifie open pit in Hancock, G., ed., Geology, exploration and mining conference, July 2001, Port Moresby, Papua New Guinea, Proceedings: Parkville, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy: 69-78.
- Cristóbal, J., Montecinos, S. y Maldonado, A., 2008. Características Climáticas de la Región de Atacama. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atacama (F.A. Squeo, G. Arancio & J.R. Gutiérrez, eds) Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, Chile. Capítulo 3: 25 – 42.
- Dong, G., Morrison, G. y Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland – Clasificación, Origin and Implication. *Economic Geology*, v. 90: 1841-1856.
- Drummond, S. E. Jr., 1981. Boiling and mixing of hydrothermal fluids. Chemical effects on mineral precipitation: Unpublished Ph. D thesis, The Pennsylvania State University, 380p.
- Drummond, S.E. y Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology* 80: 126-147.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. y Inan, E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids. Society of Economic Geologists Special Publication 10: 285–314.*
- Espinoza, F., Matthews, S., Cornejo, P. y Venegas, C., 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta, mapa escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 129: 63 p.
- Field C.W. y Fifiarek, R.H., 1985. Light Stable-Isotope Systematics In The Epithermal Environment. *Reviews in Economic Geology* v. 2: 99-128.
- Galina, M., 2019. Geología y Metalogénesis del depósito epitermal de alta sulfuración El Guanaco, Desierto de Atacama, Chile. Tesis Doctoral FCNyM-UNLP, Buenos Aires, Argentina. 203 p.
- Giggenbach, W.F., 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems, in Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed.: New York, John Wiley and Sons, p. 737–796.
- Goldstein, R. H. y Reynolds, T. J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals: *Society for Sedimentary Geology Short Course 31*, 199 p.
- Guilbert, J.M. y Park, C.F. Jr., 1986. *The geology of ore deposits*: New York, Freeman, 985 p.
- Hautot S., Tarits, P., Perrier, F., Tarits, C. y Triquee, M., 2002. Groundwater electromagnetic imaging in complex geological and topographical regions: A case study of a tectonic boundary in the French Alps. *Geophysics*, v. 67, n 4: 1048-1060.
- Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P. y Foley, N.K., 1985. Geologic, mineralogic and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 2: 129–167.
- Heald, P., Foley, N.K. y Hayba, D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types: *Economic Geology*, v. 82: 1–26.
- Hedenquist, J. W., 1990. The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system: *Geothermics*, v. 19: 151–185.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., Jr., y Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*, v. 13: 245–277.

- Hedenquist, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydro - thermal systems in the Circum-Pacific Basin: Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 4th, Singapore, August 1986, Transactions: 513-524.
- Henley, R. W., 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, v. 2: 1-24
- Henley, R. W. y Brown, K. L., 1985. A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and hydrothermal ore deposits, in Berger, B.R., and Bethke, P.M., eds., *Geology and geochemistry of epithermal systems: Reviews in Economic Geology*, v. 2: 25-44.
- Irvine, R. J. y Smith, M.J., 1990. Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 36: 375-412.
- John, D. A., 2001. Miocene and Pliocene epithermal gold-silver deposits in the northern Great Basin, western USA: Characteristics, distribution, and relationship to magmatism. *Economic Geology*, v. 96: 1827-1853.
- Kamili, R. J. y Ohmoto, H., 1977. Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic study of the Finlandia Vein, Colqui district, central Perú. *Economics Geology*, v. 72: 950-982.
- Lindgren, W., 1933. *Mineral deposits*, 4th edition: New York, McGraw-Hill, 930 p.
- Marjoribanks, R., 2010. *Geological Methods in Mineral Exploration and Mining*. Second Edition. Springer, 238 p.
- Matthews, S., Espinoza, F., Cornejo, P. y Venegas, C., 2010. Carta Altamira, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Santiago de Chile, Chile. 66 p.
- Micklethwaite, S., Sheldon, H. A. y Baker, T., 2010. Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and Discovery. *Journal of Structural Geology* 32: 151-165.
- Modriniak, N. y Marsden, E., 1938. Experiments in geophysical survey in New Zealand. *Geol. Mem. 4, Dep. Sci. Ind. Res., Wellington, New Zealand*: 67-72.
- Morrison, G. Dong, G. y Jaireth, S., 1990. Textural zoning in epitermal quartz veins. Ed. Klondike Exploration Service, 33p.
- Mpodozis, C., Cornejo, P., Kay, S.M. y Tittler, A., 1995. La Franja de Maricunga: síntesis de la evolución del Frente Volcánico Oligoceno- Mioceno de la zona sur de los Andes Centrales. *Revista Geológica de Chile* 21(2): 273-313.
- Páez, G., Permuy Vidal, C. y Guido, D., 2016. Informe: Mapeo Geológico y de Mineralizaciones, Distrito Amancaya, Antofagasta, Chile. Informe inédito de Compañía Minera Guanaco 41p.
- Reyes, A.G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43: 279-309.
- Rye, R. O., Bethke, P.M., y Wasserman, M.D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid-sulfate alteration: *Economic Geology*, v. 87: 225-267.
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18 (8): 1031-1042.
- Silberman, M. L. y Berger, B. R., 1985. Relationship of trace elements patterns to alteration and morphology in epithermal precious-metal deposits. *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, v. 2: 203-232

- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. Society of Economic Geologists Special Publication 10: 315–343.
- Simmons, S.F., Arehart, G., Simpson, M. P. y Mauk, J. L., 2000. Origin of Massive Calcite Veins in the Golden Cross Low-Sulfidation, Epithermal Au-Ag Deposit, New Zealand. Economic Geology Vol. 95: 99–112.
- Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume: 485-522.
- Simpson, M. P. y Arribas, A., 2018. Short-wave infrared (SWIR) reflectance spectrometric characterisation of clays from geothermal systems of the Taupō Volcanic Zone, New Zealand. Geothermics 73 (2018) 74–90.
- Thomas, R., 2013. Practical Guide to ICP-MS, A Tutorial for Beginners, Third Edition. Publication Boca Raton. 446 p.
- Warren, 2005. Geology, geochemistry, and genesis of the El Peñón epithermal Au-Ag deposit, northern Chile: Characteristics of a bonanza-grade deposit and techniques for exploration. Geology Department, The University of Auckland, Tesis Doctoral inedita 428 p.
- White, N.C. y Hedenquist, J. W., 1995. Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration. SEG Newsletter N°23: 9-13
- Woodall, R., 1993. The multidisciplinary team approach to successful mineral exploration: Society of Economic Geologists Newsletter, No. 14: 1, 6-11.
- Yanga, K., Browne, P.R.L., Huntington, J.F. y Walshea, J.L., 2001. Characterising the hydrothermal alteration of the Broadlands ± Ohaaki geothermal system, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy.
- Zuluaga J.I., Soto, J.D. y Gallardo, J.L., 2006. Informe geológico-técnico del Prospecto Amancaya, II Región, Chile (II Edición actualizada). Informe Interno Minera Meridian. 75 p.

ANEXOS

ANEXO 1:

Tabla de cuantificación de pulsos hidrotermales en los pozos de diamantina descritos para la tesis doctoral. La escala relativa equivale a 1= escaso, 2=moderado; 3=abundante; 4=muy abundante.

Pozo/Pulso	From	To	Pulso1	Pulso2	Pulso3	Pulso4	Pulso4b	Pulso5	Pulso6	Pulso7	Pulso8	Pulso 9
Sector Veta Central norte												
AM-005	21,67	22,1				2			3	1		1
AM-006	55,9	59,75				3			2	2	2	3
AM-008	142,55	142,85			3	1			1	1		2
AM-011	188,6	189,4		2	3						1	2
AM-012	250,87	256,58	1	1	4	1	2		2	2	1	
AM-013	79,59	79,83				2					1	
AM-014	102,62	103,94			3	3					4	
AM-018	214	216,4	1	1	4		2		3	1	1	
AM-022	196,97	198,4	1				3			1	3	
AM-022	201,18	201,67			2	2					4	
AM-023A	165	166,97			1	1	2		1	1	1	
AM-023A	174	176,62	1		3	1			1	1		
AM-026	211,46	214,35			2	3	1	1			2	
AM-036	156,05	156,9	1		2	3	1	1	2	1	2	
AM-036	157,88	161,05	1		2	3	1	1	2	1	2	
AM-038	13,59	17,07	1		2	4						
AM-047	148,69	154,88	1		2	2	3		3	2	2	
AM-050	139,94	142,32	1		2	4			2	1	2	
AM-054	45,97	49,21	1		2	3			3	1	1	
AM-055	22,3	27,4	1		2	4			3	3		
AM-055	45,5	48,8	1			3			2	2	2	
AM-056	152	153			3	3		2		2	1	
AM-060	78,1	81,79	1		1	3		2	1	1	1	1
AM-062	47,35	47,93			1	2			1	1		
AM-062	55,3	56					3				3	
AM-082	72,42	75,81			3	4		1	1	1		
AM-088	123,48	124,13	2		2	3			4	4	3	
Sector Veta Central Sur												
AM-016	80,48	81,53			3	1			1	1		
AM-017	49,55	53,52			2	4			1	1		1
AM-020	34,4	36,95			1	4				1		
AM-039	161,1	164		1	4	3				2		
AM-058	209,2	210,95	1	2	3	1			3	3	1	
AM-066	164	165,85		2		1			1			2
AM-067	170,23	172		3		1			3	2		

ANEXO 2:

Geoquímica de Roca Total en muestras del vulcanismo paleoceno en el distrito
Amancaya.



ALS Argentina
 Altos Hornos Zapla 1605
 Godoy Cruz
 Mendoza MD 5501
 Phone: +54 (261) 431 9880 Fax: +54 (261) 432 4278
 www.alsglobal.com/geochemistry

To: AUSTRAL GOLD ARGENTINA S.A.

Page: 1
 Total # Pages: 2 (A - E)
 Plus Appendix Pages
 Finalized Date: 1-MAR-2018
 This copy reported on
 3-APR-2018
 Account: AUGOLSA

CERTIFICATE ME18035510

This report is for 23 Rock samples submitted to our lab in Mendoza, MD, Argentina on 16-FEB-2018.
 The following have access to data associated with this certificate:

DIEGO GUIDO	PAOLA LOPEZ
-------------	-------------

SAMPLE PREPARATION	
ALS CODE	DESCRIPTION
WEI-21	Received Sample Weight
LOG-22	Sample login - Rcd w/o BarCode
CRU-QC	Crushing QC Test
PUL-QC	Pulverizing QC Test
CRU-31	Fine crushing - 70% <2mm
SPL-21	Split sample - riffle splitter
PUL-31	Pulverize split to 85% <75 um

ANALYTICAL PROCEDURES		
ALS CODE	DESCRIPTION	INSTRUMENT
ME-XRF26	Whole Rock By Fusion/XRF	XRF
OA-GRA05x	LOI for XRF	WST-SEQ
ME-MS41	Ultra Trace Aqua Regia ICP-MS	

To: AUSTRAL GOLD ARGENTINA S.A.
 ATTN: PAOLA LOPEZ

This is the Final Report and supersedes any preliminary report with this certificate number. Results apply to samples as submitted. All pages of this report have been checked and approved for release.

***** See Appendix Page for comments regarding this certificate *****

Signature:

Rene Mamani, Laboratory Manager, Peru



ALS Argentina

Altos Hornos Zapla 1605

Godoy Cruz

Mendoza MD 5501

Phone: +54 (261) 431 9880 Fax: +54 (261) 432 4278

www.alsglobal.com/geochemistry

To: AUSTRAL GOLD ARGENTINA S.A.

Page: 2 - A

Total # Pages: 2 (A - E)

Plus Appendix Pages

Finalized Date: 1-MAR-2018

Account: AUGOLSA

CERTIFICATE OF ANALYSIS ME18035510

Sample Description	Method	WEI-21	ME-MS41													
	Analyte	Recvd Wt.	Ag	Al	As	Au	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Ce	Co	Cr	Cs
	Units	kg	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
	LOR															
1		0.02	0.01	0.01	0.1	0.02	10	10	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.1	1	0.05
2		0.38	3.80	0.91	2.6	0.10	20	160	0.36	0.01	1.70	0.21	27.2	11.2	16	0.44
3		0.46	0.05	0.89	3.9	<0.02	90	20	0.22	0.01	2.48	0.06	25.5	11.2	18	2.53
4		0.36	2.28	1.50	3.7	0.05	10	30	0.44	0.01	1.63	0.07	29.8	16.5	26	0.81
5		0.50	0.24	1.20	20.8	<0.02	10	70	0.28	0.02	1.30	0.06	27.2	14.2	34	4.30
6		0.26	0.05	1.46	2.7	<0.02	10	40	0.40	0.03	1.09	0.03	30.4	10.0	23	0.63
7		0.66	0.20	1.31	6.6	<0.02	10	30	0.18	0.02	0.95	0.04	30.6	9.9	21	2.83
8		0.22	0.10	1.18	4.7	<0.02	<10	190	0.48	0.02	0.73	0.09	22.4	13.5	23	1.94
9		0.54	0.03	1.35	10.4	<0.02	10	140	0.23	0.02	1.28	0.19	18.40	10.1	20	1.66
10		0.56	0.05	1.29	8.5	<0.02	10	110	0.27	0.01	1.28	0.47	19.10	9.1	17	1.63
11		0.48	0.05	1.34	2.0	<0.02	10	30	0.32	<0.01	0.76	0.06	28.1	10.7	11	0.12
12		0.36	0.03	1.31	2.7	<0.02	20	30	0.47	0.01	0.82	0.07	22.9	10.4	18	0.29
13		0.32	0.05	1.21	4.4	<0.02	10	250	0.44	<0.01	0.66	0.11	26.8	10.7	17	0.17
14		0.70	0.10	3.53	2.1	<0.02	10	90	0.23	0.03	2.37	0.04	21.1	15.6	26	0.59
15		0.56	0.01	1.91	0.5	<0.02	20	50	0.30	0.01	1.56	0.02	15.35	14.9	38	0.15
16		0.42	0.04	1.18	6.8	<0.02	10	60	0.30	0.01	0.86	0.05	28.9	13.0	23	0.13
17		0.44	0.03	1.62	5.8	<0.02	10	50	0.32	0.01	1.16	0.05	28.0	16.7	13	0.09
18		0.40	0.02	0.55	4.0	<0.02	10	30	0.57	0.04	0.71	0.11	51.8	8.2	7	4.35
19		0.48	0.02	0.81	35.7	<0.02	20	80	0.66	0.01	1.17	0.21	66.8	9.3	10	5.62
20		0.34	0.04	0.46	11.7	<0.02	20	30	0.49	0.03	0.54	0.07	54.5	4.7	14	0.90
21		0.66	0.05	1.28	1.2	<0.02	<10	40	0.31	0.01	0.97	0.03	15.85	4.9	19	0.55
22		0.26	0.06	1.40	1.4	<0.02	<10	40	0.22	<0.01	1.06	0.04	16.75	5.1	18	0.32
23		0.90	0.06	1.14	4.4	<0.02	10	190	0.40	0.01	1.83	0.08	20.0	12.1	25	0.59
		0.58	0.02	1.80	6.0	<0.02	20	40	0.68	0.01	1.00	0.86	22.4	19.4	26	0.19



ALS Argentina

Altos Hornos Zapla 1605
 Godoy Cruz
 Mendoza MD 5501
 Phone: +54 (261) 431 9880 Fax: +54 (261) 432 4278
 www.alsglobal.com/geochemistry

To: AUSTRAL GOLD ARGENTINA S.A.

Page: 2 - B
 Total # Pages: 2 (A - E)
 Plus Appendix Pages
 Finalized Date: 1-MAR-2018
 Account: AUGOLSA

CERTIFICATE OF ANALYSIS ME18035510

Sample Description	Method Analyte Units LOR	ME-MS41														
		Cu ppm	Fe %	Ga ppm	Ge ppm	Hf ppm	Hg ppm	In ppm	K %	La ppm	Li ppm	Mg %	Mn ppm	Mo ppm	Na %	Nb ppm
		0.2	0.01	0.05	0.05	0.02	0.01	0.005	0.01	0.2	0.1	0.01	5	0.05	0.01	0.05
1		35.1	2.37	4.18	0.06	0.74	<0.01	0.013	0.16	13.8	7.1	0.59	692	2.17	0.07	0.20
2		26.8	2.65	3.75	0.10	0.64	0.01	0.019	0.09	11.0	8.4	0.60	553	1.10	0.17	0.19
3		85.8	3.64	8.13	0.18	0.68	0.01	0.023	0.08	13.4	13.2	1.09	656	0.94	0.19	0.45
4		64.1	3.60	4.14	0.11	0.71	0.06	0.025	0.18	11.3	16.6	0.55	583	6.02	0.22	0.16
5		63.7	2.94	4.65	0.10	0.51	<0.01	0.017	0.14	12.2	10.7	0.66	301	1.71	0.21	0.24
6		74.4	2.80	4.25	0.13	0.53	<0.01	0.020	0.16	11.5	13.6	0.53	334	1.87	0.17	0.15
7		100.0	3.22	4.35	0.10	1.01	0.01	0.024	0.19	8.8	11.0	0.62	550	3.83	0.22	0.16
8		33.0	2.59	3.99	0.10	0.44	0.02	0.022	0.12	9.0	6.5	0.60	677	3.05	0.28	0.16
9		33.9	2.73	3.87	0.08	0.30	0.02	0.016	0.11	9.3	4.9	0.50	827	1.62	0.27	0.14
10		44.1	3.05	4.73	0.10	0.24	0.01	0.015	0.12	11.4	10.7	1.10	324	3.01	0.17	0.14
11		85.8	2.81	7.70	0.11	0.57	0.02	0.016	0.13	10.5	17.6	1.11	397	1.42	0.11	0.23
12		59.3	2.85	4.87	0.09	0.28	0.01	0.020	0.07	11.5	7.6	1.05	528	1.81	0.14	0.13
13		93.3	3.76	8.71	0.11	0.18	0.01	0.013	0.14	8.7	6.4	0.58	201	2.48	0.47	0.15
14		129.0	3.28	7.23	0.08	0.13	0.02	0.028	0.10	6.3	4.7	1.41	876	0.86	0.17	0.09
15		33.7	3.40	5.33	0.13	0.33	0.01	0.019	0.08	12.7	10.5	1.04	481	1.07	0.21	0.14
16		85.0	3.86	7.08	0.16	0.59	0.01	0.021	0.09	12.0	8.2	1.10	843	2.68	0.24	0.29
17		9.5	3.50	3.05	0.17	0.29	0.02	0.033	0.25	20.6	7.7	0.43	604	1.23	0.11	0.16
18		15.1	4.87	6.14	0.24	0.16	0.02	0.065	0.21	25.7	10.5	0.68	1100	2.99	0.08	0.60
19		14.0	3.35	3.13	0.14	0.92	0.01	0.046	0.19	19.5	9.3	0.29	536	4.01	0.09	0.30
20		52.9	1.97	4.03	0.05	0.29	0.01	<0.005	0.07	7.0	1.4	0.08	260	0.77	0.28	0.09
21		62.9	1.99	4.21	0.06	0.20	<0.01	0.010	0.06	7.4	1.4	0.09	205	0.67	0.33	0.10
22		28.8	2.19	4.41	0.05	0.31	<0.01	0.016	0.12	9.0	11.6	0.89	443	1.20	0.08	<0.05
23		26.6	4.09	9.25	0.20	0.68	0.01	0.031	0.06	10.3	15.6	2.03	907	1.37	0.16	0.18



ALS Argentina

Altos Hornos Zapla 1605
 Godoy Cruz
 Mendoza MD 5501
 Phone: +54 (261) 431 9880 Fax: +54 (261) 432 4278
 www.alsglobal.com/geochemistry

To: AUSTRAL GOLD ARGENTINA S.A.

Page: 2 - C
 Total # Pages: 2 (A - E)
 Plus Appendix Pages
 Finalized Date: 1-MAR-2018
 Account: AUGOLSA

CERTIFICATE OF ANALYSIS ME18035510

Sample Description	Method Analyte Units LOR	ME-MS41														
		Ni ppm	P ppm	Pb ppm	Rb ppm	Re ppm	S %	Sb ppm	Sc ppm	Se ppm	Sn ppm	Sr ppm	Ta ppm	Te ppm	Th ppm	Ti %
		0.2	10	0.2	0.1	0.001	0.01	0.05	0.1	0.2	0.2	0.2	0.01	0.01	0.2	0.005
1		13.9	640	52.1	3.6	0.002	0.10	0.20	4.9	1.6	0.9	504	<0.01	0.03	1.1	0.154
2		15.6	810	3.6	4.5	<0.001	0.56	0.18	7.2	1.3	0.6	183.5	<0.01	0.03	1.0	0.126
3		21.9	900	27.4	1.2	0.001	0.04	0.16	8.4	0.3	0.8	97.4	<0.01	<0.01	1.6	0.349
4		17.8	670	6.0	10.6	0.002	0.04	1.47	7.4	4.3	1.3	515	<0.01	0.02	4.8	0.089
5		9.2	1000	2.5	4.1	0.001	0.01	0.27	3.8	0.2	0.8	140.5	<0.01	0.01	4.3	0.117
6		9.1	950	4.0	6.7	0.001	0.01	0.30	4.8	<0.2	0.6	112.0	<0.01	<0.01	4.2	0.079
7		17.0	620	2.3	12.4	0.001	0.02	0.42	6.9	0.2	1.5	92.2	<0.01	0.01	4.3	0.184
8		13.3	610	2.4	6.8	0.001	0.27	0.27	7.5	1.4	0.5	165.5	<0.01	0.22	1.5	0.082
9		11.8	600	2.7	6.2	0.001	0.16	0.26	6.8	0.6	0.5	137.5	<0.01	0.03	1.5	0.097
10		8.4	830	1.8	1.9	0.001	0.04	0.15	4.7	1.7	1.0	89.9	<0.01	0.02	2.1	0.083
11		10.6	710	4.9	1.7	0.001	0.05	0.17	4.4	0.3	0.8	56.9	<0.01	0.63	1.3	0.214
12		10.6	770	2.6	1.8	0.001	0.10	0.11	5.9	<0.2	0.5	83.1	<0.01	0.05	1.6	0.067
13		18.5	1060	3.2	6.5	0.001	<0.01	0.11	2.3	0.2	1.0	289	<0.01	0.02	0.6	0.173
14		20.3	600	2.8	1.4	0.001	0.01	0.10	7.3	<0.2	0.5	154.5	<0.01	0.65	0.5	0.049
15		13.6	990	2.1	1.9	0.001	0.03	0.13	4.6	0.2	0.7	114.0	<0.01	0.04	1.6	0.205
16		13.9	1000	3.6	1.4	0.001	0.02	0.19	5.5	0.4	1.2	117.5	<0.01	0.02	1.6	0.255
17		1.6	2010	3.6	16.5	<0.001	<0.01	0.48	10.3	0.2	1.2	39.9	<0.01	0.01	4.2	0.161
18		2.0	2420	5.7	8.6	0.001	0.16	0.89	20.1	0.7	2.2	160.0	0.01	0.05	7.8	0.453
19		7.0	1330	6.0	9.4	0.001	0.07	0.79	11.5	0.2	2.2	130.5	<0.01	0.01	7.0	0.151
20		5.7	920	1.7	2.1	<0.001	<0.01	0.20	1.1	0.2	0.6	191.0	<0.01	<0.01	0.9	0.091
21		5.3	920	1.4	2.0	0.001	<0.01	0.11	1.1	0.2	0.5	205	<0.01	0.01	0.6	0.105
22		25.1	870	2.5	3.5	<0.001	0.01	0.17	4.3	0.2	0.6	65.4	<0.01	0.01	1.1	0.056
23		28.9	1020	3.7	1.4	<0.001	0.05	0.14	9.2	0.3	0.8	73.3	<0.01	0.04	0.5	0.283



ALS Argentina

Altos Hornos Zapla 1605
 Godoy Cruz
 Mendoza MD 5501
 Phone: +54 (261) 431 9880 Fax: +54 (261) 432 4278
 www.alsglobal.com/geochemistry

To: AUSTRAL GOLD ARGENTINA S.A.

Page: 2 - D
 Total # Pages: 2 (A - E)
 Plus Appendix Pages
 Finalized Date: 1-MAR-2018
 Account: AUGOLSA

CERTIFICATE OF ANALYSIS ME18035510

Sample Description	Method Analyte Units LOR	ME-MS41	ME-XRF26													
		Tl ppm	U ppm	V ppm	W ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm	Al2O3 %	BaO %	CaO %	Cr2O3 %	Fe2O3 %	K2O %	MgO %	MnO %
1		0.02	0.29	38	0.28	5.39	77	17.1	16.90	0.14	4.28	<0.01	4.78	2.13	1.42	0.10
2		<0.02	0.17	44	0.08	5.98	48	17.3	17.13	0.08	6.70	<0.01	5.83	0.98	1.28	0.09
3		0.02	0.43	131	0.16	7.24	76	24.9	18.09	0.08	6.54	<0.01	6.39	1.58	2.81	0.11
4		0.16	1.20	104	0.58	10.85	48	23.1	15.87	0.10	5.46	<0.01	6.37	3.15	1.60	0.10
5		0.02	0.84	88	0.19	10.10	52	15.0	17.22	0.11	5.40	<0.01	5.78	2.70	1.94	0.08
6		0.02	1.00	88	0.29	10.90	41	17.2	16.72	0.11	4.96	<0.01	5.31	2.81	1.62	0.08
7		0.08	0.98	113	0.54	9.33	59	32.6	16.75	0.12	4.85	<0.01	5.65	2.68	1.58	0.09
8		0.05	0.29	47	0.13	5.04	38	14.9	17.02	0.09	5.42	<0.01	5.61	1.94	1.57	0.11
9		0.04	0.33	50	0.14	5.87	31	9.0	17.14	0.09	5.86	<0.01	6.20	1.66	1.38	0.13
10		<0.02	0.39	72	0.19	9.54	63	6.2	17.34	0.08	4.67	<0.01	5.39	1.92	2.17	0.08
11		0.02	0.25	76	0.14	5.44	54	15.8	17.44	0.10	4.52	<0.01	5.23	2.24	2.72	0.08
12		0.02	0.25	75	0.08	6.70	64	6.3	17.52	0.13	4.43	<0.01	5.03	1.72	2.02	0.08
13		0.03	0.13	182	0.22	5.65	45	3.8	18.42	0.10	8.61	<0.01	9.46	1.36	4.86	0.15
14		0.02	0.11	116	<0.05	4.26	66	3.7	17.42	0.12	5.01	<0.01	5.27	1.84	2.54	0.12
15		0.03	0.32	110	0.14	6.73	52	8.7	17.76	0.10	5.66	0.02	6.27	1.70	3.10	0.11
16		<0.02	0.29	126	0.22	8.77	73	18.0	18.68	0.08	6.44	<0.01	6.51	1.48	2.56	0.16
17		0.08	0.83	77	0.34	29.1	65	11.0	15.84	0.06	5.19	0.01	8.47	2.20	1.88	0.21
18		0.08	1.32	85	0.61	39.0	99	9.9	14.55	0.06	3.92	<0.01	8.01	2.81	1.27	0.22
19		0.06	0.96	48	0.51	32.0	77	26.2	15.42	0.06	3.08	0.01	5.94	2.96	0.67	0.13
20		0.03	0.19	78	<0.05	4.95	35	11.1	17.16	0.09	5.77	<0.01	5.23	1.56	2.00	0.11
21		0.02	0.14	79	<0.05	4.95	32	7.5	17.16	0.10	5.83	<0.01	5.29	1.50	2.00	0.10
22		0.04	0.11	50	0.13	6.12	60	7.6	15.57	0.10	5.24	<0.01	4.98	3.21	2.01	0.07
23		0.02	0.20	137	0.14	6.67	119	16.5	17.89	0.07	4.66	<0.01	6.43	1.34	3.48	0.13



ALS Argentina

Altos Hornos Zapla 1605

Godoy Cruz

Mendoza MD 5501

Phone: +54 (261) 431 9880 Fax: +54 (261) 432 4278

www.alsglobal.com/geochemistry

To: AUSTRAL GOLD ARGENTINA S.A.

Page: 2 - E

Total # Pages: 2 (A - E)

Plus Appendix Pages

Finalized Date: 1-MAR-2018

Account: AUGOLSA

CERTIFICATE OF ANALYSIS ME18035510

Sample Description	Method Analyte Units LOR	ME-XRF26	OA-GRA05x						
		Na2O %	P2O5 %	SO3 %	SiO2 %	SrO %	TiO2 %	Total %	LOI 1000 %
		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
1		4.42	0.15	0.26	61.84	0.14	0.63	100.20	2.95
2		5.38	0.20	1.38	57.78	0.09	0.77	101.10	3.36
3		4.29	0.23	0.11	57.38	0.09	0.91	100.60	1.91
4		3.39	0.17	0.10	61.56	0.10	0.74	99.89	1.10
5		4.01	0.25	0.03	61.71	0.09	0.70	101.15	1.05
6		3.86	0.23	0.03	61.89	0.07	0.71	99.45	0.98
7		3.80	0.16	0.05	62.82	0.06	0.69	100.20	0.84
8		4.21	0.16	0.67	62.07	0.08	0.62	101.00	1.39
9		4.13	0.17	0.40	61.36	0.08	0.71	100.55	1.17
10		4.18	0.21	0.09	61.51	0.06	0.59	99.70	1.36
11		4.21	0.18	0.13	60.97	0.07	0.67	100.20	1.56
12		4.32	0.19	0.23	62.58	0.08	0.67	100.50	1.43
13		3.57	0.26	0.01	52.11	0.10	1.19	100.35	0.04
14		3.99	0.16	0.03	60.11	0.10	0.68	100.25	2.82
15		4.57	0.24	0.07	59.29	0.09	0.81	100.80	0.91
16		4.26	0.25	0.04	59.26	0.09	0.81	101.90	1.22
17		4.17	0.50	0.03	59.46	0.04	1.64	100.50	0.67
18		3.83	0.59	0.40	60.70	0.05	1.43	99.49	1.54
19		4.64	0.33	0.18	64.50	0.04	1.03	99.88	0.80
20		4.35	0.25	0.04	60.86	0.10	0.72	99.68	1.35
21		4.53	0.26	0.03	60.73	0.10	0.73	99.71	1.25
22		3.37	0.22	0.04	60.66	0.06	0.76	99.59	3.22
23		4.59	0.24	0.14	58.18	0.08	0.83	100.20	2.04



ALS Argentina

Altos Hornos Zapla 1605

Godoy Cruz

Mendoza MD 5501

Phone: +54 (261) 431 9880 Fax: +54 (261) 432 4278

www.alsglobal.com/geochemistry

To: AUSTRAL GOLD ARGENTINA S.A.

Page: Appendix 1

Total # Appendix Pages: 1

Finalized Date: 1-MAR-2018

Account: AUGOLSA

CERTIFICATE OF ANALYSIS ME18035510

CERTIFICATE COMMENTS

ANALYTICAL COMMENTS

Applies to Method: Gold determinations by this method are semi-quantitative due to the small sample weight used (0.5g).
ME-MS41

LABORATORY ADDRESSES

Applies to Method: Processed at ALS Lima located at Calle 1 LT-1A Mz-D, esq. Calle A, Urb. Industrial Bocanegra Callao 01, Lima, Peru.
ME-MS41 ME-XRF26 OA-GRA05x

Applies to Method: Processed at ALS Mendoza located at Altos Hornos Zapla 1605, Godoy Cruz, Mendoza, MD, Argentina.
CRU-31 CRU-QC LOG-22 PUL-31
PUL-QC SPL-21 WEI-21

ANEXO 3:

Tabla de correlación de análisis multielementos en las muestras analizadas por ICP
en etapas de exploración del Sistema Veta Central.

ANEXO 4:
Resultados de isotopos de Oxígeno



Queen's Facility for Isotope
 Research Department of
 Geological Sciences
 Miller Hall, Queen's
 University Kingston,
 Ontario, Canada K7L 3N6

Tel. (613)
 533-2183
 Fax. (613)
 533-6592

17/04/2019

Dear Shane,

Please find below the results from your WO: ME19047236 for isotopic analyses of $\delta^{18}\text{O}$. QFIR protocols ensure both QA and QC reported herein for on-line results by generating 10% analyses each of the following: 1) certified reference materials and secondary standards 2) random duplication of unknown samples and 3) blanks. The off-line results are ensured by generating 20% standard analyses. This assurance and control program provides the routine monitoring of quality of both the measurements and the instrumentation.

Please note that all results are calibrated to certified reference materials, reported in standard permil notation (‰) and relative to the following international standards below:

Queen's Facility for Isotope Research

<u>Isotope</u>	<u>Reference Material</u>
$\delta^{18}\text{O}$	relative to VSMOW, VSLAP

Precision, in permil notation (‰) is based upon duplicate sample analyses. Accuracy reported below, in permil notation (‰) is based upon primary or secondary standard analyses as follows:

<u>Isotope</u>	<u>Accuracy (std. dev.)</u>
$\delta^{18}\text{O}$	0.2‰

Assoc. Prof. Matthew Leybourne & Assoc. Prof. Dan Layton-Matthews, co-Directors
QFIR

Matthew Leybourne 

Client Name:

ALS Canada Ltd.
2103 Dollarton Highway
North Vancouver, BC V7H 0A7 Canada

WO#: ME19047236

No. of Samples: n=6 silicates

Sample ID	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs VSMOW
1	7.4
2	7.7
3	6.9
4	6.9
5	7.8
6	7.6
6_dup	7.3

Methodology:

Oxygen (silicates): Oxygen was extracted from 5mg samples at 550-600°C according to the conventional BrF_5 procedure of Clayton and Mayeda (1963) and analyzed via dual inlet on a Thermo-Finnigan Delta^{Plus} XP Isotope-Ratio Mass Spectrometer (IRMS). $\delta^{18}\text{O}$ values are reported using the delta (δ) notation in units of permil (‰) relative to Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) international standard, with a precision of 0.4‰.

Sample storage policy:

Samples are kept for 90 days from the date data is released, then disposed of. Please note that unless specifically requested, unused sample material will not be returned to you. If you wish to have your samples shipped back to you, please provide a shipping account; alternatively, the shipping costs can be added to your invoice upon request.