



**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y LITOLÓGICO
DEL DISTRITO LA PALOMA.
METALOGÉNESIS DE LA VETA SULFURO,
MACIZO DEL DESEADO, PATAGONIA**

TESIS DOCTORAL

María Lis Fernández

2022

Universidad Nacional de Río Negro



Universidad Nacional de Río Negro

Doctorado de la Universidad Nacional de Río Negro

Mención Ciencias de la Tierra

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y
LITOLÓGICO DEL DISTRITO LA
PALOMA. METALOGÉNESIS DE LA
VETA SULFURO, MACIZO DEL
DESEADO, PATAGONIA**

(Tesis presentada para la obtención del grado de Doctor/a de la
Universidad Nacional de Río Negro)

Dirección: Dra. Marta B. Franchini

Co-Dirección: Dr. Pablo Caffè

María Lis Fernández

2022

RESUMEN

El distrito minero La Paloma que forma parte de la Mina Don Nicolás, está ubicado en el sector noreste del Macizo del Deseado, Patagonia, Argentina. La mineralización está hospedada en rocas volcánicas de la Formación Bajo Pobre (Jurásico Medio) que comprende tres grupos litológicos principales: (1) lavas y rocas intrusivas, (2) rocas piroclásticas, y (3) rocas volcanoclásticas retrabajadas. El primer grupo, compuesto por flujos de lavas coherentes y autobrechados de composición andesítica e intrusivos subvolcánicos poco profundos (lacolitos y stocks) de composición andesita-basáltica, es el más abundante en el distrito. Las rocas piroclásticas están intercaladas entre las coladas de lavas andesíticas y/o intruidas por los stocks o lacolitos andesítico-basáltico y están representadas por depósitos de oleadas y flujos piroclásticos y por depósitos piroclásticos de caída. Las secuencias volcanoclásticas retrabajadas comprenden depósitos de flujo de detritos o hiperconcentrados (*debris-flow*) y depósitos piroclásticos reelaborados. Estos depósitos se encuentran escasamente preservados, están restringidos a altos topográficos y se superponen a las unidades volcánicas primarias, a veces se intercalan entre estas.

El distrito La Paloma consiste en un complejo sistema de vetas dominado por vetas principales de rumbo NNO a NO (con variaciones locales N-S y NNE) (Sulfuro, Esperanza, Rocío, Princesa-Reyna y Verde), estructuras de rumbo ENE a E-O (Duquesa) y NE (Arco Iris). La falla El Molino de rumbo NE-SO separa el Sistema de Vetas Sulfuro (vetas Sulfuro, Esperanza y Rocío) del resto de los sistemas ubicados hacia el norte y noroeste del distrito. La reactivación normal, oblicua y de rumbo de las diaclasas pre-existentes dio lugar a la formación de fracturas híbridas de extensión-cizalla que hospedan la mineralización de interés económico en el distrito. El análisis del paleo-campo de esfuerzos revela que los cuatro juegos de fracturas híbridas de extensión-cizalla observados forman dos grupos de estructuras cinemáticamente compatibles con una dirección de esfuerzo σ_1 sub-vertical y con las direcciones de máxima esfuerzo (σ_3) orientadas NNO (Grupo A) y ENE (Grupo B), en el marco de un campo de esfuerzos extensional caracterizado por múltiples permutaciones entre los ejes σ_2 y σ_3 . Se interpreta que dichas permutaciones resultaron de la reactivación de diaclasas con rumbo NNO como fallas normales en respuesta al esfuerzo extensional regional en dirección ENE y por la extensión ortogonal (es decir, NNO) en el bloque colgante de dichas fallas normales de terminación lateral, asociadas con el estiramiento producido por el descenso diferencial del bloque colgante a lo largo del rumbo de la falla principal. En este marco se reactivaron de forma variable otros juegos de diaclasas (p. ej. NE y NO) como fallas

oblicuas con una componente de desplazamiento extensional. La dilatación asociada a la formación de las fracturas híbridas de extensión-cizalla con rumbo NNO (p. ej. Sistema de Vetas Sulfuro, Princesa–Reyna y Verde; Grupo B), fue la más efectiva en términos de canalización de fluidos hidrotermales y se caracteriza por la formación de vetas con relleno multiepisódico, con anchos, continuidad a lo largo del rumbo y contenidos metálicos excepcionales. En cambio, las estructuras de rumbo E-O a ENE (p. ej. Duquesa; Grupo A) documentan menos eventos de apertura y relleno los cuales están representados en su mayoría por pulsos tardíos (E3). Las fallas oblicuas con una componente de desplazamiento extensional (p. ej. Arco Iris y el Molino; Grupos A y B, respectivamente) no registran evidencias de marcada apertura en la historia de relleno y se caracterizan por presentar texturas de brechas con escaso cemento silíceo y/o clastos de veta en una matriz de harina de roca.

La reactivación de fallas asociada a la propagación del régimen Ándico, probablemente relacionada con el evento de acortamiento del Cretácico Temprano documentado en el Macizo del Deseado, está marcada por indicadores cinemáticos sobreimpuestos a fallas pre-existentes que muestran una componente de cizalla y de movimiento inverso e indican un esfuerzo principal máximo compresivo sub-horizontal (σ_1) en dirección aproximadamente E-O. La posterior evolución tectónica del área de estudio, tal como se registra en los nuevos datos de trazas de fisión en apatito, se caracterizó por una exhumación continua y estable a una tasa de 1° C/Ma durante los últimos 90 Ma.

La Veta Sulfuro constituye la estructura de mayor interés económico del distrito La Paloma (recursos medidos 174.251 Oz Au y 525.985 Oz Ag y leyes de 6,6 g/t Au y 20 g/t Ag; [Garrone, 2018](#)). Exhibe una geometría sub-horizontal de los clavos y de las áreas de mayor espesor consistentes con una cinemática extensional durante la mineralización, excepto en el sector norte donde los clavos de Au, Ag y Cu y las zonas de mayor espesor reflejan mayor componente de cizalla para ese segmento de la veta y que el fluido se encontraba exhausto en estos metales. Sin embargo, este último componente de desplazamiento parece no haber ejercido un control importante en la distribución de Zn y Pb en el sector norte, donde estos metales continuaron precipitando a menores temperaturas y favorecidos por la porosidad de las rocas piroclásticas. Los valores más altos de Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn y Sb se concentran entre las cotas 50 y 100 m s.n.m. Valores altos de Mo también ocurren a mayores profundidades (≤ -50 m s.n.m.) en el sector sur y en las zonas someras su distribución está controlada por procesos de

removilización. La distribución geoquímica de los metales muestra una ligera zonación vertical y una clara zonación lateral que sugiere un flujo de fluidos hidrotermales ascendente desde las zonas profundas en el extremo sur de la veta donde los clavos mineralizados se verticalizan y se profundizan, hacia el norte a través de fracturas NNO-NO.

Tres pulsos mineralizantes contribuyeron con la dotación final de metales de la Veta Sulfuro. El primero, que se corresponde con el pulso 3, introdujo $\text{Mo} \pm \text{Au (Ag)} \pm \text{Cu}$ (molibdenita \pm Au (electrum) \pm calcopirita \pm tennantita-tetraedrita) que precipitaron en una banda milimétrica rica en sulfuros al comienzo del relleno de la veta durante el episodio E1. El segundo y el tercer pulso mineralizantes, que se corresponden con los pulsos 7 y 8, respectivamente, introdujeron $\text{Fe} \pm \text{Au (Ag)}$ y $\text{Fe} \pm \text{Au (Ag)} \pm \text{Cu} \pm \text{Zn} \pm \text{Pb} \pm \text{As} \pm \text{Sb}$, respectivamente, durante el episodio E2 que generó brechamiento en la veta sellada por minerales del episodio E1. Pirita \pm calcopirita \pm tennantita-tetraedrita \pm esfalerita \pm galena que contienen micro-inclusiones de Au y/o electrum, precipitaron durante este episodio (E2) como cemento en brechas y en venillas. En base al contenido metálico y a los minerales que lo acompañan, la Veta Sulfuro se clasifica como un depósito epitermal de Au-Ag de baja sulfuración enriquecido en Zn + Pb e inusualmente rico en Mo (hasta 1,5%). Las texturas del cuarzo (bandedo coliforme–crustriforme, cocarda, mosaico y brechosa) indican múltiples eventos de apertura y relleno y la depositación de un gel silícico de un fluido en ebullición el cual debió ser el responsable de la depositación de los metales.

La asociación clorita \pm albita \pm epidoto en las zonas distales a la Veta Sulfuro (> 20–30 m), podría representar la alteración propilítica regional relacionada con la fuente de calor magmático en el distrito antes del inicio de la actividad hidrotermal. La interacción de las rocas volcánicas con fluidos hidrotermales en ebullición y de pH neutro a levemente alcalino formaron clorita \pm albita \pm adularia \pm carbonatos (dolomita, siderita y calcita) \pm pirita y cuarzo concomitante con los pulsos de relleno previos a la mineralización en la veta. Los filosilicatos dioctaédricos potásicos \pm cuarzo \pm pirita reemplazan los minerales previos y se consideran coetáneos con los pulsos mineralizantes en la veta. Se identificaron filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano grueso (>2 μm) o micas incoloras y filosilicatos de grano fino (<2 μm) representados por illita (o interstratificado illita-esmectita rico en illita) y por interstratificados con porcentajes variables de capas de illita subordinados. La composición y la distribución de estos filosilicatos reflejan gradientes térmicos del fluido hidrotermal con el tiempo en el halo

próximo a la veta (≤ 5 m), con temperaturas $> 220^\circ$ C (mica incolora e interestratificado illita-esmectita rico en illita) y entre 220° y 150° C (interestratificados illita-esmectita superpuestos). Luego del último pulso mineralizante en la veta, los silicatos de Al fueron parcialmente disueltos y reemplazados por caolinita en la roca de caja. La asociación caolinita \pm dickita \pm aluminio-fosfatos-sulfatos (APS) en zonas someras y por encima de la zona principal de ascenso de los fluidos, se formó en la etapa post-mineralización durante la alteración argílica avanzada originada por aguas ácidas sulfatadas calentadas por vapor. La esmectita fue el último mineral en formarse durante el colapso de la actividad hidrotermal.

Las composiciones químicas de algunos minerales hidrotermales son indicadores potenciales de paleo-profundidades y de la proximidad a la veta: (1) la dolomita (Mg) se encuentra en zonas profundas, mientras que la calcita (Ca) y la siderita (Fe) están en zonas intermedias y superficiales, respectivamente; (2) la clorita en la andesita inferior tiene mayor contenido de Fe que de Mg cerca de la veta y en zona profundas; (3) los feldespatos secundarios son escasos y relícticos cerca de la veta en comparación con los filosilicatos dioctaédricos potásicos, pero son frecuentes a medida que aumenta la distancia a la veta. Adularia relíctica predomina en rocas con alteración intensa próximas a la veta mientras que albita predomina en rocas con alteración moderada a débil en los halos periféricos, (4) la abundancia de los filosilicatos dioctaédricos potásicos \pm cuarzo \pm piritita en el halo próximo a la veta (≤ 5 m) constituye un excelente indicador de la estructura mineralizada, así como la mica incolora confinada al contacto con la veta y en zonas más profundas.

Las composiciones isotópicas de los fluidos en equilibrio con cuarzo ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} - 5,8$ y $-1,5\%$) y filosilicatos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} 0,1$ a $-2,4\%$; $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}} -48$ a $-69,5$) en la veta durante los episodios E1 y E2 y de los fluidos en equilibrio con filosilicatos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidos}} - 1\%$ y $-2,3\%$; $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}} -62$ a -65) en la roca de caja, sugieren una fuente de aguas meteóricas jurásicas con un aporte de aguas magmáticas y/o bien la modificación de estas aguas meteóricas por interacción e intercambio isotópico de oxígeno con las rocas del basamento. Las firmas isotópicas del C en los carbonatos ($\delta^{13}\text{C}$ en solución como H_2CO_3 : $-7,5$ y $-7,1\%$) y las composiciones isotópicas de los sulfuros ($\delta^{34}\text{S} \%$ $-0,1$ a $3,3\%$) indican una fuente del S y del C magmática. La disminución de la temperatura y el aumento de la $f\text{O}_2$ del fluido por mezcla con aguas meteóricas en el sector norte y en zonas someras del sector central debieron ocasionar el aligeramiento de los valores $\delta^{34}\text{S}$ en esfalerita, galena y calcopirita ($\delta^{34}\text{S} \%$ $-3,1$, $-5,3$ y $-11,1\%$).

Las composiciones isotópicas del Pb de las galenas de la Veta Sulfuro ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,37 y 18,39; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15,61 y 15,62 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38,32 y 38,39) son similares a las relaciones isotópicas de las rocas volcánicas de la Formación Bajo Pobre e indican fuentes mixtas del Pb, con contribuciones del manto y de la corteza.

La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida para el interestratificado illita-esmectita rico en illita ($168,48 \pm 1,21$ Ma) y la edad Re-Os en molibdenita ($169,72 \pm 0,88$ Ma) indican que la formación de filosilicatos dioctaédricos potásicos en los halos de alteración de la Veta Sulfuro fue contemporánea con la mineralización de Au–Mo en la veta. Estas edades radimétricas se encuentran entre las más antiguas conocidas para los depósitos epitermales del Jurásico medio – superior del Macizo del Deseado.

ABSTRACT

La Paloma, a vein-hosted Au-Ag and base metal epithermal district of the Don Nicolás Mine, is located in the northeast of the Deseado Massif, Patagonia, Argentina. The mineralization is hosted in the Middle Jurassic volcanic rocks of the Bajo Pobre Formation which comprises three main lithological groups: (1) lavas and intrusive rocks, (2) pyroclastic rocks, and (3) reworked volcanoclastic rocks. The first group, composed of andesite to basaltic-andesite coherent and autobrecciated flows as well as shallow subvolcanic (stocks and lacoliths) intrusions, is the most representative in the district. The second group, either intercalated between andesitic lava flows or intruded by basaltic-andesite stocks and lacoliths, is represented by pyroclastic surge, fall and flow deposits. Reworked volcanoclastic sequences comprise debris and hyperconcentrated flow deposits and reworked pyroclastic deposits scarcely preserved and restricted to topographic highs that overlie primary volcanic units or are intercalated between them.

The La Paloma district displays a complex vein network dominated by NNW to NW (with local N-S and NNE deflections) striking major veins (Sulfuro, Esperanza, Rocío, Princesa, Reyna and Verde), ENE to E-W (Duquesa) and NE (Arco Iris) striking structures. The NE-SW striking El Molino fault separates the Sulfuro Vein System (Sulfuro, Esperanza and Rocío veins) from the remaining veins located towards the north-northwest of the district. The normal to oblique- to strike-slip reactivation of pre-existing joints led to the hybrid extension-shear fractures hosting the mineralization of economic interest. Paleostress analysis unravels how all the resulting four sets of hybrid extension-shear fractures form two groups of structures that are kinematically compatible with a sub-vertical σ_1 and either NNW (Group A) or ENE (Group B) trending σ_3 , within the framework of an extensional stress field characterized by multiple permutations between the σ_3 and the σ_2 axes. Such permutations are interpreted to have resulted from the reactivation of some of the NNW striking joints as normal faults in response to regional ENE stretching, and by orthogonal (i.e. NNW) extension in the hanging wall of such laterally-terminating normal faults associated with along-strike stretching produced by the differential downthrow of the hanging-wall block. Within this framework, further (i.e. NE and NW striking) joint sets were variably reactivated as oblique-slip dilational faults. The NNW trending hybrid extension-shear fractures (i.e. Sulfuro Vein System, Princesa–Reyna and Verde; Group B) were the most effective for hydrothermal fluid circulation and are characterized by the development of multi-episodic veins with exceptional width, strike continuity and ore grades whereas ENE to E-W striking structures (i.e. Duquesa;

Group A) exhibit minor opening and filling events mainly represented by late stages. NE and NW striking oblique-slip dilational faults (i.e. Arco Iris Vein and El Molino fault; Group A and B, respectively) record no major vein opening history, and characterized by brecciated vein textures with minor silica cement and/or vein clasts within a fault gouge matrix.

Later fault reactivation appears to be associated with far a field propagation of Andean stresses, probably related with the late Early Cretaceous shortening event known to have affected the studied sector of the Deseado Massif. This event is marked by superposed strike-slip and reverse fault slip components recording roughly E-W sub-horizontal compression (σ_1). The subsequent tectonic evolution of the study area, recorded by apatite fission track cooling ages, was characterized by steady-state exhumation at a rate of c. 1 °C/Ma during the last 90 Ma.

The Au-Ag (Zn, Pb, Mo and Cu) Sulfuro Vein, the main ore body in the district (174.251 Oz of gold and 525.985 Oz of silver and an average grade of 6.6 g/t Au and 20 g/t Ag), exhibits a sub-horizontal ore-shoot geometry, as are the areas of greater vein thickness, consistent with dominant extensional faulting during mineralization except in the northern sector where Au, Ag and Cu shoots and the thickest areas reflect a larger strike-slip component of motion and depletion of the fluid in these metals. This strike-slip component seems not to have exerted an important control in the distribution of Zn and Pb in this sector, where these metals continued to precipitate at lower temperatures favoured by the permeability of the volcanoclastic units. The highest values of Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn and Sb are concentrated at depths between 50 and 100 m a.s.l. High Mo values occur also at greater depths in the southern sector of the vein and its distribution in shallower sectors is controlled by remobilization processes. The geochemical distribution of metals shows a slight vertical zonation and a distinct lateral zonation, which suggests upward hydrothermal fluid flow from deep zones in the southern termination of the vein where ore shoots exhibit steeper plunges, to the north through the NNW-NW striking fractures.

Three mineralizing stages contributed to the final metal endowment of the Sulfuro Vein. The first, which corresponds to stage 3, introduced Mo \pm Au (Ag) \pm Cu (molybdenite \pm Au (electrum) \pm chalcopyrite \pm tennantite-tetraedrite) as millimetric dark sulfide-rich band at the beginning of the vein infill during the episode E1. The second and the third mineralizing stages, which correspond to stages 7 and 8, respectively, introduced Fe \pm Au (Ag) and Fe \pm Au (Ag) \pm Cu \pm Zn \pm Pb \pm As \pm Sb, respectively, during the

episode E2 and generated limited brecciation in the vein sealed by minerals of the E1 episode. Pyrite \pm chalcopyrite \pm tennantite-tetrahedrite \pm sphalerite \pm galena containing Au and/or electrum micro-inclusions, formed during this episode (E2) as breccia cement and filling veinlets. Based on the metal content and accompanying minerals, the Sulfuro Vein can be classified as a Au-Ag low sulfidation epithermal deposit enriched in Zn + Pb and unusually rich in Mo (up to 1.5 %). Quartz textures (colloform-crustiform banded, cockade, mosaic and brecciated) suggest several opening and subsequent vein filling events and the deposition of a silica gel from a boiling hydrothermal fluid which must have been responsible for the metal deposition.

Chlorite \pm albite \pm epidote formed distal (>20 - 30 m) to the Sulfuro Vein could represent a regional propylitic alteration related to the magmatic heat source in the district prior to the onset of the Sulfuro Vein hydrothermal system. Host-rock interaction with boiling, neutral to slightly alkaline fluids formed chlorite \pm albite \pm adularia \pm carbonates (dolomite, siderite and calcite) \pm pyrite during the vein-related pre-ore stage. Syn-ore stage potassic dioctahedral phyllosilicates \pm quartz \pm pyrite overprint early formed minerals. Different grain size of dioctahedral potassic phyllosilicates were identified: – coarse-grained dioctahedral potassic phyllosilicates (>2 μm) or mica-like and – fine grained (<2 μm) potassic dioctahedral phyllosilicates represented by illite (or illite-rich illite-smectite mixed layers) and by subordinated mixed-layers with variable amounts of illite. The composition and distribution of phyllosilicates near the vein (≤ 5 m) reflect paleotemperature gradients of the fluid with time, from >220°C (mica-like and illite-rich illite-smectite mixed-layer) to <220°- 150° C (mixed-layer illite-smectite superimposed). In the post-ore stage, Al-bearing silicates were partially dissolved and replaced by widespread kaolinite. At shallow depths, above the central upflow zone, kaolinite \pm aluminum phosphate-sulfate \pm dickite dominate and represent an advanced argillic environment caused by steam-heated acid-sulfate waters. Smectite was the last mineral to form during the collapse of the hydrothermal activity.

The chemical compositions of some hydrothermal minerals are potential indicators of paleo depths and proximity to the vein: - dolomite (Mg) was identified only at depth, while calcite (Ca) and siderite (Fe) formed at intermediate and shallow zones, respectively; - chlorites in the lower andesite shows more Fe than Mg near the vein and at greater depths; - secondary feldspars are scarce and relictic proximal to the vein compared to potassic dioctahedral phyllosilicates but are prominent alteration minerals with increasing distance from the vein. Relict adularia dominates in strongly altered rocks

proximal to the vein whereas albite dominates in distal moderate to weakly altered rocks; and - the abundance and pervasiveness of potassic dioctahedral phyllosilicates + quartz + pyrite near the vein (≤ 5 m) constitute an excellent indicator of the mineralized structure as well as coarse-grained potassic dioctahedral phyllosilicate (> 2 μm) confined to the contact with the vein and in deeper zones.

The isotopic composition of fluids in equilibrium with quartz ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ -5.8 to -1.5‰) and phyllosilicates ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ 0.1 to -2.4‰ ; $\delta^2\text{H}_{\text{fluid}}$ -48 to -69.5) deposited in the vein during episodes E1 and E2, and fluids in equilibrium with phyllosilicates ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ -1‰ ; -2.3‰ ; $\delta^2\text{H}_{\text{fluid}}$ -62 to -65) in the host rock, suggest their formation by mixture of meteoric Jurassic water with magmatic water and/or meteoric water that have isotopically exchanged with basement rocks. The carbon isotopic signatures ($\delta^{13}\text{C}$ in solution as H_2CO_3 : -7.5 and -7.1‰) and the sulfur isotopic composition of sulfides ($\delta^{34}\text{S}$ ‰ -0.1 to 3.3‰) indicate a magmatic source. Cooling and the increase in the $f\text{O}_2$ of the hydrothermal fluid through mixing with meteoric water in the northern sector and in shallow parts of the central sector, could have resulted in lower $\delta^{34}\text{S}$ values of sphalerite, galena and chalcopyrite ($\delta^{34}\text{S}$ ‰ -3.1 , -5.3 and -11.1‰).

The Pb isotopic compositions of the galenas: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.37 and 18.39), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.61 and 15.62), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.32 and 38.39) are similar to the isotopic composition of the volcanic rocks of the Bajo Pobre Formation and suggest a mixed sources of Pb, with contributions from the mantle and crust.

Ar–Ar ages (168.48 ± 1.21 Ma) obtained for illite-rich illite-smectite mixed layer and Re–Os molybdenite age (169.7 ± 0.9 Ma), indicate that the formation of the potassic dioctahedral phyllosilicates in the alteration halos of the Sulfuro Vein was coeval with Au–Mo mineralization in the vein. These radiometric ages are among the oldest ages known for Middle-Upper Jurassic epithermal deposits of the Deseado Massif.

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis, si bien es un trabajo de índole personal, no hubiese sido posible sin la participación de muchísimas personas que contribuyeron de varias formas directa e indirectamente y que nombro a continuación:

En primer lugar, quiero agradecer a la Dra. Marta Franchini por dirigir la tesis doctoral. Por enseñarme y brindarme las herramientas para realizar esta tesis y para mi formación profesional. Por su confianza, su infinita paciencia, su aliento y su apoyo en todo momento. Por su exquisitez y exigencia a la hora de trabajar, por su vocación, dedicación y enorme compromiso con este estudio y con la ciencia. INFINITAS GRACIAS!

Al Dr. Pablo Caffè por co-dirigir esta tesis, por su colaboración con el estudio de las rocas volcánicas, por brindarme sus conocimientos petrológicos, por su excelente disposición a responder a todas mis preguntas y por sus valiosos aportes que ayudaron a mejorar esta tesis.

Al Dr. Stefano Mazzoli por el enorme aporte realizado en el análisis estructural. Por la colaboración en la obtención e interpretación de los datos y por brindarme sus conocimientos estructurales.

A la Dra. Agnes Impiccini, directora de beca de CONICET, por ayudarme con el estudio de los minerales arcillosos, por enseñarme a preparar las muestras, obtener e interpretar los datos de los minerales hidrotermales.

A la Dra. Patricia Patrier y al Dr. Daniel Beaufort por darme acceso al Laboratorio Hydrasa en la Universidad de Poitiers, por su valiosa colaboración en la obtención e interpretación de los datos de los filosilicatos.

A todos los integrantes del Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, a la Dra. Josefina Pons por transmitirme sus conocimientos, por poner a disposición bibliografía y por su buena predisposición para responder a mis consultas. A la Dra. Laura Maydagán por el aporte realizado en la obtención e interpretación de los isótopos radiogénicos de Pb en sulfuros y por responder siempre a todas mis consultas. A mi amiga y colega Dra. Ana Laura Rainoldi por ayudarme con el procesamiento de los datos isotópicos y con los estudios de catodoluminiscencia.

Gracias a todas las instituciones donde pude realizar mis estudios de manera Libre, Pública y Gratuita. A la Universidad Nacional del Sur donde realicé mis estudios de grado y a la Universidad Nacional de Río Negro donde realicé mis estudios de posgrado.

Gracias al Departamento de Geología y Petróleo y a la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue por darme el lugar de trabajo para realizar esta tesis, por darme acceso al laboratorio y por darme la oportunidad de ejercer la docencia.

Al CONICET por haberme otorgado una beca doctoral para dedicarme de manera exclusiva a las tareas de investigación para realizar mi tesis. También por financiar el PIP n°105 (“Estudio de los sistemas epitermales Chinchillas (22°30’S-66°15’O), Andacollo (37°06’S-70°32’O) Navidad (42°4’S-68° 8’O) y La Paloma (47°42’S-67°46’O), para su aplicación en la exploración minera y geometalurgia”) dirigido por la Dra. Marta Franchini.

A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica por financiar el PICT-2017-4577 (“Distribución, mineralogía y geoquímica de las alteraciones hidrotermales y minerales de mena en yacimientos epitermales. Su aplicación en exploración minera avanzada y metalurgia”) dirigido por la Dra. Marta Franchini.

Al Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva de la República Argentina y ECOS-Sud de Francia (Código A16U02) dirigidos por la Dras. Marta Franchini y Patricia Patrier, por darme la posibilidad, en el marco del convenio de Cooperación Científico-Tecnológica entre ambas instituciones, de realizar una pasantía en la Universidad de Poitiers (Francia) que me permitieron aprender técnicas de estudio importantes para el desarrollo de esta tesis y obtener numerosos datos.

A la Universidad Nacional del Comahue por el PIP 04/I250 (“Distribución, mineralogía y geoquímica de las alteraciones hidrotermales y minerales de mena en depósitos hidrotermales localizados en la Puna, Región Andina y Patagonia Extra-Andina. Su aplicación en la exploración minera y metalurgia”) que financió parte de los estudios realizados en esta tesis.

A la empresa Minera Don Nicolás, en especial a quién fue el Gerente de Exploración en ese momento, el Lic. Silvio Franco, por conseguir los fondos para financiar las dataciones Re-Os, por poner a disposición información, por facilitar el acceso al lugar y el apoyo logístico que fueron fundamentales para el desarrollo de esta tesis. También a todo el personal de exploración de la empresa minera, en especial a mis colegas y amigas Lic. Debora Godoy Prieto y Lic. Julia Arranz por su enorme aporte durante el trabajo de campo, por todo el conocimiento y apoyo que me brindaron antes y durante el desarrollo de la tesis. Gracias!

Al Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur por poner a disposición el equipo de catodoluminiscencia.

A mis colegas del CIMAR, las Dras. Agnes Impiccini, Gisela Pettinari y Telma Musso por haberme hecho sentir cómoda cuando llegué al laboratorio, por todos estos años que compartimos en la oficina, por su apoyo, por los momentos de alegría y anécdotas compartidas. Un agradecimiento especial a Telma, por abrirme las puertas de su casa y de su familia, sobre todo, los primeros años que llegué a Neuquén.

A mis colegas y compañeros de las cátedras de Mineralogía y Yacimientos Minerales por haberme sustituido en las clases durante los viajes de campo y por el apoyo durante todos estos años de realización de la tesis, sobre todo en la etapa final.

A mis amigas geológicas, las Dras. Natalia Sánchez y Ana Laura Rainoldi, por los años que compartimos durante la carrera y por su amistad que se mantuvo intacta a pesar de la distancia, por su apoyo y su generosidad, por ser grandes personas.

A mis amigas de la vida, Lau, Maru y Ailén, por acompañarme todos estos años, por ser incondicionales y estar ahí siempre.

A mi amiga del alma, Laura Vallejo, por escucharme y por bancarme desde el primer día todos los días, por hacerme reír hasta en los días más difíciles y ponerle su humor único a todo, por este vínculo hermoso que nos une a pesar de la distancia.
GRACIAS Chola!

A Lucas, mi amor, por acompañarme en esta etapa y en este desafío personal, por celebrar mis logros y por su contención en los momentos difíciles. Gracias por compartir esta etapa de la vida conmigo!

A mis hermanos, Fran y Pablo, y a toda mi familia (cuñadas, sobrinos, primos) por recibirme y esperarme para compartir tiempo juntos cuando viajaba a Bahía. Por los asaditos, los viajes al campo, y por todos esos momentos que fueron mi cable tierra y una recarga de energía para seguir.

A mis papás (Liliana y Julián) por darme las herramientas, las posibilidades y por enseñarme sus valores. Por enseñarme a encarar las cosas con esfuerzo, voluntad, honestidad y responsabilidad. Por estar ahí siempre e incondicionalmente. Porque no habría sido posible hacerlo sin ustedes, gracias mamá y papá por eso y por todo lo demás!

INDICE**CAPÍTULO 1****PRESENTACIÓN, ANTECEDENTES Y OBJETIVOS**

1.1 Introducción	1
1.2 Historia de la Exploración	2
1.2.1 Antecedentes Mineros	2
1.3 Objetivos	4
1.3.1 Objetivo General	4
1.3.2 Objetivos Específicos	5
1.4 Estructura de la Tesis Doctoral	5
1.5 Referencias	8

CAPÍTULO 2**GEOLOGÍA DEL MACIZO DEL DESEADO**

2.1 Introducción	9
2.2 Geología Regional del Macizo del Deseado	10
2.2.1 Basamento del Precámbrico Superior – Paleozoico	10
2.2.2 Depósitos permio – triásicos	11
2.2.3 Rocas Plutónicas triásicas – jurásicas	12
2.2.4 Rocas Volcánicas jurásicas	13
2.2.4.1 Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL)	14
2.2.5 Depósitos del Jurásico Tardío – Cretácico Tardío	16
2.2.6 Depósitos del Terciario y Cuaternario	17
2.3 Referencias	18

CAPÍTULO 3**GEOLOGÍA DEL DISTRITO LA PALOMA**

3.1 Introducción	23
3.2 Antecedentes de estudios litológicos en el distrito	23
3.3 Metodología	25
3.3.1 Trabajos de campo	25
3.3.2 Trabajos de laboratorio	26
3.4 Resultados	26
3.4.1 Rocas volcánicas del distrito La Paloma	26

3.4.1.1 Sector Sistema de Vetas Sulfuro (Sulfuro–Esperanza–Rocío)	28
3.4.1.2 Sector Veta Princesa – Reyna	34
3.4.1.3 Sector Arco Iris y Veta Verde	36
3.4.1.4 Sector Veta Duquesa	38
3.4.2 Unidades litológicas que hospedan la Veta Sulfuro	39
3.4.2.1 Andesitas inferiores	39
3.4.2.2 Brechas volcánicas	40
3.4.2.3 Depósitos piroclásticos	42
3.4.2.4 Andesitas intermedias	43
3.4.2.5 Andesitas superiores	45
3.5 Consideraciones Finales	46
3.5.1 Unidades del distrito La Paloma	46
3.5.2 Rocas volcánicas que hospedan la Veta Sulfuro	50
3.6 Referencias	51

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS SISTEMAS DE VETAS EN EL DISTRITO LA PALOMA

4.1 Introducción	53
4.1.1 Marco Tectónico-Estructural Regional	54
4.1.2 Características morfoestructurales del distrito La Paloma	55
4.2 Metodología	61
4.2.1 Trabajos de campo	61
4.2.2 Trabajos de laboratorio	62
4.2.3 Termocronología de baja temperatura	65
4.2.3.1 Unidades muestreadas	66
4.3 Resultados	67
4.3.1 Análisis estructural	67
4.3.2 Termocronología de baja temperatura	74
4.4 Discusión	78
4.4.1 Origen y cinemática de las fracturas híbridas de extensión-cizalla	78
4.4.2 Controles estructurales en las características texturales de las vetas	83
4.4.3 Reactivación post-mineralización y exhumación	85
4.5 Conclusiones	86
4.6 Referencias	89

CAPITULO 5**CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS, TEXTURALES Y GEOQUÍMICAS DE LA VETA SULFURO. CONTROLES LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES DE LOS CLAVOS MINERALIZADOS**

5.1 Introducción	94
5.1.2 Características generales de los depósitos epitermales en Patagonia	94
5.2 Metodología	96
5.2.1 Trabajos de campo	96
5.2.2 Trabajos de laboratorio	97
5.2.2.1 Microscopía óptica	97
5.2.2.2 Análisis de datos geoquímicos	98
5.2.2.3 Catodoluminiscencia	98
5.2.2.4 Microscopía electrónica de barrido	99
5.2.2.5 Dataciones Re-Os	99
5.2.2.6 Análisis de filosilicatos	100
5.3 Resultados	100
5.3.1 Caracterización geoquímica y distribución de los metales	100
5.3.2 Mineralogía, textura y paragénesis de la Veta Sulfuro	110
5.3.2.1 Descripción de los episodios y pulsos hidrotermales	113
5.3.2.2 Mineralogía y textura de los sulfuros, sulfosales y electrum	130
5.3.2.3 Edad de la mineralización	137
5.4 Discusión	138
5.4.1 Correlación entre los metales y su distribución en la Veta Sulfuro	138
5.4.2 Controles estructurales y litológicos en la distribución de los metales	141
5.4.3 Paragénesis del relleno de la Veta Sulfuro	146
5.4.4 Edad de la mineralización	150
5.4.5 Comparación con otros depósitos epitermales	151
5.5 Referencias	152

CAPÍTULO 6**ALTERACIÓN HIDROTERMAL DE LAS ROCAS DE CAJA**

6.1 Introducción	169
6.2 Metodología	170
6.2.1 Trabajos de campo	170
6.2.2 Trabajos de laboratorio	171

6.2.2.1 Microscopía óptica	171
6.2.2.2 Difracción de rayos X	171
6.2.2.3 Espectrometría de infrarrojo	175
6.2.2.4 Cristalinidad de caolinita	175
6.2.2.5 Catodoluminiscencia	177
6.2.2.6 Microscopía electrónica de barrido (MEB)	177
6.2.2.7 Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	178
6.3 Resultados	179
6.3.1 Alteración hidrotermal	179
6.3.2 Distribución espacial y composición de los minerales hidrotermales	181
6.3.2.1 Adularia y albita	182
6.3.2.2 Carbonatos	185
6.3.2.3 Clorita	188
6.3.2.4 Silicatos cálcicos	192
6.3.2.5 Filosilicatos dioctaédricos potásicos	192
6.3.2.6 Cuarzo	197
6.3.2.7 Pirita	197
6.3.2.8 Minerales secundarios de titanio	198
6.3.2.9 Caolinita	198
6.3.2.10 Aluminio-Fosfatos-Sulfatos (APS)	202
6.3.2.11 Esmectita	202
6.3.3 Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en interestratificado illita-esmectita rico en illita	204
6.4 Discusión	205
6.4.1 Características y evolución de los fluidos hidrotermales	207
6.4.2 Edad de la alteración	212
6.5 Conclusiones	212
6.6 Referencias	214

CAPÍTULO 7

ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES EN MINERALES DE LA ROCA DE CAJA Y DE LA VETA SULFURO

7.1 Introducción	236
7.2 Metodología	236
7.2.1 Análisis isotópico	236
7.2.1.1 Análisis isotópico del azufre en sulfuros y sulfosales	237

7.2.1.2	Análisis de los isótopos de oxígeno e hidrógeno en silicatos	237
7.2.1.3	Análisis isotópico del oxígeno en sulfatos hidratados	238
7.2.1.4	Análisis isotópico del carbono y del oxígeno en carbonatos	238
7.2.1.5	Análisis de isótopos de Pb en galena	238
7.2.2	Cálculo de la temperatura y composición de los fluidos hidrotermales	239
7.3	Resultados	239
7.3.1	Composición isotópica del oxígeno e hidrógeno en arcillas y silicatos	239
7.3.2	Composición isotópica del oxígeno y del carbono en carbonatos	243
7.3.3	Composición isotópica del azufre en sulfuros y sulfatos	244
7.3.4	Composición isotópica del plomo en galena	246
7.4	Discusión	247
7.4.1	Fuentes del $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$	247
7.4.2	Fuentes del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$	249
7.4.3	Fuente del azufre	250
7.4.4	Fuente del plomo	253
7.5	Conclusiones	254
7.6	Referencias	257

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

8.1	Introducción	264
8.2	Litología y origen de las estructuras en el distrito La Paloma	264
8.3	Controles estructurales y litológicos de la mineralización – Génesis de la Veta Sulfuro	267
8.4	Implicancias para la exploración	274
8.5	Referencias	275

CAPÍTULO 1

PRESENTACIÓN, ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

TESIS DOCTORAL
MARÍA LIS FERNANDEZ

1.1 INTRODUCCIÓN

El distrito La Paloma se localiza en el sector noreste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz ($47^{\circ}42'30''$ S, $67^{\circ}46'23''$ O) (Fig. 1.1). Se accede desde el cruce de la Ruta Nacional N° 3 (km 2.073) con la ruta provincial N° 49 y se recorren 28 km en dirección oeste por esta última hasta llegar a la Estancia La Paloma. Las localidades más cercanas son Jaramillo y Fitz Roy ubicadas 120 km al norte y el paraje Tres Cerros ubicado 70 km al sur (Fig. 1.1). La Paloma forma parte de la Mina Don Nicolás que también incluye el distrito Martinetas, ubicado 40 km al sureste.

El distrito La Paloma consiste en un extenso campo de vetas con más de 12 km de longitud a lo largo del rumbo que se agrupan en cinco sistemas de vetas de acuerdo a su orientación general y ubicación en el distrito: (1) Sulfuro-Esperanza-Rocío (Sistema de Vetas Sulfuro), (2) Princesa-Reyna, (3) Verde, (4) Arco Iris y (5) Duquesa (Fig. 1.2). Los recursos minerales del distrito provienen del Sistema de Vetas Sulfuro (recursos medidos de 260.566 Oz de Au y 637.590 Oz de Ag, con una ley promedio de 5,55 g/t Au y 13,58 g/t Ag; Garrone, 2018) que actualmente es explotado por la empresa minera Cerrado Gold Inc. para la obtención de Au, Ag y otros metales (Zn, Mo, Pb y Cu) como subproducto. La Veta Sulfuro constituye la estructura de mayor interés económico del distrito (recursos medidos 174.251 Oz Au y 525.985 Oz Ag y leyes de 6,6 g/t Au y 20 g/t Ag; Garrone, 2018) ya que representa aproximadamente el 65% del total de los recursos medidos, lo que la convierte en un sector clave para estudiar la metalogénesis de La Paloma.

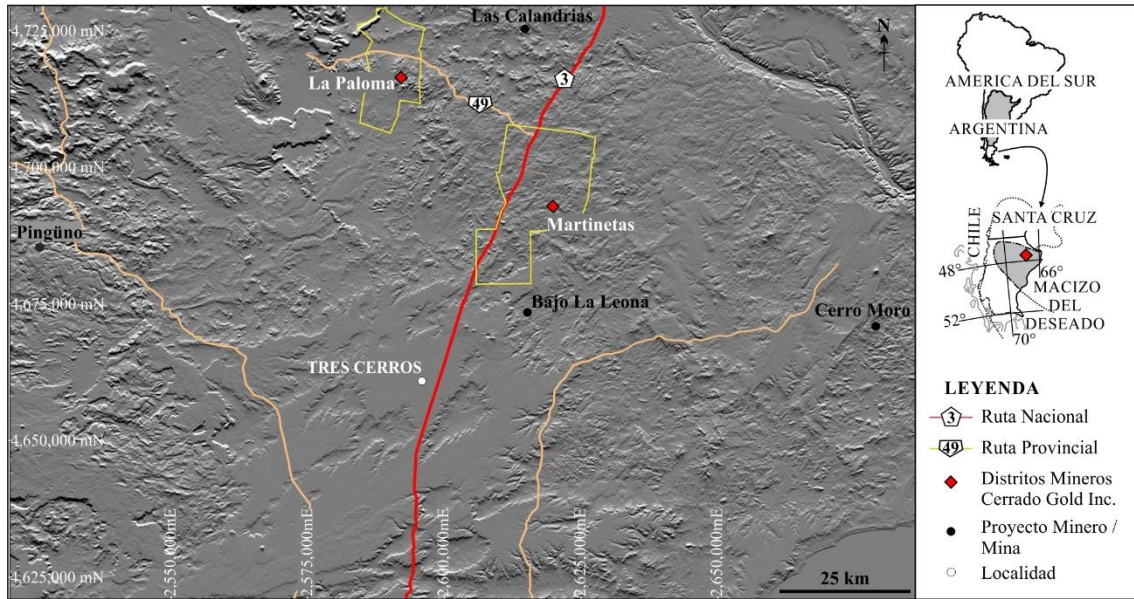


Figura 1.1. Ubicación del distrito La Paloma, proyectos y localidades aledañas. Los recuadros en amarillo muestran los distritos que conforman la Mina Don Nicolás.

1.2 HISTORIA DE LA EXPLORACIÓN

1.2.1 Antecedentes mineros

La Mina Don Nicolás fue descubierta en los comienzos de la década de 1990 por actividades de exploración llevadas a cabo tras el descubrimiento de la mina de oro Cerro Vanguardia. Los cateos dentro y alrededor de la Mina Don Nicolás fueron inicialmente explorados por varias empresas y algunos *joint venture*, entre ellas Newcrest, Minera Buenaventura, Yamana Gold, Rio Algom, RYSA, Hochschild y Hidefield. Los trabajos de exploración consistieron en muestreo de superficie, trincheras y perforación de pozos con aire reverso y diamantina (Grant et al., 2012).

Las primeras exploraciones en el área de La Paloma incluyeron 5 pozos de aire reverso en la veta Arco Iris realizados por la empresa minera Newcrest Argentina S.A en el año 1996. Luego de varios años de inactividad, en el año 2003 RYSA (un *joint venture* entre Yamana y Minera Buenaventura) reanudó las tareas de exploración y realizó 4 sondajes en la Veta Sulfuro y 24 trincheras en el resto del distrito.

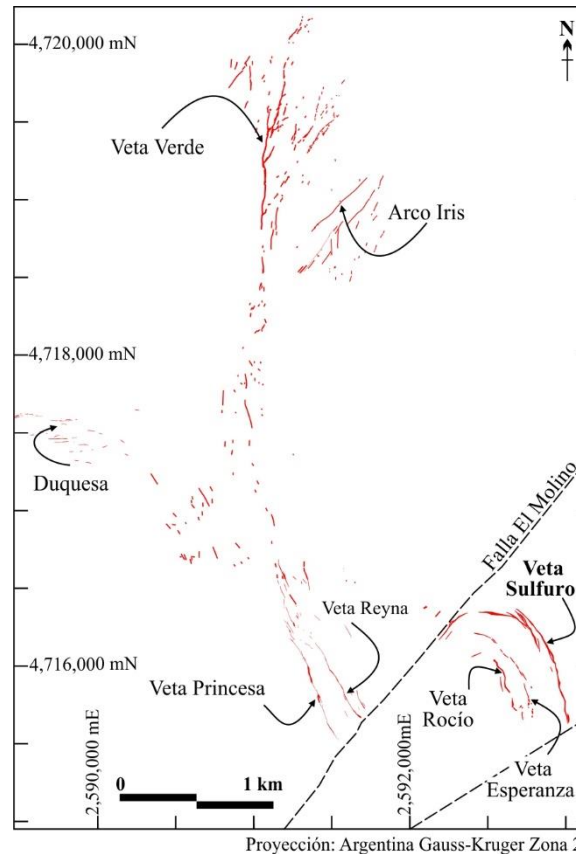


Figura 1.2. Ubicación de las vetas y de los sistemas de vetas en el distrito La Paloma.

Entre los años 2006 y 2009, la empresa Hidefield Gold Plc realizó 85 perforaciones de diamantina (11,000 m perforados) en Arco Iris y en el Sistema de Vetos Sulfuro (vetas Sulfuro, Esperanza y Rocío) y también realizaron 43 trincheras en este último. En diciembre de 2009 Minera IRL Patagonia (MIRLP) adquirió el proyecto minero Don Nicolás y las propiedades de los alrededores como parte de la adquisición de Hidefield Gold Plc. En el año 2010, Minera IRL Patagonia (MIRLP) anunció la financiación de un estudio de factibilidad para establecer la viabilidad del proyecto minero Don Nicolás. Este incluyó varios programas de perforación en Arco Iris y en el Sistema de Vetos Sulfuro para actualizar los recursos minerales, investigaciones geotécnicas para establecer los parámetros de minado y construcción, estudios de base ambiental, investigaciones de los recursos hídricos y estudios técnicos sobre las alternativas de extracción y procesamiento.

En el año 2014, la empresa Minera IRL Patagonia (MIRLP) vendió su participación en el proyecto a la empresa Minera Don Nicolás CIMINAS. En abril de 2018 comenzó la explotación de la Veta Sulfuro en el *pit* Paloma Sur (Fig. 1.3). Actualmente continúan las labores a cielo abierto en los *pits* Paloma Sur (Veta Sulfuro; Fig. 1.3) y Esperanza, este último ubicado en la veta homónima (Fig. 1.3). Las labores a cielo abierto en los *pits* Paloma Norte (Veta Sulfuro; Fig. 1.3) y Paloma Oeste (Veta Rocío; Fig. 1.3) y en el *pit* en Arco Iris ya finalizaron y en un futuro próximo se continuará con una segunda etapa de minado en el sistema de vetas Arco Iris. Actualmente, la explotación es operada por la empresa minera Cerrado Gold Inc, quien adquirió la totalidad de la empresa Minera Don Nicolás CIMINAS en marzo de 2020.

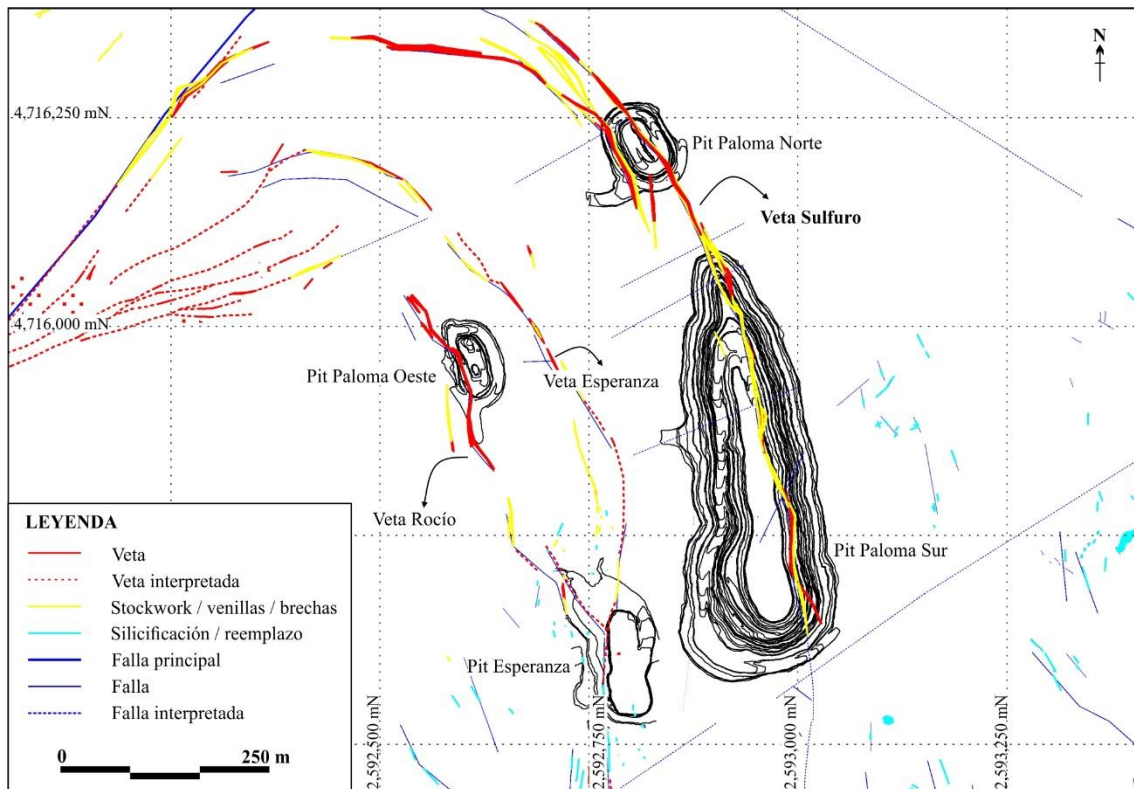


Figura. 1.3. Ubicación de las labores a cielo abierto en el Sistema de Vetas Sulfuro del distrito La Paloma. (gentileza de la Lic. Julia Arranz, Minera Cerrado Gold Inc.)

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo General

El objetivo de esta tesis doctoral es conocer el origen de la mineralización de Au-Ag y metales base (Zn, Pb, Mo y Cu) y establecer un modelo metalogénico para la Veta Sulfuro, la cual constituye la estructura de mayor interés económico del distrito La Paloma. Además, se pretende realizar una caracterización geoquímica de la Veta Sulfuro y conocer los controles estructurales y litológicos de la mineralización.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Realizar un análisis estructural del sistema de fallas y fracturas que controlaron la mineralización vetiforme en el distrito La Paloma.
- Definir los controles litológicos y estructurales de los clavos mineralizados en la Veta Sulfuro.
- Determinar las características mineralógicas y texturales de la mineralización presente en la Veta Sulfuro.
- Determinar las asociaciones minerales de alteración, sus variaciones laterales y verticales y su relación con la mineralización.
- Definir el patrón de distribución de los metales y la relación entre los mismos para determinar las direcciones del flujo de los fluidos y los gradientes de temperatura.
- Definir las características de los fluidos hidrotermales que propiciaron la precipitación de los metales y que alteraron las rocas de caja.
- Establecer las posibles fuentes de los metales, del S y el origen de los fluidos, así como los procesos que produjeron la precipitación de los metales.
- Definir la edad de la mineralización.

1.4 ESTRUCTURA DE LA TESIS DOCTORAL

La tesis está dividida en 8 capítulos. En cada uno se describen las metodologías utilizadas y se brinda un listado de los trabajos de referencia. En el capítulo 1 se presenta la ubicación del distrito La Paloma, los antecedentes mineros y los objetivos generales y específicos de la tesis.

En el capítulo 2 se aborda el contexto geológico del Macizo del Deseado, haciendo hincapié en los procesos geológicos que estuvieron involucrados durante la evolución tectono-estratigráfica mesozoica y el vulcanismo jurásico contemporáneo. También se resumen las características de las principales unidades pre-jurásicas de la región sobre las cuales se establecieron los principales depocentros donde se depositaron potentes secuencias jurásicas que hospedan las mineralizaciones de metales preciosos, de interés científico y económico.

En el capítulo 3 se presentan los resultados del reconocimiento y análisis de facies de las rocas volcánicas que afloran en el distrito La Paloma y que abarca los siguientes sistemas de vetas: Sulfuro, Princesa – Reyna, Arco Iris, Verde y Duquesa. Además, se describen las unidades estratigráficas que hospedan la Veta Sulfuro en subsuelo. Se comparan las unidades mapeadas con los estudios litológicos previos en el distrito ([Crawford, 2014](#); [Godoy Prieto y Palluzi, 2020](#)).

En el capítulo 4 se presenta el análisis estructural del sistema de fallas y fracturas que controlaron la mineralización vetiforme en el distrito La Paloma. Se discute la influencia de las estructuras heredadas de las rocas de caja en la evolución estructural del distrito y se analizan el espesor y la textura de las vetas para establecer la cinemática de las estructuras que favorecieron la depositación de los metales. También se analiza la reactivación de fallas asociada a la propagación del régimen Ándico en la zona del antepaís o Macizo del Deseado. Además, se analiza la evolución tectónica del área de

estudio desde el Cretácico al Cenozoico con termocronología de baja temperatura, mediante el análisis de trazas de fisión en apatito.

En el capítulo 5 se describen las correlaciones entre los metales y sus distribuciones en una sección longitudinal de la Veta Sulfuro, la relación de los clavos mineralizados con la cinemática de las fallas y los cambios litológicos y los procesos de removilización de los metales. Estos resultados permitieron determinar las direcciones del flujo de los fluidos y los gradientes de temperatura. También se describen los distintos pulsos que rellenaron la Veta Sulfuro, su composición mineralógica, distribución y variación espacial, su paragénesis, las texturas de los silicatos, de los sulfuros, sulfosales y metales preciosos y la composición química de los filosilicatos. Se presentan las primeras edades Re-Os de molibdenitas procedentes de la Veta Sulfuro y de las vetas de cuarzo auríferas hospedadas en granitos de la Fm. La Leona que afloran en el sector oriental del Macizo del Deseado. Se comparan estos resultados con las edades de las respectivas rocas de caja para conocer el vínculo temporal entre el sistema hidrotermal y el magmatismo.

En el capítulo 6 se presenta el estudio mineralógico de los minerales hidrotermales de las rocas volcánicas alteradas en contacto con la Veta Sulfuro. Estos minerales proveen información clave sobre la evolución química y térmica de los fluidos durante la actividad hidrotermal y se analiza su uso como trazadores de la mineralización vetiforme de Au–Ag y metales base (Zn, Pb, Mo, Cu). La investigación se realizó en la sección central de la Veta Sulfuro analizada en el capítulo 5, con el fin de relacionar las zonas mineralizadas de la veta con la alteración hidrotermal de las rocas de caja. También se presentan las primeras edades de Ar-Ar en illita que permitieron acotar la cronología de la alteración de la roca de caja y correlacionarla con la edad de la mineralización de la Veta Sulfuro obtenida en el capítulo 5.

En el capítulo 7 se brindan las composiciones isotópicas del azufre, hidrógeno, oxígeno y carbono de los minerales hidrotermales que rellenan la veta y reemplazan la roca de caja y de los isótopos radiogénicos de Pb en sulfuros en la veta. Estos datos permitieron estimar la fuente del S y del C y el origen y composición de los fluidos durante la evolución del sistema hidrotermal. Además, la información obtenida se compara con los datos isotópicos publicados de los depósitos epitermales y polimetálicos jurásicos de la Patagonia.

En el capítulo 8 se resumen las conclusiones de los resultados presentados en los capítulos previos y que se desprenden del trabajo de investigación realizado en el distrito La Paloma y en la Veta Sulfuro.

1.5 REFERENCIAS

- Crawford, A.J., 2014. Lithochemical, Petrographic and Alteration Studies of the La Paloma – Paula Andrea – Martinetas – Microondas – Goleta and Cecilia Vein Fields, Don Nicolas Project, Patagonia. Reporte interno Minera IRL Patagonia (inédito), 93 pp.
- Garrone, A., 2018. Reporte de Recursos – Sistema Sulfuro. Reporte interno Minera Don Nicolás S.A. (inédito), 33 p.
- Godoy Prieto, D. y Palluzi, A., 2020. Estratigrafía de la Veta Sulfuro, Prospecto La Paloma. Reporte interno Minera Don Nicolás S.A. (inédito), 22 p.
- Grant, C., Ghaffari, H., De Ruijter, A., Corley, D., Guzmán, C., Cadden, A., Sanford, A., Osterberg, S., 2012. Technical Report Don Nicolás Gold Project, Santa Cruz, Argentina, 207 pp.



CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA DEL MACIZO DEL DESEADO

TESIS DOCTORAL
MARÍA LIS FERNÁNDEZ

2.1 INTRODUCCIÓN

A nivel regional, los relevamientos geológicos de esta zona corresponden a la Hoja Geológica 4769-IV Monumento Natural Bosques Petrificados y a numerosos estudios científicos de detalle que se citan en el presente capítulo. El Macizo del Deseado (Leanza, 1958) también ha sido denominado “Macizo Patagónico Antártico” (Windhausen, 1931) y “Nesocratón del Deseado” (Harrington, 1962; De Giusto et al., 1980). Dichos autores basan sus denominaciones en el relieve topográfico de lomadas suaves con escasa a nula deformación y subsidencia que caracteriza a la región, en comparación con las cuencas mesozoicas ubicadas inmediatamente al norte y sur, que fueron deformadas por la orogenia Andina (Ramos 2002, Ramos 2008). Otros autores, a partir de estudios sísmicos que permitieron interpretar la evolución tectono-estratigráfica de la región, consideran más apropiado estudiar el Deseado como una cuenca y proponen el término “Cuenca del Deseado” (Homocv y Constantini, 2001; Cortiñas et al., 2005) o “Región del Deseado” (Sruoga et al., 2008) en lugar de macizo o nesocratón (Giacosa et al., 2010). El límite occidental del macizo está definido por la Cordillera Patagónica de los Andes, el límite oriental está dado por el Océano Atlántico y su límite norte y sur por las cuencas del Golfo San Jorge y Austral (o de Magallanes), respectivamente (Fig. 2.1).

El presente capítulo aborda el contexto geológico del Macizo del Deseado, haciendo hincapié en los procesos geológicos que estuvieron involucrados durante la evolución tectono-estratigráfica mesozoica y el vulcanismo jurásico contemporáneo. También se resumen las características de las principales unidades pre-jurásicas entre las que se encuentra el basamento ígneo-metamórfico de la región sobre el cual se establecieron los principales depocentros donde se depositaron potentes secuencias jurásicas que hospedan las mineralizaciones de metales preciosos, de interés científico y económico.

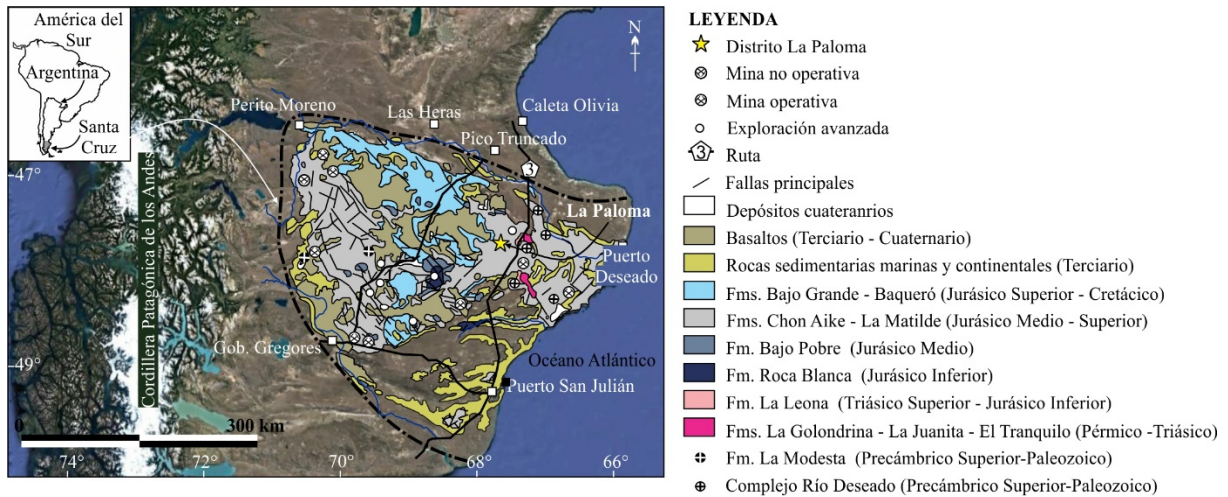


Figura 2.1. Mapa geológico regional del Macizo del Deseado que muestra la ubicación del área de estudio (estrella amarilla), las minas operativas y no operativas y los depósitos epitermales en exploración avanzada (modificado de Ramos, 2002; Guido et al., 2004).

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO

2.2.1 Basamento del Precámbrico Superior – Paleozoico

El basamento del Macizo del Deseado está compuesto por pequeños y aislados afloramientos de rocas ígneas y metamórficas de edad proterozoica tardía – paleozoica tardía representadas por la Formación Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976) y Formación La Modesta (Di Persia, 1962).

La Formación La Modesta aflora en las áreas La Modesta-La Josefina y El Tranquilo-La Bajada ubicadas en el sector central y oeste del Macizo del Deseado, respectivamente. Consiste en esquistos clorítico-muscovíticos y meta-cuarcitas de muy bajo a bajo grado metamórfico (facies prehnita-pumpellita a esquistos verdes). Gran parte de los zircones detríticos son de origen ígneo y arrojan edades ordovícicas con una edad pico predominante en el Ordovícico Temprano de aproximadamente 473 Ma (Moreira et al., 2013). A partir de edades SHRIMP U-Pb en zircones detríticos Moreira et al. (2013) obtienen una edad máxima de sedimentación para la Formación La Modesta de 446 ± 6 Ma.

La Formación Complejo Río Deseado aflora al este y sudeste del área de estudio en afloramientos aislados denominados Tres Hermanas (Chebli y Ferello, 1975), Dos Hermanos

(Viera y Pezzuchi, 1976), Bajo la Leona (Márquez y Panza, 1986; Panza et al., 1995), El Laurel-El Sacrificio (Giacosa et al., 1990) y Bahía Laura (Guido et al., 2000). Estos afloramientos están compuestos por rocas metamórficas de bajo a alto grado (facies de esquistos verdes a migmatitas) de edad precámbrica tardía (edad SHRIMP U-Pb en zircones detríticos de ~565 Ma; Pankhurst et al., 2003) y por granitoides con edades que van desde el Ordovícico Temprano hasta el Carbonífero (edades SHRIMP U-Pb en zircón de 476 ± 5 Ma y 344 ± 4 Ma, respectivamente; Pankhurst et al., 2003).

2.2.2 Depósitos permo – triásicos

En el Pérmico Tardío se desarrollaron cuencas de *rift* intracratónicas como respuesta al régimen tectónico extensional que antecedió el desmembramiento de Gondwana (Homoc y Constantini, 2001). La secuencia de *syn-rift* se desarrolló sobre el basamento y tiene escasa representación en el Macizo del Deseado. Está representada por la Formación La Golondrina (Archangelsky, 1967) y Formación La Juanita (Arrondo, 1972) depositadas a lo largo de un sistema de fallas con orientación NO a NNO. Ambas consisten en conglomerados, areniscas y limolitas depositadas en un ambiente fluvio-lacustre con extensas planicies aluviales (Homoc y Constantini, 2001). De acuerdo a los datos de reflexión sísmica obtenidos por estos autores, la secuencia pérmica alcanza un espesor máximo de aproximadamente 2500 m en el sector este del Macizo del Deseado donde se encuentra pobremente expuesta. Archangelsky y Cúneo (1984) asignan una edad pérmica tardía a estas unidades en base a datos palinológicos. En concordancia sobre las formaciones La Golondrina y La Juanita yace el Grupo El Tranquilo del Triásico Medio a Tardío (Jalín y Herbst, 1995), compuesta por areniscas líticas con niveles finos de pelitas intercalados. Esta unidad está expuesta en el área del anticlinal El Tranquilo en el sector central del Macizo del Deseado. Sobreyace a esta unidad en discordancia material epiclástico y piroclástico representado por areniscas tobáceas y tobas laminadas de la

Formación Roca Blanca (Di Persia, 1956 y De Giusto, 1956) asignada al Liásico por Herbst (1965) en base a datos paleontológicos, y al Triásico Tardío (Retiano) según Homoc y Constantini (2001) por la presencia de flora neotriásica.

El Grupo El Tranquilo y la Formación Roca Blanca representan las facies de subsidencia térmica del *rift* (Homoc y Constantini, 2001; Cortiñas et al., 2005) depositadas en un ambiente fluvial y de extensas planicies de inundación, con aporte de material piroclástico fino concomitante.

2.2.3 Rocas Plutónicas triásicas – jurásicas

La Suite Monzonítica del Deseado (Rapela et al., 2005) consiste en dos plutones denominados La Calandria (edad Rb/Sr 203 ± 2 Ma, Rapela y Pankhurst, 1996) y La Leona (edad Rb/Sr 202 ± 2 Ma, Rapela y Pankhurst, 1996) que afloran en las áreas de La Calandria-La Juanita y Bajo La Leona, ubicadas 30 km al noreste y 48 km al sureste de La Paloma, respectivamente. Consisten en monzodioritas cuarzosas y monzonitas cuarzosas (Godeas 1993; Rapela y Pankhurst 1996) emplazadas en las rocas sedimentarias permo-triásicas. Arrondo (1972) agrupa ambos plutones dentro de la Formación La Leona. La Suite Monzonítica del Deseado es considerada como el extremo sureste del cinturón de granitoides que forman parte del Batolito Central de la Patagonia (Rapela y Pankhurst 1996; Rapela et al., 2005). Este magmatismo fue asociado a un ambiente de arco magmático continental (Rapela y Pankhurst, 1996) emplazado durante un evento de subducción de bajo ángulo, tipo flat slab (Navarrete et al., 2019), a lo largo del margen suroeste de Gondwana durante el Triásico - Jurásico Temprano (Rapela et al., 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; Pankhurst et al., 1992). En el sector central del Macizo del Deseado esta formación se encuentra parcialmente cubierta por las rocas de la Formación Roca Blanca (Jovic et al., 2011).

2.2.4 Rocas Volcánicas jurásicas

El régimen tectónico extensional que afectó el margen occidental de Gondwana durante el Jurásico (188-153 Ma, [Pankhurst et al., 2000](#)), se caracterizó por el desarrollo de una etapa de *rifting* intra-continental acompañado por un extenso vulcanismo sin-cinemático ([Giacosa et al., 2010](#)) de naturaleza bimodal que tuvo lugar en la Patagonia y se extendió hasta la Península Antártica, dando origen a la denominada Provincia Silícica Jurásica Chon Aike (Chon Aike SLIP, [Pankhurst et al., 1998; 2000](#)). Este vulcanismo ocurrió en un ambiente de retroarco relacionado a la ruptura de Gondwana ([Pankhurst et al., 1998, 2000; Riley et al., 2001; Ramos, 2002](#)), la cual se inició con la extrusión del vulcanismo (gran parte continental) de las provincias basálticas de Karoo-Antártica-Tasmania, y donde la dinámica de la subducción en el margen pacífico parece haber jugado un rol fundamental ([Pankhurst et al., 1998; Ramos, 2002](#)).

[Pankhurst et al. \(2000\)](#), en base a las edades de U-Pb en circones obtenidas en las vulcanitas jurásicas, prueban que la extensa actividad volcánica a lo largo del margen paleo-Pacífico se produjo en un lapso de ~ 30 Ma (188-153 Ma) y que a su vez se concentró en tres episodios principales: a) un episodio en el Jurásico Temprano al noreste de la Patagonia y sur de la Península Antártica (V1, 188-178 Ma), que coincidió con el pico del vulcanismo basáltico de Karoo-Ferrar, b) un episodio en el Jurásico Medio (V2, 172-162 Ma) en el cual el vulcanismo migró hacia el sur de la Patagonia y al norte de la Península Antártica y, por último, c) un episodio en el Jurásico Tardío (V3, 157-153 Ma) en el cual el vulcanismo se trasladó a la Cordillera de los Andes ([Féraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000](#) y referencias allí citadas).

Las vulcanitas jurásicas ampliamente representadas en el Macizo del Deseado, como las que integran las formaciones Chon Aike y Bajo Pobre, corresponden al segundo evento volcánico (V2) de la Provincia Silícica Chon Aike (Chon Aike SLIP, [Pankhurst et al., 1998, 2000](#)). Se interpreta que este vulcanismo (V2) se formó como resultado del ascenso de una pluma del manto astenosférico debido al retroceso hacia el oeste de la placa oceánica Pacífica

subductada. La acumulación de magmas basálticos toleíticos derivados de la astenósfera en la base de la corteza continental (del Macizo del Deseado), dio lugar a la formación de una extensa zona de MASH (mezcla, asimiliación, almacenamiento y homogeneización; Crawford et al., 2003), de la cual el producto final fue la extrusión de grandes volúmenes de magmas félsicos con composiciones de isótopos radiogénicos bastante homogéneas (Riley et al., 2001).

2.2.4.1 Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL)

El vulcanismo bimodal en la Provincia Silícica Chon Aike (Chon Aike SLIP, Pankhurst et al., 1998, 2000) está dominado químicamente por riolitas, con andesitas y andesitas basálticas subordinadas (Pankhurst et al., 1998; Feraud et al., 1999). En el Macizo del Deseado, estas rocas volcánicas jurásicas se asignan al Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL) de edad jurásica media a tardía (Feruglio, 1949; Guido, 2004; Sruoga et al., 2008). Las mismas constituyen el relleno de *grabens* y *hemi-grabens* con orientación dominante ONO-ESE (Homocv y Constantini, 2001; Giacosa et al., 2010) formados a partir de fracturas trans-tensionales en respuesta al régimen extensional jurásico en dirección NE-SO (Giacosa et al., 2010).

El Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL) comprende las formaciones Bajo Pobre, Cerro León, Chon Aike y La Matilde. Las relaciones geológicas y las edades radiométricas indican que el magmatismo máfico y félsico fueron coetáneos y se interdigitaron en el espacio y en el tiempo durante la mayor parte del episodio volcánico V2 (Echeveste et al., 2001; Guido, 2004; Guido et al., 2006; López, 2006; Wallier, 2009; Dietrich et al., 2012).

La Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 177 ± 4 Ma; Guido et al., 2006, Rb/Sr en roca total de 173 ± 8 Ma; Tessone et al., 1999) comprende rocas volcánicas calcoalcalinas representadas por lavas de composición andesítica y andesítica basáltica, y rocas volcanoclásticas andesíticas. La Formación Cerro León (Panza, 1982; Ar/Ar

en roca total de $180,1 \pm 1.5$ Ma; Guido et al., 2004) consiste en rocas subvolcánicas de composición andesítica y andesítica basáltica, las cuales representan los equivalentes intrusivos de la Formación Bajo Pobre (de Barrio et al., 1999; Jovic et al., 2008), emplazados en una fase inicial de *syn-rift* con una activa interrelación entre fallamiento normal y vulcanismo (Sruoga et al., 2008; Giacosa et al., 2010).

La Formación Chon Aike (Sruoga y Palma, 1984; K-Ar entre 140 y 160 Ma; Spalletti et al., 1982, isócronas Rb/Sr en roca total de 162 ± 1 Ma (recalculada) y 168 ± 2 Ma; de Barrio, 1993 y Pankhrust et al., 1993, respectivamente) cubre la mayor superficie de la provincia geológica Macizo del Deseado, el 85 % de los afloramientos consiste en ignimbritas de composición riolítica y dacítica, con intercalaciones de tobas, lavas y depósitos epiclásticos subordinados, cortados por diques y domos de composición riolítica en el tope de la secuencia (Pankhrust et al., 1998). La distribución de las rocas de la facies efusiva (coladas, domos y diques) se ajusta a lineamientos ENE y NNO (Guido, 2004 y Japas et al., 2013). Guido (2004) sugiere que la extrusión de las vulcanitas tuvo lugar en su mayor parte a través del sistema de fracturas extensionales jurásico e interpreta un predominio del mecanismo de erupción fisural, con estructuras de calderas asociadas.

La Formación La Matilde (De Giusto, et al., 1980) consiste en tobas laminadas fosilíferas y material volcánico re TRABAJADO (tufitas) depositados en un ambiente fluvial de baja energía y lacustre. Estos depósitos están interdigitados con las vulcanitas de la Formación Chon Aike, y se interpreta que se depositaron durante una fase tardía o *post-rift* donde el fallamiento fue menos activo (Sruoga et al., 2008; Giacosa et al., 2010).

La actividad hidrotermal vinculada espacial y temporalmente al período de intenso vulcanismo durante el Jurásico Medio a Tardío en el Macizo del Deseado, dio lugar a la formación de vetas, brechas hidrotermales y stockworks emplazados en el ambiente epitermal, que hospedan depósitos de Au-Ag y polimetálicos (Schalamuk et al., 1997; Schalamuk et al.,

1999; Guido et al., 2005; Jovic et al., 2011; Lopez et al., 2015). También dio lugar a numerosas ocurrencias de tipo *hot spring* en el ambiente geotermal (Guido y Schalamuk, 2003; Guido y Campbell, 2011).

2.2.5 Depósitos del Jurásico Tardío- Cretácico Tardío

La Formación Bajo Grande (Di Persia; 1958) comprende areniscas, conglomerados y tufitas que sobreyacen a las formaciones jurásicas, y fueron depositados en un ambiente aluvial a lacustre que tuvo lugar en cuencas cerradas asociadas con áreas volcánicas proximales (Hechem y Homovc, 1988) durante la continuación de la tectónica extensional. Debido a la falta de registro fosilífero, esta unidad es asignada al lapso Kimmeridgiano Tardío – Hauteriviano (pre – Barreamiano; Panza, 1998). El techo de esta unidad está marcado por una discordancia angular que la separa de la Formación Baqueró (Archangelsky, 1967; Archangelsky y Cuneo, 1984). Esta discordancia representa el evento compresivo que afectó al Macizo del Deseado durante el Cretácico (Valanginiano Tardío-Aptiano; Homovc y Constantini, 2001). La Formación Baqueró consiste en sedimentitas y tufitas con abundante flora fósil que permitió asignarla al Cretácico Temprano (Barremiano Tardío a Albiano Temprano; Archangelsky, 1967; Cladera et al., 1999). Por esto último, y en base al cese de la extensión y subsidencia documentada a los ~ 130 Ma en la Cuenca del Golfo San Jorge, inmediatamente al norte del Macizo del Deseado, Giacosa et al. (2010) proponen ubicar esta discordancia en el Barremiano.

En el Cretácico Tardío se depositaron sedimentitas continentales y tufitas con importante aporte de material piroclástico representadas por las formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios definidas por Teruggi y Rossetto (1963). Hacia fines del Cretácico se produjeron erupciones basálticas asignadas a la Formación Las Mercedes (Panza, 1982) en el

sector central del Macizo del Deseado, las cuales marcan el inicio de un magmatismo basáltico que continuó durante el Cenozoico.

2.2.6 Depósitos del Terciario – Cuaternario

Sedimentitas marinas, continentales y erupciones basálticas terciarias cubrieron parcialmente las unidades jurásicas y cretácicas (Gorring et al., 1997; Panza y Franchi, 2002). Durante el Cenozoico las ingresiones marinas dieron lugar a la depositación de areniscas coquinoides, areniscas verdosas y arcilitas de la Formación Salamanca (Lesta y Ferello, 1972) de edad paleocena y de las formaciones Monte León y San Julián (Bertels, 1970) del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Durante el Mioceno (~20-14 Ma) se imponen nuevamente las condiciones continentales en el Macizo del Deseado con la formación de sedimentitas continentales sinorogénicas depositadas en ambientes fluviales de alta energía correspondientes a la Formación Santa Cruz (Ameghino, 1898).

Numerosas efusiones basálticas de carácter episódico cubrieron gran parte del sector oeste y noroeste del Macizo del Deseado desde el Paleoceno Tardío hasta el Cuaternario y comprenden las formaciones Basalto La Levadura (Panza, 1998), Cerro del Doce (Panza, 1982), Alma Gaucha (Panza, 1982), El Pedrero (Panza, 1988), Cerro Mojón (Panza, 1998) y La Angelita (Panza, 1984). Varios autores (Ramos y Kay, 1992; Gorring et al., 1997; Gorring y Kay, 2001; Guivel et al., 2006) vinculan las extensas efusiones basálticas a ventanas astenosféricas que se generaron como consecuencia de la subducción de ridges oceánicos (*South Chile Ridge*), y por posibles rupturas en la corteza oceánica subducada entre las placas de Nazca y Sudamericana.

Depósitos fluviales y fluvio-glaciares representados por mantos y terrazas de gravas denominados “Rodados Patagónicos” afloran a lo largo de los ríos Deseado y Río Chico y cubren en discordancia las unidades previas. Se depositaron a partir del Mioceno Tardío

hasta el Pleistoceno (Martínez y Kutschker, 2011) y comprenden las formaciones Mata Grande (Panza y de Barrio, 1987; 1989) y La Avenida (Marín, 1982).

2.3 REFERENCIAS

- Ameghino, F., 1898. Sinopsis geológico – paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.
- Archangelsky, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Museo de La Plata, Paleontología* 5, 63-171.
- Archangelsky, S. y Cuneo, R., 1984. Zonación del Pérmico continental Argentino sobre la base de sus plantas fósiles. III Congreso Latinoamericano de Paleontología, 143-153.
- Arrondo, O., 1972. Estudio geológico y paleontológico de la zona de la Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Museo de La Plata, Paleontología* 7, 1-194.
- Bertels, A., 1970. Sobre el “Piso Patagoniano” y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (4): 495-501.
- Chebli, G. y Ferello, R., 1975. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Tomo XXIX (4), p. 479-481.
- Cladera, G., Andreis, R., Archangelsky, S., 1999. Baqueró Group: a new stratigraphic proposal for the lower cretaceous of Santa Cruz Province, Argentina. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Buenos Aires, Argentina, Abstracts 17, Museo Argentino de Ciencias Naturales, Buenos Aires.
- Cortiñas, J., Homocv, J., Lucero, M., Gobbo E., Laffitte, G., Viera, A., 2005. Las cuencas de la región del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: "Frontera exploratoria de la Argentina". Chebli, A. G., Cortiñas J. S., Spalletti, L. A., Legarreta, L. y Vallejo E. L. (Eds). 1º ed. Buenos Aires. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, 2005. 352 pp. p 289-305.
- Crawford, A.J., Meffre, S., Symonds, P.A., 2003. The 120 - 45 Ma tectonic evolution of the SW Pacific, and analogous evolution of the 600-220 Ma Tasmania Fold Belt system of eastern Australia. En: Hillis, R. & Muller, R.D. (Eds.) *The Australian Plate*. Joint Special Publication of Geological Society of Australia and Geological Society of America, 254-272.
- de Barrio, R.E., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 189–198.
- de Barrio, R.E., Panza, J.L., Nullo, F.E., 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*, Servicio Geológico Minero Argentino, pp. 511–527.
- De Giusto, J., 1956. Informe Geológico Preliminar Zona Ea. Baqueró – Ea. Roca Blanca, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, (inédito).
- De Giusto, L., Di Persia, A. y Pezzi, E., 1980. El Nesocratón del Deseado, en II Simposio de Geología Regional Argentina. Tomo 2: 1389-1430. Academia Nacional Ciencias, Córdoba.
- Dietrich, A., Gutierrez, R., Nelson, E., Laye, P., 2012. Geology of the Huevos Verdes vein system and san José district, Deseado massif, Patagonia, Argentina. *Miner Deposita* 47: 233–249. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0327-2>
- Di Persia, C., 1956. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Tercera Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, (inédito).

- Di Persia, C., 1958. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Quinta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, (inédito).
- Di Persia, C., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extrandina (provincia de Santa Cruz). Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, Anales II, 65-68.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Tessone, M., Llambias, E., Schalamuk, I., Piccirillo, E., De Min, A., 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Rev Asoc Geol Argent* 56: 548–558.
- Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172 (1): 83–96.
- Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuk, K., Andrada De Palomera, P. and Tessone, M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo Jurásico de la Patagonia: Revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 665–681.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia, Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomo I, Buenos Aires.
- Giacosa, R., Márquez, M., Pezzuchi, H., Fernández, M., 1990. Geología y estratigrafía preliminar del Complejo ígneo-metamórfico y rocas eruptivas asociadas en el Macizo del Deseado, área de las estancias El Sacrificio y El Laurel, Santa Cruz. *Once Congreso Geológico Argentino II*, 85–88.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. and Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- Godeas, M., 1993. Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación la Leona), provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 47 (3): 347-347.
- Gorring, M.L. y Kay, S.M., 2001. Mantle processes and source of Neogene slab window magmas from Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Petrology* 42: 1067–1094.
- Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernández, M., Panza, J., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas. Continental magmas associated with ridge collision at the Chile triple junction. *Tectonics* 16 (1): 1-17.
- Guido, D.M., 2004. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 727–742.
- Guido, D.M. y Campbell, K.A., 2011. Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203: 35-47.
- Guido, D.M. y Jovic, S.M., 2019. Relevance of epithermal deposits in Argentina. *South American Metallogeny: Sierra to Craton. Society of Economic Geologist Conference, Santiago, Chile.* Conference proceedings available at www.segwerb.org.
- Guido, D. y Schalamuk, I., 2003. Genesis and exploration potential for low sulfidation epithermal deposits in the Deseado Massif, Argentinean Patagonia, in: Eliopoulos, D.G. (Ed.), *Mineral Exploration and Sustainable Development, Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Balkema-Rotterdam, Athens, Greece*, pp. 493–496.
- Guido, D., Tiberi, P., De Barrio, R., Escayola, M., Schalamuk, I., 2000. Hallazgo de basamento ígneo - metamórfico en Bahía Laura, sector sud-oriental del Macizo Del Deseado, Santa Cruz, Patagonia Argentina. *IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile. Agosto 2000 (Simposio Internacional 4)*: 731-735.

- Guido, D.M., Escayola, M., De Barrio, R., Schalamuk, I.B., Takashi Onoe, A., 2004. Edad y rasgos petrográficos y geoquímicas de cuerpos subvolcanicos asignables a la Formación Cerro León, este del Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4): 707-714.
- Guido, D.M., Jovic, S.M., Schalamuk, I.B., 2005. A new metallogenic association (Sn–Cd–In–Zn–Ag–Au) in the Deseado Auroargentiferous province, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Meeting the Global Challenge — 8th SGA Meeting, Beijing, China, *Mineral Deposit Research* 2, 965–968.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I., Franz, G., 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 187–196.
- Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabriele, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M., De la Cruz, R. 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46–47°S): Geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149: 346-370.
- Harrington, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 46 (10): 1773-1814, Tulsa.
- Hechem, J. y Homocv, J.F., 1988. Facies y paleoambientes volcanoclásticos en el Nesocratón del Deseado. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16: 2–23.
- Herbst, R., 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca (provincia de Santa Cruz- Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana* 12: 3-101.
- Homocv, J.F., Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85 (10): 1795-1816.
- Jalfin, G. y Herbst, R., 1995. La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz. *Estratigrafía. Ameghiniana* 32 (3): 211-229.
- Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L., Gayone, M.R., Maloberti, A., Comito, A., 2013. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la provincia silíceo Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 70 (1): 16–30.
- Jovic, S.M., Jovic, N.R., Guido, D.M., Schalamuk, I.B., 2008. Caracterización de cuerpos intrusivos de la formación Cerro León en el área del Anticlinal el Tranquilo, Macizo del Deseado, Santa Cruz. XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy, 851–852.
- Jovic, S., Guido, D., Schalamuk, I., Ríos, F., Tassinari, C. and Recio, C., 2011. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Argentina: Characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 46: 257-271.
- Lesta, P., Ferello, R., 1972. Región Extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz, in: Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 602–687.
- Leanza, A., 1958. Geología Regional. En: *La Argentina, Suma de Geografía*, Tomo I, Capítulo III: 217-349, Editorial Peuser, Buenos Aires.
- López, R., Tassinari, C., Guido, D., Schalamuk, I., Babinski, M., 2006. Metals and fluid source using Pb isotopes in Eureka-La Mariana Jurassic epithermal deposit, Northwestern Deseado Massif, Argentinean Patagonia. V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), Uruguay, Montevideo, pp. 508-512.
- López, L., Jovic, S.M., Guido, D.M., Permuy Vidal, C., Páez, G.N., Ruiz, R., 2015. Geochemical distribution and supergene behavior of indium at the Pingüino epithermal polymetallic vein system, Patagonia, Argentina. *Ore Geol. Rev.* 64: 747–755.
- Marín, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c “Gobernador Gregores”, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 17 p.

- Marquez, M. y Panza, J., 1986. Hallazgo de basamento igneo-metamórfico en el Bajo de la Leona, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 41 (1-2): 206-209.
- Martínez, O. y Kutschker, A., 2011. The “Rodados Patagónicos” (Patagonian shingle formation) of eastern Patagonia: environmental conditions of gravel sedimentation. En: *Biological Journal of the Linnean Society. Special Issue: Palaeo geography and Palaeoclimatology of Patagonia: Implications for Biodiversity*. 103 (2): 336-345.
- Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F., Fanning, M., Schalamuk, I., 2013. Detrital zircons U–Pb SHRIMP ages and provenance of La Modesta Formation, Patagonia Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.* 47, 32–46.
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: from a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth Sci. Rev.* 194, 125–159.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E.J., Párica, C., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncurá batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 5 (3-4): 321-325.
- Pankhurst, R.J., Sruoga, P., Rapela, C., 1993. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47 30' LS. XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, pp. 171- 178.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. and Rilley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113–136.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. and Kelley, S. P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41(5): 605-625.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Loske, W. P., Márquez, M., Fanning, C. M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 27-44.
- Panza, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e, Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional (1982), Buenos Aires, 197 pp.
- Panza, J. L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f “Bajo La Leona” y 54g “Bahía Laura”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 170 pp.
- Panza, J., 1998. Hoja Geológica 4769-IV, Monumento Nacional Bosque Petrificado, Provincia de Santa Cruz, escala 1:250000, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Panza, J. L. y de Barrio, R., 1987. Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f “Cordón Alto” y 55g “Puerto San Julián”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 122 pp.
- Panza, J. L. y de Barrio, R., 1989. Descripción geológica de las Hojas 56f “Cordón Alto” y 56g “Puerto San Julián”, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 155 pp.
- Panza, J. y Franchi, M., 2002. Magmatismo Basáltico Cenozoico Extraandino, in *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, in: Haller, M.J. (Ed.), XV Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 259-284.
- Panza, J. L., Marquez, M. y Godeas, M., 1995. Hoja Geológica 4966 - I y II Bahía Laura, provincial de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 p. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 2002. Evolución Tectónica. En: M. Haller (ed): *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, I-23: 235-387.
- Ramos, V. A., 2008. Patagonia: a Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26: 235-251.

- Ramos, V. y Kay, S., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261-282.
- Rapela, C.W., Dias, G.F., Franzese, J.R., Alonso, G., Benvenuto, A.R., 1991. El Batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 121-138
- Rapela, C. W., y Pankhurst, R. J., 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 68(1): 209-220.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J., 1996. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 87: 193–203.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Hervé, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. *Geol.Soc. Lond., Spec. Publ.* 246: 217–239.
- Riley, T. R, Leat, P.T., Pankhurst, R.J., Harris, C., 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42: 1043–1065.
- Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A., Fernandez, R.R., 1997. Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geol. Rev.* 12 (3): 173–186.
- Schalamuk, I., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A., Echeveste, H., 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz, in: Zappettini, E. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, 1177-1188.
- Secretaría de Minería Argentina, 2020. Centro de Información Minera Argentina (CIMA) website <http://cima.minem.gob.ar/dataset/2100/catastro-minero-unificado>
- Spalletti, L., Iñíguez Rodríguez, M., Mazzoni, M., 1982. Edades radimétricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 37 (4): 483-485.
- Sruoga, P. y Palma, M.A., 1984. La Formación Chon-Aike en su área clásica de afloramientos. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, 171-184.
- Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Kleiman, L., Japas, S., Maloberti, A. and Martínez, H., 2008. Análisis litofacial y estructural del Complejo Bahía Laura en el área El Dorado - Monserrat, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 653–664.
- Teruggi, M.E. y Rosetto, H., 1963. Petrología del Chubutiano del codo del río Senguer. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 354: 18-35.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M., Rolando, A., 1999. New Radimetric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, Villa Carlos Paz, Argentina, 132–135.
- Viera, R., Pezzuchi, H., 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del Complejo metamórfico de la Patagonia extrandina, Ea. Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 31(4): 281-283.
- Wallier, S., 2009. The Geology and Evolution of the Manantial Espejo Epithermal Silver (-Gold) Deposit, Deseado Massif, Argentina. Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- Windhausen, A., 1931. Geología Argentina. En: *Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino (Segunda Parte)*. Editorial Peuser, Buenos Aires, 1-40.



CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA DEL DISTRITO LA PALOMA

TESIS DOCTORAL
MARÍA LIS FERNÁNDEZ

3.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan los resultados del reconocimiento y análisis de facies de las rocas volcánicas que afloran en el distrito La Paloma y que abarca los siguientes sistemas de vetas: Sulfuro, Princesa – Reyna, Arco Iris, Veta Verde y Duquesa. Además, se describen las unidades estratigráficas que hospedan la Veta Sulfuro en subsuelo y se comparan con las unidades mapeadas en superficie en el distrito teniendo en cuenta los resultados obtenidos por [Crawford \(2014\)](#) y [Godoy Prieto y Palluzi \(2020\)](#).

3.2 ANTECEDENTES DE ESTUDIOS LITOLÓGICOS EN EL DISTRITO

[Crawford \(2004\)](#) realiza un muestro de las unidades volcánicas del distrito La Paloma y las clasifica en dos grupos teniendo en cuenta sus composiciones químicas: 1) andesitas basálticas (La Paloma 1: 54-57% SiO₂) y 2) andesitas (La Paloma 2: 60-65% SiO₂), con una gran dispersión de datos debido a los efectos de la alteración de estas rocas dominada por silicificación y alteración argílica. De acuerdo a este autor, el diagrama Th/Nb versus Zr/Nb muestra que las andesitas probablemente derivan de las andesitas basálticas por fraccionamiento.

Las unidades litológicas que hospedan la Veta Sulfuro, la distribución y variaciones espaciales de las mismas, fueron descritas por [Godoy Prieto y Palluzi \(2020\)](#) en base al mapeo de bancos en *open pits* y la descripción de testigos de perforaciones. Estos autores definen tres eventos lávicos diferentes denominados andesita A1, A2 y A3, y dos secuencias volcanoclásticas ([Fig. 3.1A](#)).

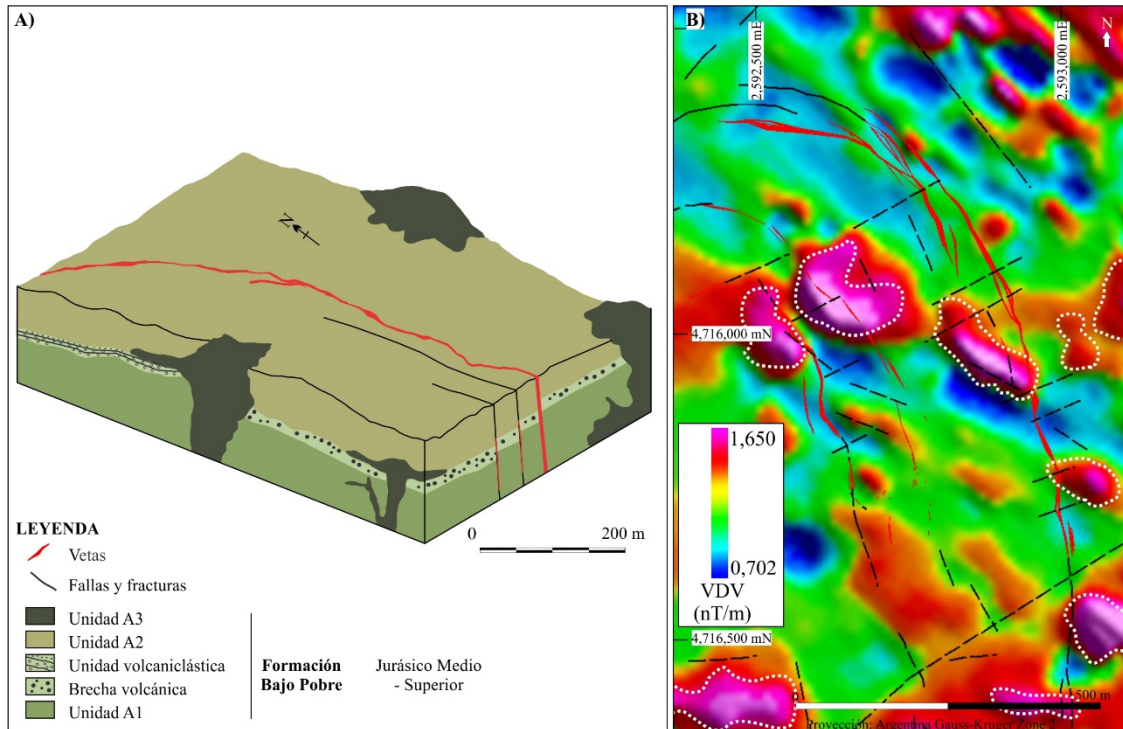


Figura 3.1. A) Diagrama de bloques esquemático que muestra la litología que hospeda la Veta Sulfuro (modificado de Godoy y Palluzi, 2020). B) Mapa de magnetometría aérea de alta resolución. Carta de intensidad magnética total reducida al polo (RTP-TMI). Las líneas punteadas de color negro indican las fallas y las líneas de puntos de color blanco marcan los intrusivos andesíticos A3 (modificado de Godoy Prieto y Palluzi, 2020). En color rojo se muestran los afloramientos de las vetas.

La andesita porfírica basal (A1) es la unidad basal de la secuencia y abarca desde el sector sur hasta el sector norte de la Veta Sulfuro (Fig. 3.1A). Si bien no se conoce el piso de esta unidad, sus espesores máximos conocidos varían entre 125 y 190 m. Forma potentes niveles homogéneos coherentes con textura masiva y facies de autobrecha subordinadas. La Andesita A 1 subyace a niveles volcanoclásticos estratificados (Unidad Volcanoclástica) que se disponen en bancos tabulares de 25 a 50 m de espesor; estos últimos están representados solo en el sector norte y límite centro-norte de la Veta Sulfuro (Fig. 3.1A). Están formados por sucesivos niveles de 1 a 2 m de espesor de colores gris, blanco, morado y/o verdoso con laminación planar y entrecruzada de bajo ángulo.

La Brecha Volcánica se dispone en bancos pseudo-tabulares de 40 a 80 m de espesor sobre las andesitas A1 en los sectores centro-sur y sur de la Veta Sulfuro (Fig. 3.1A) y se

interdigita con niveles de pocos cm de espesor de la unidad volcaniclástica. Estas rocas son de color blanco debido a una alteración intensa a arcillas blancas acompañada por óxidos de hierro por encima del nivel de oxidación. En cambio, por debajo de dicho nivel, exhiben un color gris, dado por la presencia de arcillas y abundante pirita diseminada. La Andesita A2 es una unidad porfírica fluidal que sobreyace a las brechas volcánicas y a los niveles estratificados de la unidad volcaniclástica en los sectores sur y centro-sur, y centro-norte y norte, respectivamente (Fig. 3.1A). Consiste de una andesita porfírica fina a afanítica, fluidal, de colores morado a verdoso cuando se encuentra fresca, y gris blanquecina y con tonos amarillos cuando está alterada. Los cuerpos andesíticos intrusivos (Andesita A3) son stocks y lacolitos que cortan a toda la secuencia previa y se los reconoció en los sectores centro-sur y sur de la Veta Sulfuro (Fig. 3.1A). Coinciden con fuertes altos resistivos de orientación NO en la imagen 1stDV MAG (derivada de primer orden a partir de datos magnéticos reducidos al polo) (Fig. 3.1B). Estos cuerpos subvolcánicos se inyectan en los planos de foliación por flujo y/o contactos subhorizontales entre otras unidades dando lugar a filones capa. Los contactos con las unidades descritas anteriormente son netos y también desarrollan texturas de brechas, con presencia de xenolitos del encajante contenidos dentro de la unidad A3. La andesita A3 presenta una alteración a arcillas grises moderada a fuerte en la pasta en la zona de contacto.

3.3 METODOLOGÍA

3.3.1 Trabajos de Campo

Entre los días 2 y 9 de octubre de 2017 se llevó a cabo una campaña de mapeo y muestreo de superficie en el distrito La Paloma. En dicha ocasión se describieron las características volcano-estratigráficas de cada unidad, se distinguieron y describieron diferentes litofacies y su arreglo espacial. Se seleccionaron 51 muestras de afloramientos ubicados en la porción sur y

central de la veta Sulfuro, y en los sistemas de vetas Princesa–Reyna, Arco Iris, Veta Verde y Duquesa (Fig. 3.2). También se seleccionaron muestras de subsuelo representativas de cada litotipo correspondientes a 17 sondajes de las secciones: Sulfuro_4715718mN_63NE y Sulfuro_ 4715919mN_63NE, ubicadas en la porción sur y central, respectivamente, y de las secciones Sulfuro_4716202mN_63NE y Sulfuro_ 4716318mN_63NE ubicadas en el sector norte de la Veta Sulfuro.

Se confeccionó la columna litológica para cada sondeo donde se caracterizaron las litologías, las estructuras, las alteraciones de las rocas, los diversos estilos de la mineralización y se registró la ubicación de las muestras seleccionadas.

3.3.2 Trabajos de laboratorio

Cincuenta y una muestras de superficie y sesenta y siete de subsuelo fueron descritas a escala macroscópica con el fin de establecer las facies presentes y elegir zonas representativas para confeccionar las secciones delgadas. Las secciones delgadas fueron estudiadas con luz reflejada y transmitida con microscopio petrográfico del Departamento de Geología y Petróleo de la Universidad Nacional del Comahue.

3.4 RESULTADOS

3.4.1 Rocas volcánicas del distrito La Paloma

El mapeo del área estuvo orientado al reconocimiento de las diferentes unidades litológicas presentes en el distrito La Paloma. Dado que el área es muy amplia, se mapearon las zonas más representativas en los cinco sistemas de vetas mineralizados: (1) Sulfuro-Esperanza-Rocío (Sistema de Vetas Sulfuro), (2) Princesa-Reyna, (3) Verde, (4) Arco Iris, y (5) Duquesa (Fig. 3.2), los cuales se hospedan en rocas volcánicas de edad jurásica de la Fm. Bajo Pobre.

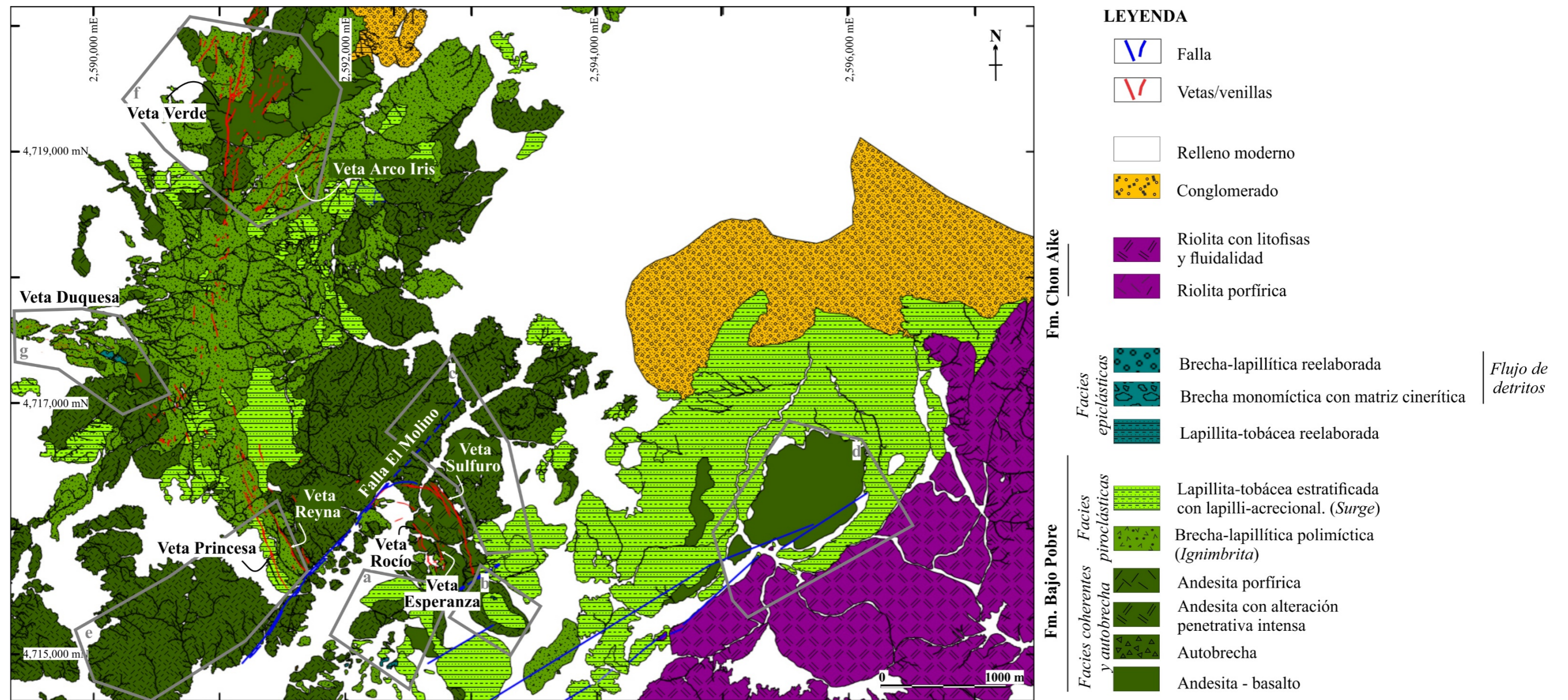


Figura 3.2. Mapa geológico del distrito La Paloma que incluye las unidades litológicas, las estructuras principales, la ubicación de los sistemas de vetas estudiados (modificado de Minera Don Nicolas S.A). Los polígonos en gris muestran los sectores del mapeo de superficie: a– Sector sur - suroeste del Sistema de Vetas Sulfuro; b– Sector sureste del Sistema de Veta Sulfuro; c– Sector norte y este del Sistema de Vetas Sulfuro; d– Sector este del Sistema de Vetas Sulfuro; e- Sector Veta Princesa – Reyna; f– Sector Arco Iris y Veta Verde; g– Sector Veta Duquesa.

3.4.1.1 Sector Sistema de Vetas Sulfuro (Sulfuro-Esperanza-Rocío)

Sector sur - suroeste del Sistema de Vetas Sulfuro. En el sur de la Veta Sulfuro (al sureste de la falla El Molino) (Fig. 3.2) afloran lavas de composición andesítica que despliegan una morfología en lomadas suaves con textura porfírica (10-15% de cristales de tamaño de grano fino a medio) con fenocristales de plagioclasas reemplazados por filosilicatos y piroxenos por clorita, en una pasta afanítica de color verde oscuro a negro con magnetismo moderado. También hay afloramientos de andesita-basáltica porfírica muy fina a afírica con cristales de olivino, piroxeno y plagioclasas en una pasta afanítica aparentemente vítrea, con alteración incipiente (Fig. 3.3A).

En las quebradas afloran depósitos piroclásticos (Fig. 3.3A) formados por una alternancia de bancos macizos y bancos con capas planas paralelas (Fig. 3.3B, C). Estos últimos presentan niveles lapillíticos de ~10 cm de espesor clasto-soportados intercalados con *sets* de toba lapillítica fina a media laminada y con capas de ~1cm de espesor de tobas finas macizas (Fig. 3.3D). Algunos de estos últimos niveles tobáceos presentan estratificación cruzada.

Las zonas más elevadas topográficamente tienen alteración hidrotermal fuerte que muchas veces dificulta el reconocimiento de los componentes de las rocas. Estos altos o crestones están constituidos por afloramientos de lavas con foliación por flujo marcada, muy deleznales, textura porfírica y escasos fenocristales (14-15%) con tamaño de grano fino, afectadas por alteración argílica fuerte (Figs. 3.4A) (dickita según la información de espectroscopía de reflectancia SWIR-VNIR provista por la empresa). También afloran, asociados a estas coladas, depósitos de autobrechas subordinados con silicificación intensa (Fig. 3.4B).

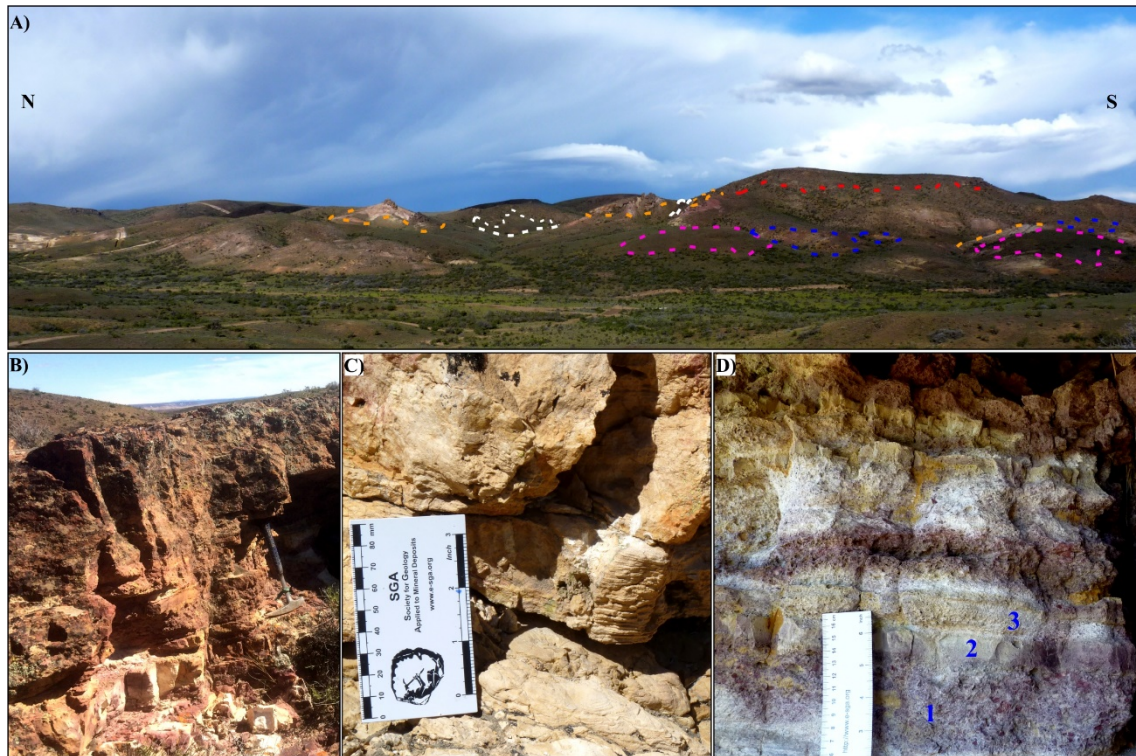


Figura 3.3. A) Imagen panorámica sector suroeste de Sulfuro (vista hacia el este) que muestra la ubicación de las unidades litológicas mapeadas. En blanco: afloramientos de lavas andesíticas basálticas. En magenta: afloramientos de lavas andesíticas, en turquesa: depósitos piroclásticos, en anaranjado: lavas andesíticas con foliación de flujo y alteración hidrotermal, en rojo: depósitos tipo *drebis flow* y piroclásticos reelaborados. B) Depósitos piroclásticos con intercalaciones de capas laminadas y bancos masivos. C) Detalle de las estructuras laminadas en niveles de lapillita tobácea en la secuencia anterior. D) Detalle de *sets* volcanoclásticos con distinta granulometría en B): 1- lapillita clasto-soportada maciza; 2- nivel de toba fina; 3- lapillita tobácea con laminación.

Sobre estas lavas apoyan diversos depósitos volcanoclásticos silicificados, algunos con argilitización selectiva de componentes y con oxidación intensa a hematita y otras limonitas: -

a) depósitos de brecha matriz a clasto-sostén formada por fragmentos de lava ≥ 10 cm, monomícticos (con fenocristales y vesículas) y angulosos en una matriz de fragmentos de la misma composición pero de tamaño milimétrico desde $>1/16$ mm (ceniza muy fina) hasta 3mm, con laminación difusa (depósitos de flujos de barro tipo *debris flow*?) (Fig. 3.5A, B) y -

b) depósitos tamaño arena/ceniza con laminación entrecruzada de bajo ángulo y desarrollo ocasional de estructuras tipo artesa de hasta 2 m de largo (depósitos piroclásticos reelaborados) (Fig. 3.5C, D).

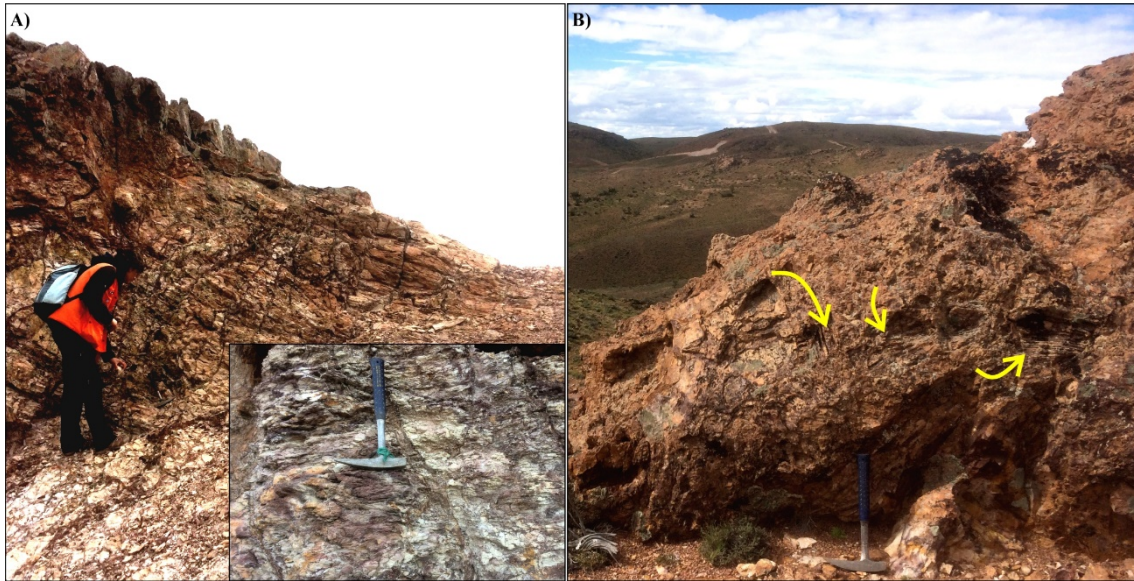


Figura 3.4. **A)** Andesita con fluidez vertical. En el recuadro inferior derecho, detalle de foliación por flujo, alteración hidrotermal fuerte y parches con oxidación a hematita (colores violáceos). **B)** Autobrecha silicificada. Las flechas señalan fragmentos de andesita con foliación por flujo en distinta dirección.

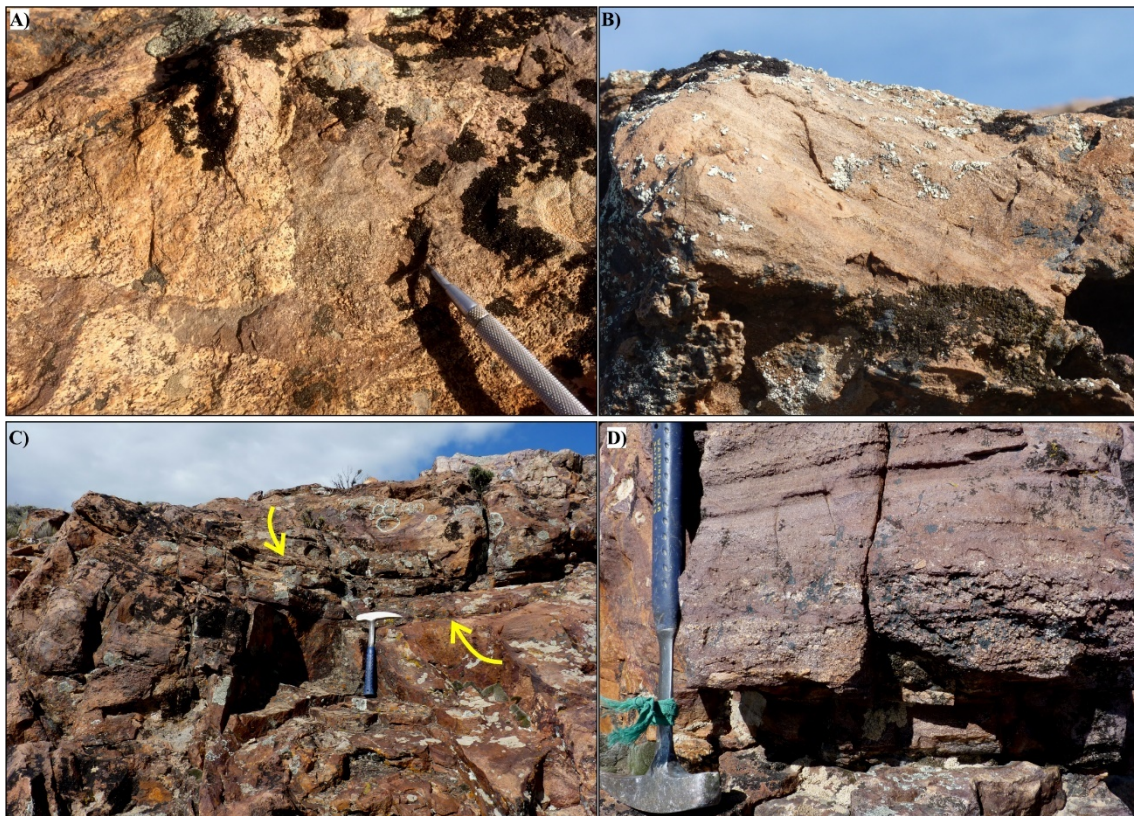


Figura 3.5. **A)** Brecha silicificada formada por clastos andesíticos en matriz de similar composición con laminación difusa. **B)** Matriz con laminación paralela en brecha andesítica anterior. **C)** Artesas en depósitos volcanoclásticos reelaborados al norte de la antena (flechas amarillas). **D)** Intercalaciones de capas de diferente granulometría resaltada por erosión en el mismo sector.

Sector sureste del Sistema de Vetas Sulfuro. Al sureste de la Veta Sulfuro (Fig. 3.2) por encima de las andesitas que hospedan a la veta yacen depósitos piroclásticos que en la topografía actual permanecen como altos o crestones resistentes a la erosión por su silicificación. Están formados por lapillitas y lapillitas tobáceas (Fig. 3.6A) con laminación plana y cruzada, presencia de lapilli acrecional y marcas de impactos de fragmentos líticos emplazados según una trayectoria balística (Fig. 3.6B). Contienen clastos subangulosos de andesita porfírica (Fig. 3.6C) y zonas muy vesiculadas rellenas con arcillas blancas y bordes indefinidos (“pseudoclastos”). Por las características texturales y la presencia de estructuras mecánicas y marcas de impacto se interpretó este depósito como producto de oleadas piroclásticas (*surge*) o depósito de flujos piroclásticos diluidos (Petrinovic y D’Elía, 2018). Hacia la parte superior la secuencia está posiblemente reelaborada, en la que lapillitas tobáceas/areniscas gruesas presentan buena selección, así como estratificación cruzada y paralela difusas y discontinuas (Fig. 3.6D). La alteración argílica y la silicificación penetrativa posterior enmascaran y homogeneizan toda la secuencia.

Sector norte y este del Sistema de Vetas Sulfuro. En este sector (Fig. 3.2) predominan afloramientos de andesitas relativamente frescas que forman lomadas suaves. Algunas coladas son masivas, otras presentan disyunción catafilar y foliación por flujo (Fig. 3.7A, B). Tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasas y minerales máficos de grano muy fino a medio y alteración incipiente a moderada en una pasta afanítica negra con magnetita.

Por encima de las lavas afloran depósitos estratificados (Fig. 3.7C), que en los altos topográficos presentan silicificación fuerte (Figs. 3.7D). Consisten en capas de tobas y tobas lapillíticas laminadas con lapilli acrecional, con silicificación fuerte y oxidación de sulfuros a limonita (Figs. 3.7D, E). En estos crestones silicificados también aflora una brecha hidrotermal



Figura 3.6. A) Lapillitas con estratificación plana. B) Capas de lapillita tobácea deformadas por impacto balístico (flecha blanca). C) Nivel de lapillita con clastos de andesita (indicados con flechas). D) Laminación planar y cruzada de bajo ángulo en niveles superiores de la secuencia anterior con silicificación penetrativa intensa. La flecha señala entrecruzamiento.

clasto-soportada formada por clastos angulosos de andesita y de una roca volcanoclástica laminada de grano fino, dispuestos en un cemento de calcedonia con limonitas (Fig. 3.7F).

Sector este del Sistema de Vetas Sulfuro. En este sector (Fig. 3.2) afloran lavas de composición andesítico-basáltica con diaclasamiento columnar muy marcado (Fig. 3.8A) cuya base no es visible (contacto por falla?). Presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y olivino de tamaños medio a medio-grueso que forman glomérulos dispersos en una pasta afanítica de color negro con magnetismo moderado a fuerte.

En los valles o quebradas afloran niveles volcanoclásticos formados por *sets* bien seleccionados con granulometrías arena fina/ceniza fina, que intercalan con algunos niveles

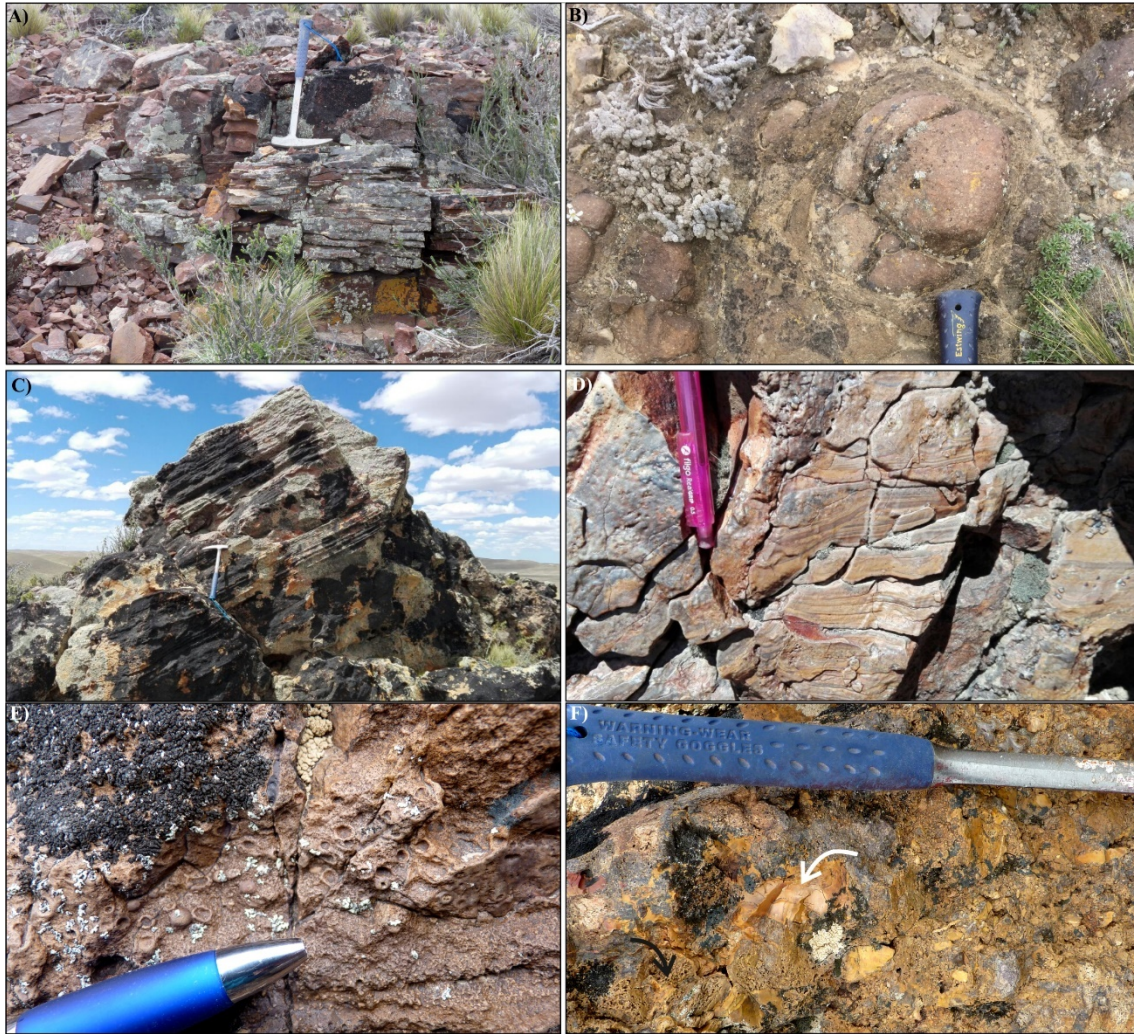


Figura 3.7. **A)** Andesita con fuerte foliación por flujo y diaclasamiento subparalelo. **B)** Andesita con disyunción catafilar. **C)** Nivel volcanoclástico laminado. **D)** Toba laminada con silicificación fuerte. **E)** Niveles silicificados con lapilli acrecional. **F)** Brecha hidrotermal: clastos de andesita (flecha de color negro) y volcanoclásticos silicificados (flecha de color blanco) en un cemento de calcedonia con limonita.

clasto-soportados constituidos por fragmentos líticos densos andesíticos y posiblemente riolíticos subangulosos y de tamaño arena gruesa/ceniza gruesa (Fig. 3.8B).

Hacia el sureste, por encima topográficamente de los depósitos volcanoclásticos afloran coladas riolíticas bandeadas con pliegues de flujo y agregados esferoidales tipo litofisae de la Formación Chon Aike (Fig. 3.8C) de 0,3 a 10 cm de diámetro, con cavidades centrales tapizadas por cristales euédricos de cuarzo rodeadas por bandas concéntricas. Estas lavas forman caparzones brechados compuestos por fragmentos de lava riolítica alterados en un cemento de cuarzo \pm hematita.

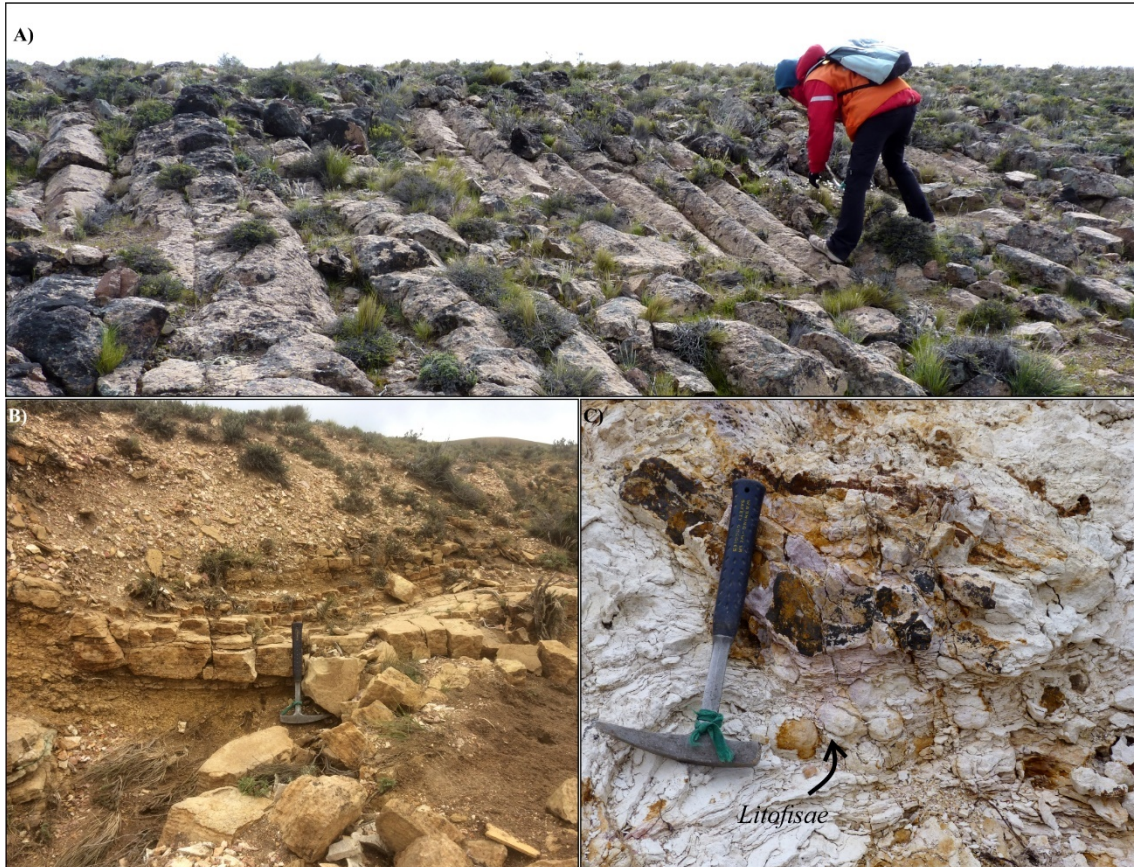


Figura 3.8. A) Diaclasamiento columnar en andesita basáltica porfírica. B) Niveles volcanoclásticos finos bien seleccionados sin lapilli acrecional. C) Pliegues de flujo y litofisae en riolita bandeada de la Formación Chon Aike.

3.4.1.2 Sector Veta Princesa – Reyna.

Hacia el noroeste de la falla El Molino (Fig. 3.2) las andesitas forman lomadas suaves (Fig. 3.9A) y morfologías circulares sugerentes de estructuras dómicas, aunque no se pudo establecer una relación entre estas últimas con un centro de emisión. En el afloramiento presentan foliación en distintas direcciones (N10° a N55°) que representan los distintos frentes de avance del flujo de la colada (Fig. 3.9B), así como amígdalas (< 1cm) estiradas siguiendo la foliación y rellenas con calcedonia bandeada y cuarzo (Fig. 3.9C). Las andesitas son textural y composicionalmente bastante uniformes, presentan textura porfírica (10-15% de cristales de tamaño de grano fino) con fenocristales de plagioclasas reemplazados por filosilicatos y piroxenos cloritizados, en una pasta afanítica de color verde oscuro a negro. Tienen magnetismo



Figura 3.9. A) Imagen panorámica de las lomadas de andesitas (vista hacia el suroeste). B) Frentes de flujo en andesita. C) Detalle de la textura amigdaloides siguiendo foliación por flujo.

moderado a fuerte y algunas exhiben transformación de los óxidos y accesorios máficos primarios a hematita.

En la veta Princesa (Fig. 3.2) afloran depósitos volcánoclasticos con una notable estructura interna caracterizada por laminación planar (Fig. 3.10A), acuñaamiento de la laminación y capas con entrecruzamientos de bajo ángulo escasamente preservados (Fig. 3.10B). Estos depósitos están constituidos por componentes volcánicos juveniles densos (fragmentos líticos) de granulometría ceniza a lapilli fino (entre 1/16 y 2 mm) con abundantes lapilli acrecional de hasta 0,8 cm (Fig. 3.10C) que forman *sets* macizos y algunos con gradación mixta. El conjunto se encuentra muy silicificado. La presencia de estructuras mecánicas y lapilli acrecional, así como selección moderadamente buena y *sets* con variaciones granulométricas del tipo gradacional, indican que se trata de depósitos de oleadas piroclásticas o *surge*.

Un dique andesítico intruye a los depósitos volcanoclásticos estratificados (Fig. 3.10D). Presenta textura porfírica con fenocristales (20-30%) de tamaño de grano medio, que comprende plagioclasas (2-3 mm) y máficos (≤ 1 mm) inmersos en una pasta de color verde con alteración moderada a fuerte (clorita y arcillas verdes).



Figura 3.10. **A)** Capas con laminación planar e intercalaciones macizas. **B)** Capas con laminación cruzada de bajo ángulo escasamente preservadas. **C)** Capas de tobas y lapillitas tobáceas finas silicificadas con lapilli acrecional (flechas negras). **D)** Dique andesítico en la secuencia volcanoclástica estratificada (delimitado con líneas punteadas).

3.4.1.3 Sector Arco Iris y Veta Verde

En el sector de Arco Iris (Fig. 3.2) aflora una secuencia volcanoclástica estratificada con depósitos macizos matriz sostén con fragmentos de tamaño lapilli medio a grueso en una matriz

cinerítica. Los fragmentos son de composición andesítica pero presentan distintas texturas y alteración (Fig. 3.11A). Cerca de las fallas y/o fracturas, estos depósitos están silicificados y forman brechas bien seleccionadas por elutriación de material más fino cementadas por cuarzo cristalino fino (Fig. 3.11B). Hacia los niveles superiores en la secuencia volcanoclástica se intercalan niveles de lapillita y toba lapillítica, de 1 a 2 m de espesor, con estratificación grosera.

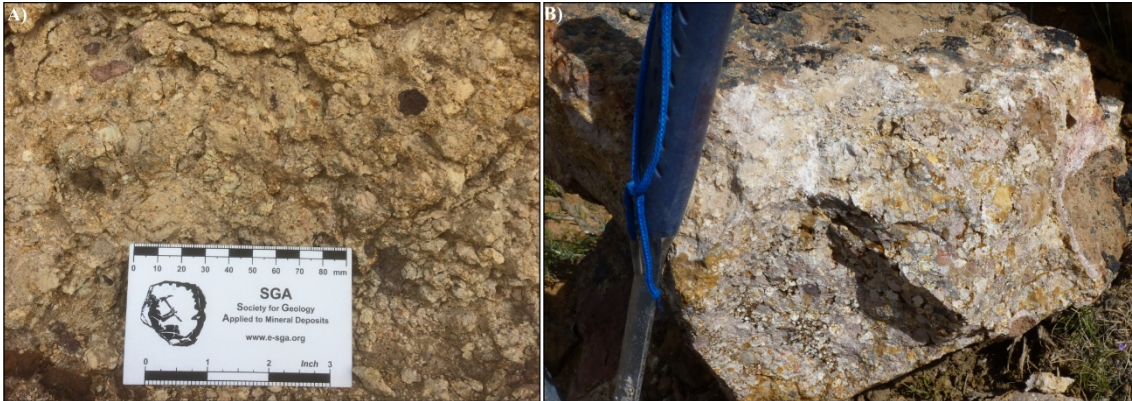


Figura 3.11. A) Lapillita media a gruesa matriz sostén en zona de veta Arco Iris. B) Brecha hidrotermal bien seleccionada por elutriación.

En el tope de la secuencia, en dirección noroeste (hacia la Vetas Verde; Fig. 2) afloran lavas de composición andesítica-basáltica formadas por fenocristales de plagioclasas, piroxeno y olivino de tamaños medio a fino en una pasta afanítica negra con magnetita. Presentan alteración hidrotermal incipiente.

En el sector de la Veta Verde, por debajo de estas lavas andesítico-basálticas (Fig. 3.12A) yacen depósitos macizos polimícticos con poca selección, formados por fragmentos líticos de composición andesítica y algunos vesiculados (pómez) con alteración fuerte a arcillas blancas, de tamaños lapilli y bloque/bomba de hasta 50 cm, en una matriz cinerítica reemplazada por filosilicatos verdosos (esmectita?) (Fig. 3.12B, C). En sectores se intercalan delgados niveles, de aproximadamente 10 cm, de toba lapillítica fina con capas paralelas y estratificación cruzada (Fig. 3.12D).



Figura 3.12. A) Depósito de lapillita brechosa en contacto con andesita en zona de vetas V. B) Depósito macizo caótico polimíctico con matriz color verde en la base de la secuencia de las vetas V. C) Clastos de andesita de hasta 50 cm en la secuencia anterior. D) Bandas rítmicas de toba y lapillita fina con estratificación plana, intercaladas en la secuencia anterior.

3.4.1.4. Sector Veta Duquesa

Al oeste de La Paloma, en el sector de la veta Duquesa (Fig. 3.2), continúan los depósitos volcanoclásticos macizos de brecha tobácea matriz-sostén. Esta brecha está compuesta por clastos de andesitas y fragmentos juveniles vesiculados (pómez) con alteración fuerte a arcillas verdes, con bloques de andesitas, mayores a 20 cm, hacia la base (Fig. 3.13A). La matriz está formada por fragmentos de la misma composición de tamaño ceniza (1 y <0.5 mm). Intercalan niveles de lapillita tobácea clasto-soportados con laminación paralela de la misma composición (Fig. 3.13B).

Hacia los altos topográficos (Fig. 3.13C) dominan componentes de tamaño lapilli y ceniza con escasos fragmentos mayores andesíticos (Fig. 3.13D). Por las características de este

depósito, podría tratarse de un flujo hiperconcentrado (*debris flow*) con alta concentración de partículas volcánicas, líticos andesíticos y fragmentos vesiculados (pomez?), formado posiblemente por el retrabajo de un flujo piroclástico pumíceo depositado en una zona inestable o bien removilizado por tectónica activa.

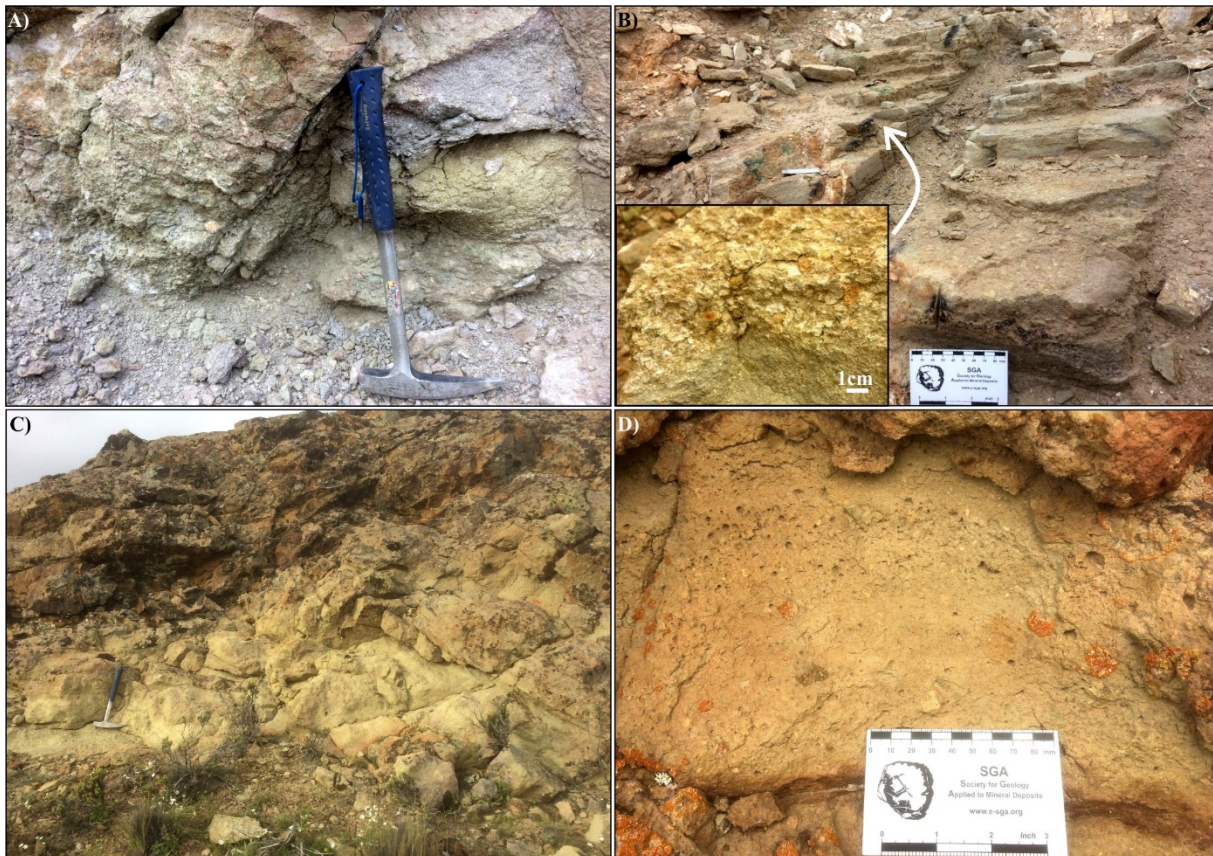


Figura 3.13. A) Lapillita brechosa matriz-sostén con bloques de andesita en la base, sector de veta Duquesa. B) Niveles estratificados de lapillita tobácea con gradación inversa intercalados con la secuencia anterior. C) Bancos macizos con estratificación grosera hacia la parte superior de la secuencia. D) Bancos con estratificación grosera tamaño lapilli-ceniza con escasos fragmentos mayores.

3.4.2. Unidades litológicas que hospedan la Veta Sulfuro

3.4.2.1 Andesitas inferiores

En la Veta Sulfuro los sondajes interceptaron esta unidad a partir de los 100 y 80 m de profundidad s. n. m. (Fig. 3.14) en los sectores sur, centro y norte, y en un ningún caso alcanzaron la base de la misma. El techo de esta unidad está en contacto con brechas volcanoclasticas en los sectores centro-sur y sur de la Veta Sulfuro y con los depósitos

volcanoclásticos estratificados en los sectores centro-norte y norte. Estas rocas volcánicas comprenden lavas con textura masiva, con foliación de flujo y/o amigdaloides y presentan intercalaciones de facies de autobrecha (Fig. 3.14A - D). Son comunes las amígdalas ($\leq 0,3$ mm a 1 cm) con formas redondeadas y lenticulares rellenas con minerales hidrotermales (cuarzo, calcedonia, calcita, clorita) (Fig. 3.14C). En casos excepcionales presentan formas alargadas siguiendo la foliación por flujo donde alcanzan hasta 2 cm. Los planos de foliación también están rellenos con minerales hidrotermales (Fig. 3.14B). Las facies de autobrecha consisten en clastos monomícticos generalmente angulares a subangulares (Fig. 3.14D), algunos con bordes aserrados, y de dimensiones irregulares (hasta 6 cm de tamaño) con textura porfírica, amigdaloides y con fluidalidad, en una matriz coherente de la misma composición que los clastos.

Estas lavas contienen fenocristales euhedrales a subhedrales (0,2 a 3 mm) de plagioclasa (1-10% vol.), piroxeno (1-5% vol., ≤ 1 mm), anfíbol (1-2% vol., $\leq 1,6$ mm), magnetita u óxidos de Fe-Ti ($\leq 1-2\%$ en vol., $< 0,5$ mm) y apatito ($\leq 1\%$ en vol., 0,1-0,6 mm). Algunos cristales están fracturados y además forman glomérulos de 3 o más cristales (Fig. 3.14E, F). Los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta afanítica o de grano muy fino formada por microlitos de plagioclasa con textura traquítica.

3.4.2.2 Brechas volcánicas

Esta unidad sobreyace a las andesitas inferiores en el sector sur y centro de la Veta Sulfuro. En los sondajes analizados no fue posible determinar su espesor y continuidad lateral, pero se observó que en el sector central su ocurrencia está estrechamente asociada a los flujos de lava y que se interdigita con los niveles piroclásticos más finos. Son brechas monomícticas matriz sostén a clasto sostén, con clastos angulosos a sub-redondeados (1 a > 6 cm) de lavas andesíticas

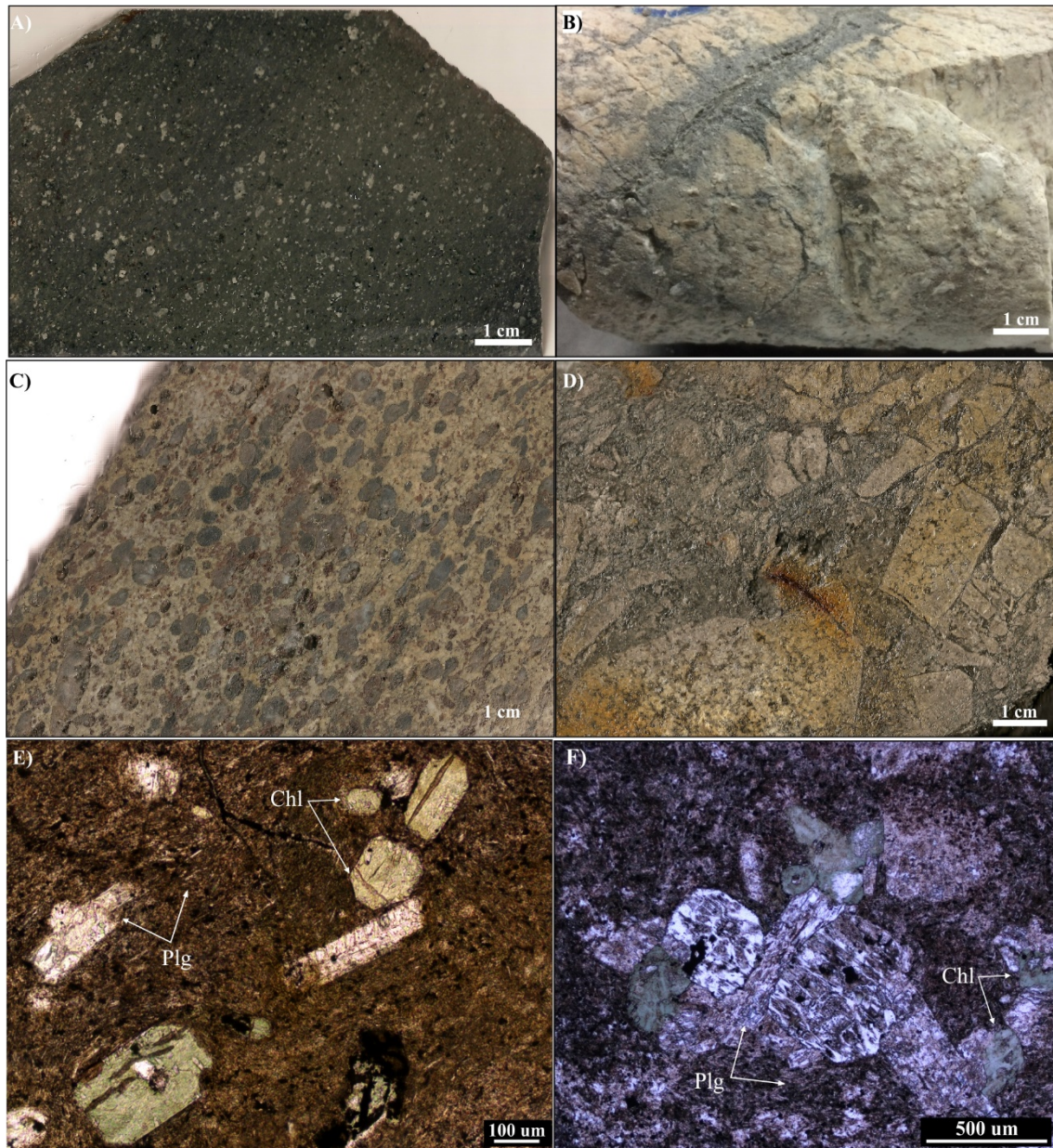


Figura 3.14. Fotografías y microfotografías de la andesita inferior. **A)** Textura porfírica masiva. **B)** Andesita con alteración hidrotermal intensa y foliación por flujo rellena con minerales hidrotermales. **C)** Amígdalas rellenas con cuarzo. **D)** Autobrecha con clastos angulosos irregulares. **E)** Fenocristales de plagioclasas (Plg) y de piroxeno reemplazados pseudomórficamente por clorita (Chl) en una pasta con microlitos de plagioclase (Plg). **F)** Glomérulo formado por cristales de plagioclasas (Plg) y piroxeno reemplazados por clorita (Chl).

porfíricas y fluidales, de coloraciones grisáceas claras. La matriz es tobácea a lapillítica en granulometría, con tonalidades grises oscuras a negro (Fig. 3.15). Presentan comúnmente una intensa alteración hidrotermal cuando está cementada por minerales hidrotermales (cuarzo, piritita y filosilicatos).

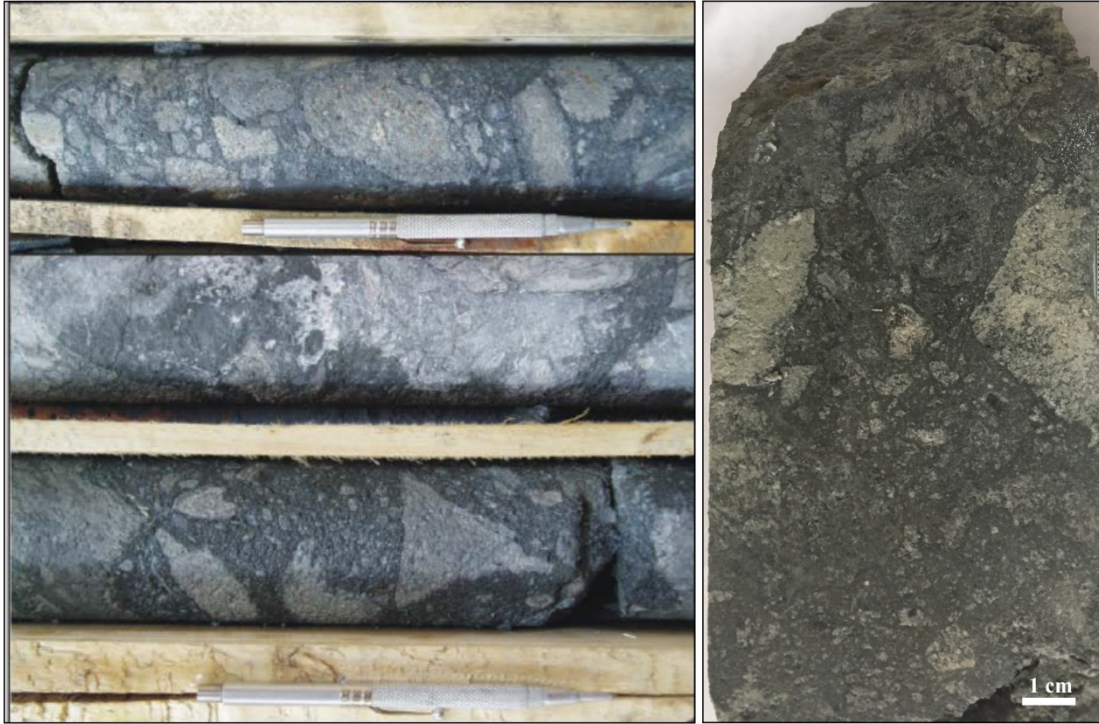


Figura 3.15. Fotografías de la brecha volcánica con variaciones texturales formada por clastos monomícticos andesíticos irregulares en una matriz tobácea a lapillítica de color gris.

3.4.2.3 Depósitos piroclásticos

En subsuelo en la veta Sulfuro estos depósitos sobreyacen a las andesitas inferiores y las separan de las andesitas intermedias. En la sección norte forman bancos tabulares continuos de hasta 45 m de espesor mientras que en las secciones central y sur, aparecen como lentes o bloques discontinuos entre las coladas andesíticas, atravesados por los diques e intrusivos de las andesitas superiores. Estos depósitos exhiben una fuerte variación lateral de facies y cambios de espesor, y están caracterizados por una notable estructura interna caracterizada por laminación planar, estructuras de acuñamiento y capas con estratificación cruzada de bajo ángulo y localmente calcos de carga y/o estructuras de impacto (Fig. 3.16A). Consiste en niveles grises y verdosos de ceniza y lapilli (fino a medio) internamente laminados, clasto y matriz-sostén (Fig. 3.16 A, B). Los horizontes macizos más finos (tobas lapillíticas finas) se caracterizan por la presencia de lapilli acrecional (hasta 0,5 cm) (Fig. 3.16D). Intercalan capas macizas de lapillitas medias a gruesas matriz-soportadas constituidas por componentes

volcánicos densos (fragmentos líticos andesíticos y fragmentos cristalinos) inmersos en una matriz compuesta por ceniza y fragmentos de andesita (>2 mm) de la misma composición. Los clastos de andesitas de mayor tamaño varían de sub-angulosos a redondeados y exhiben diferentes texturas (porfírica, afanítica y vesiculares) y coloraciones blanca a gris verdosa, con pátinas de óxidos de hierro en sectores (Fig. 3.16E). Depósitos clasto sostenidos de 1 a 20 cm de potencia individual de lapilli fino a medio con buena selección y gradaciones internas (Fig. 3.16C), se intercalan con los depósitos laminados y macizos matriz sostenidos anteriores.

En los sondajes analizados en la sección norte se interceptaron niveles discontinuos cuyo espesor no se pudo establecer y que se encuentran intercalados con los depósitos antes descritos, que consisten en fragmentos juveniles vesiculados (pómez) aplastados, con alteración fuerte a arcillas blancas y verdes en una matriz de tamaño ceniza (Fig. 3.16F).

3.4.2.4 *Andesitas intermedias*

En subsuelo esta unidad consiste en flujos de lava coherente que yacen por encima de los depósitos piroclásticos en los sectores sur, centro y norte de la veta Sulfuro. En los sondajes analizados esta unidad tiene un espesor de 15 a 20 m en las secciones sur y centro, y entre 40 y 45 m en la sección norte. Sin embargo, su espesor real es desconocido dado que no se pudo determinar el techo de esta unidad. Estos flujos de lava coherentes se distinguen de los anteriores por su color rosado a rojizo y su foliación por flujo característica (Fig. 3.17A). Las líneas de flujo y las amígdalas son más abundantes en la base del flujo donde también se observaron autobrechas en sectores locales (Fig. 3.17B).

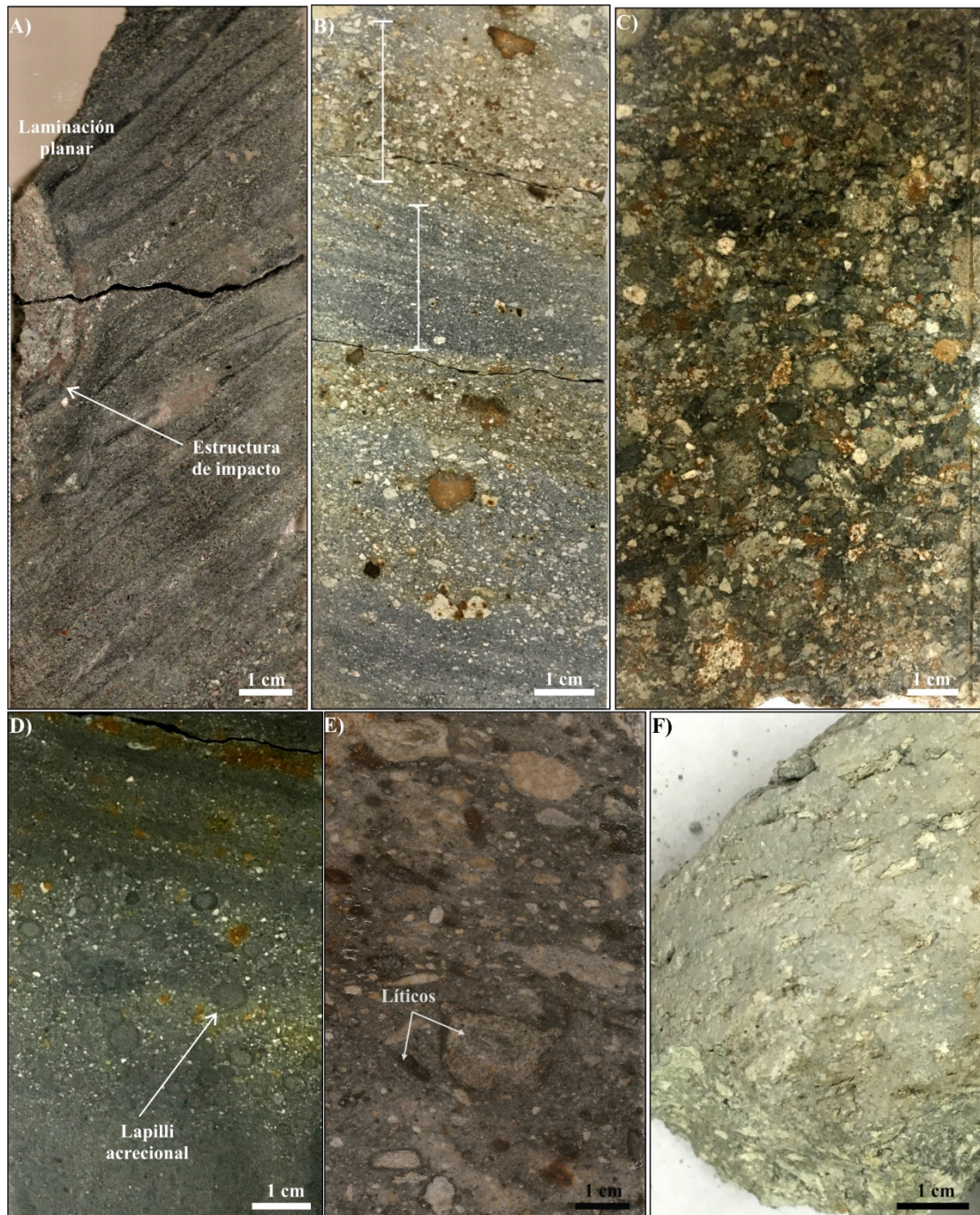


Figura 3.16. Fotografías de los depósitos piroclásticos. **A)** Capas con laminación planar y calcos de carga y/o estructuras de impacto. **B)** Niveles grises y verdosos de ceniza y lapilli (fino a medio) internamente laminados matriz-sostén. **C)** Nivel de lapilli fino a medio clasto sostén con buena selección. **D)** Lapillita tobácea con lapilli-acrecional. **E)** Lapillitas medias a gruesas matriz-soportadas con fragmentos líticos andesíticos redondeados con diferentes texturas (porfírica y afanítica) y coloraciones (blanca a gris verdosa, con pátinas de óxidos de hierro). **F)** Niveles con fragmentos juveniles vesiculados (pómez) aplastados intercalados entre los depósitos laminados y macizos.

Contienen fenocristales (10–15 vol.%) de plagioclasa (0,4 a 2 mm), piroxeno con alteración fuerte ($\leq 1,4$ mm), óxidos de Fe-Ti ($< 0,5$ mm) y apatito (0,1-0,2 mm). Algunos

cristales están fracturados y además forman glomérulos de 3 o más cristales (Fig. 3.17C, D). Los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta afanítica o de grano muy fino formada por microlitos de plagioclasa con textura traquítica y en sectores se encuentran alineados siguiendo la foliación por flujo (Fig. 3.17D).

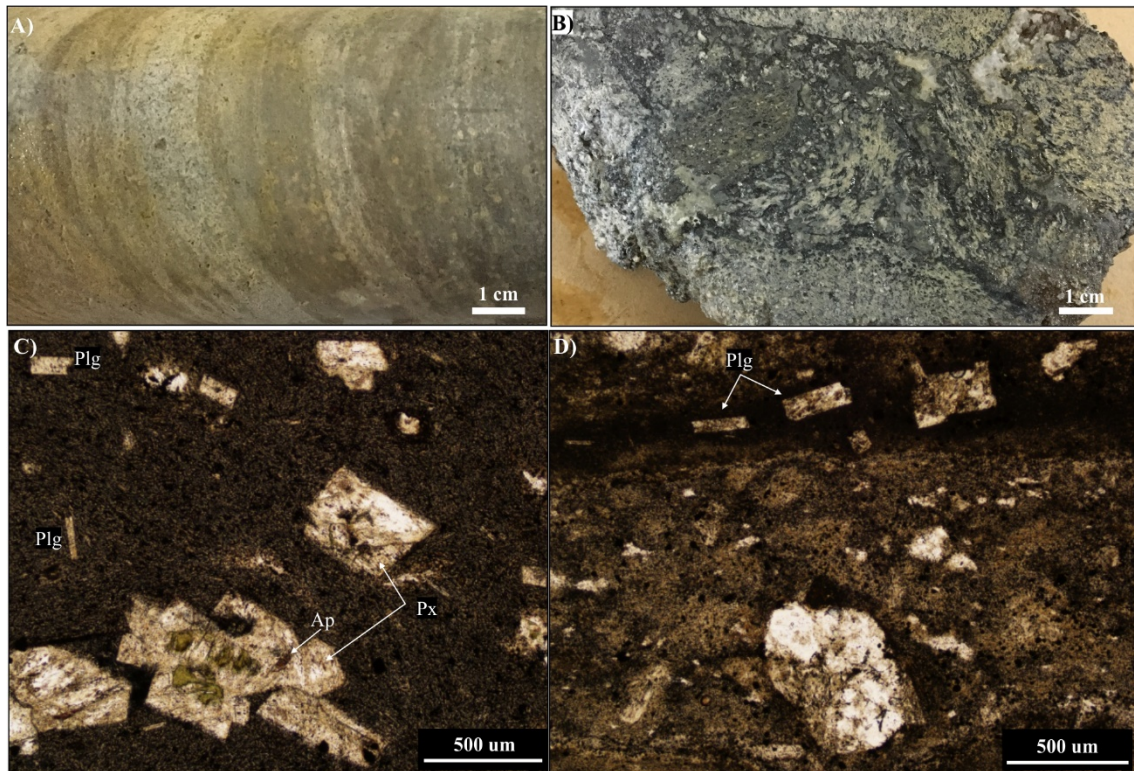


Figura 3.17. Fotografías y microfotografías de andesitas intermedias. **A)** Lava con foliación por flujo. **B)** Autobrecha con clastos irregulares con abundantes amígdalas. **C)** Fenocristales de plagioclasas (Plg), piroxeno (Px) y microfenocristales de apatito (Ap) en una pasta con microlitos de plagioclasa Plg. **D)** Fenocristales de plagioclasa (Plg) orientados siguiendo la foliación por flujo.

3.4.2.5 Andesitas superiores

Esta unidad se observó en las secciones central y sur analizadas. Comprende stocks y lacolitos que cortan a toda la secuencia previa. Esta unidad tiene textura porfírica de grano fino a medio, y presencia de abundantes xenolitos o enclaves de lavas (Fig. 18A). En los bordes esta unidad se encuentra localmente brechada (Fig. 18B, D).

Está formada por fenocristales (10–15 vol.%) de plagioclasa (0,15 a 1,2 mm), ortopiroxeno, clinopiroxeno y cristales de magnetita (Fig. 18C, D). La pasta es o de grano muy

fino y está constituida por microlitos de plagioclasa con textura traquítica. Los cristales forman glomérulos de dos o más cristales. Esta unidad presenta una alteración débil con magnetismo moderado a fuerte dado por la presencia de microfenocristales de magnetita, excepto en el contacto con las unidades anteriores y en zonas de falla donde exhibe alteración hidrotermal intensa.

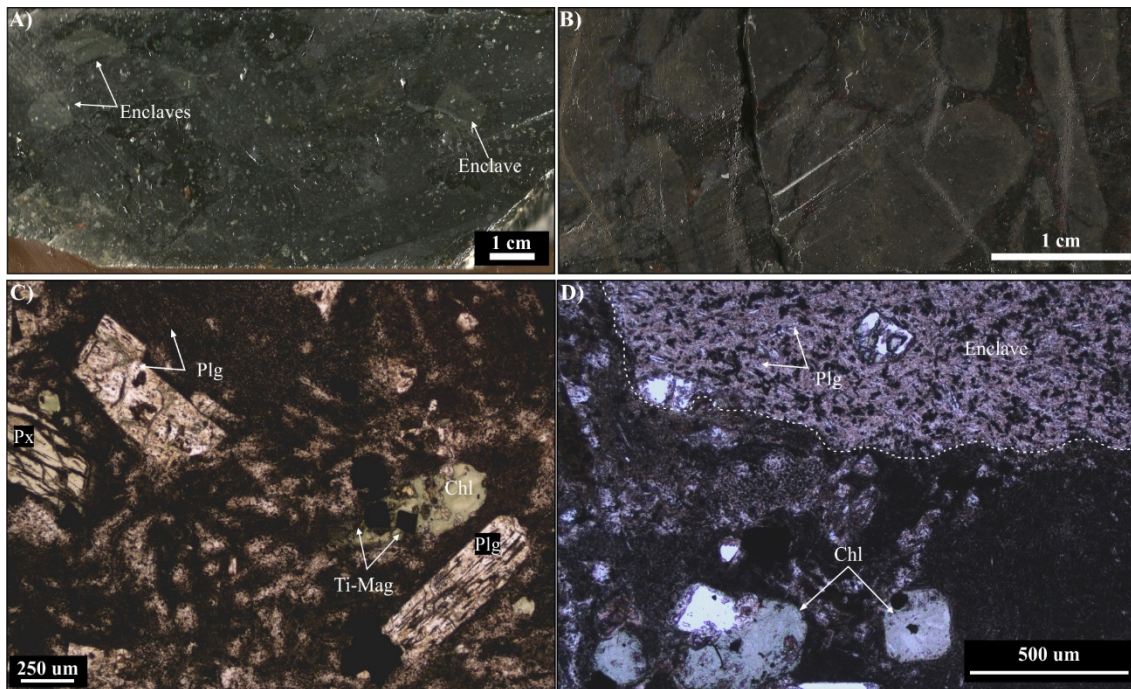


Figura 3.18. Fotografías y microfotografía de andesita superior. **A)** Enclaves en andesita coherente. **B)** Autobrecha con clastos angulosos irregulares. **C)** Fenocristales de plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (Px) y máficos reemplazados por clorita (Chl). Micro-fenocristales de titanio-magnetita (Ti-Mag). **D)** Enclaves con textura afanítica sin márgenes-sobreenfriados en andesita coherente.

3.5 CONSIDERACIONES FINALES

3.5.1 Unidades del distrito La Paloma

Las rocas de caja de la mineralización en el distrito La Paloma consisten en las siguientes unidades: 1- lavas de composición andesítica, andesítica-basáltica y riolítica o riodacítica en el extremo sureste del distrito; 2- depósitos de flujos y oleadas piroclásticas y depósitos de caída; 3- depósitos volcanoclásticos reelaborados (flujos de detritos y sedimentitas volcanogénicas). Las lavas de composición andesítica y andesítica-basáltica son las más abundantes en el distrito.

Las primeras dominan en los sectores de Veta Sulfuro y Princesa-Reyna mientras que las segundas afloran en el sector norte (vetas Verde y Arco Iris), si bien se observó un afloramiento en el sector sur de la Veta Sulfuro y otro posiblemente en el sector este. Estos flujos son difíciles de diferenciar macroscópicamente ya que presentan características texturales y mineralógicas muy similares y homogéneas. Los rasgos macro y microscópicos que permiten diferenciar las lavas andesíticas de las andesítico-basálticas son los fenocristales de olivino, cuando están presentes, en las segundas.

También se identificaron lavas andesíticas de grano fino, con foliación por flujo marcada y una fuerte alteración hidrotermal en los altos topográficos del sector sur y suroeste del Sistema de Vetas Sulfuro.

Extensas coladas de composición riolítica a riodacítica de la Formación Chon Aike afloran en el extremo sureste de La Paloma.

Los depósitos piroclásticos muestran una fuerte variación lateral de facies y cambios de espesores. Se distinguieron tres tipos principales:

a) Depósitos con una notable estructura interna caracterizada por laminación planar, estructuras de acuñamiento y capas con estratificación cruzada de bajo ángulo. Están constituidos por componentes volcánicos densos (fragmentos líticos andesíticos y fragmentos cristalinos) de granulometría tamaño lapilli a ceniza con abundante lapilli acrecional concentrados en capas de 10 a 15 cm de espesor. Forman *sets* con distintas granulometrías, homogéneos y con gradación mixta, matriz-sostén, de coloración blanca a gris verdosa, en sectores con pátinas de óxidos de hierro. En algunas de estas capas se reconocieron estructuras de impacto generadas por fragmentos eyectados siguiendo trayectorias balísticas. Todas estas características permiten interpretar estos depósitos como el producto de oleadas piroclásticas o corrientes de densidad piroclásticas diluidas (Petrinovic y D'Elia 2018; Wilson and Houghton,

2000). Las mismas se habrían generado por erupciones hidromagmáticas, a juzgar por la escasa vesiculación de los fragmentos magmáticos juveniles, su morfología blocosa o irregular (rara de observar por la elevada alteración) y la presencia usual de fragmentos accidentales de la caja y de lapilli acrecional (Houghton et al, 2015; Morrissey et al., 2000). La ocasional aparición de estructuras de carga y de deformación sindeposicional (p. ej. las cubetas formadas por impactos) típicas de depósitos húmedos son evidencias adicionales de la participación de agua en las erupciones que les dieron origen. Se distribuyen ampliamente en el sector de la Veta Princesa, al sur y este de la Veta Sulfuro y están menos representados en el sector de Arco Iris y Veta Verde, como niveles de poco espesor intercalados entre depósitos piroclásticos de fábrica maciza y caótica.

b) Depósitos piroclásticos macizos que forman potentes bancos sin desarrollo de estructura interna. Son depósitos lapillíticos a brechosos de carácter polimíctico, con litoclastos de andesita con algunos bloques de hasta 50 cm hacia la base de la secuencia. Los fragmentos de mayor tamaño presentan diferentes texturas y alteración, y se observan inmersos en una matriz cinerítica. Se distribuyen ampliamente en los sectores de la veta Arco Iris, vetas V y veta Duquesa. En las dos últimas, la matriz tiene una coloración verdosa característica (esmectita?) producto de alteración hidrotermal. Sus características son compatibles con un emplazamiento a partir de corrientes de densidad piroclástica densas y concentradas (flujos piroclásticos) en sectores relativamente proximales, posiblemente a partir de erupciones también hidromagmáticas (Sohn y Chough 1989; Caffè, 2002; Ross y White, 2005). Alternativamente, podrían corresponder a colapsos proximales de la oleada de base de la columna hidromagmática por sobrecarga de la misma, de manera semejante al mecanismo que genera una brecha co-ignimbrítica (e.g. White y Schmincke, 1999), o bien a removilizaciones en masa posteriores

tipo lahares (Vallance e Iverson, 2015), posiblemente desarrollados sobre depósitos de corrientes de densidad piroclásticas concentradas previos.

c) Depósitos clasto-sostenidos con buena selección que suelen mostrar gradaciones internas e intercalan con los depósitos laminados y macizos matriz sostenidos. Sus características sugieren emplazamientos por caída (Petrinovic y Colombo, 2006; Baez et al., 2017), a la vez que las características texturales y composicionales de los fragmentos que los conforman son idénticas a los de los depósitos descritos en a) por lo que se asignan a las mismas erupciones de tipo hidromagmático que originaron a estos últimos.

Los depósitos volcanoclásticos reelaborados son matriz soportados, aparentemente monomícticos, formados por fragmentos de andesitas coherentes (con fenocristales y vesículas) en una matriz con laminación difusa formada por fragmentos milimétricos de la misma composición y ceniza. Su distribución está restringida, dentro el área recorrida, a los altos topográficos en el sector sureste de Sulfuro. Se interpretan como posibles depósitos de flujo de detritos o *debris flow*. En la zona de la Veta Duquesa se encuentran depósitos polimícticos que también se interpretan de manera preliminar como depósitos de posibles flujos hiperconcentrados (*debris-flow*) que se formaron por retrabajo de depósitos piroclásticos previos que yacían en una zona inestable o bien fueron removilizados por tectónica activa. Otros tipos de depósitos retrabajados presentes en el área de estudio están representados por niveles laminados finos tamaño arena/ceniza, bien seleccionados, con laminación, estratificación cruzada y, localmente, estructuras en artesas propias de dunas de frente discontinuo. Son similares a los depósitos de oleadas piroclásticas pero con granulometría más fina y mejor selección, además de presencia de estructuras tipo artesas bien desarrolladas y amplias. Se interpretan de manera preliminar como depósitos piroclásticos reelaborados en un ambiente fluvial. Se reconocieron en áreas topográficamente elevadas, al sur y este de la Veta Sulfuro,

donde tienen silicificación penetrativa y en valles en el extremo este de Sulfuro por debajo de las lavas de la Fm. Chon Aike, donde exhiben continuidad lateral.

En general, las litologías mapeadas de la región tienen alteración hidrotermal fuerte controlada por fallas regionales y por la permeabilidad de la roca que a veces enmascara y homogeneiza toda la secuencia y dificulta el reconocimiento de sus componentes primarios en muestra de mano. Uno de los interrogantes más críticos y difíciles para resolver en el futuro es si todos los depósitos piroclásticos provienen del mismo evento volcánico, de distintos eventos del mismo centro eruptivo o bien de centros volcánicos diferentes. Dicho trabajo, a realizar en un futuro próximo, precisará un análisis detallado de los componentes con apoyatura geoquímica (mineral y de roca total) y geocronológica de detalle.

Con la información presente se puede concluir que un número incierto de centros eruptivos de composiciones semejantes (andesítico-basáltica a andesítica) aportaron el material volcánico a una cuenca con subsidencia activa. En sectores se conservan las secuencias piroclásticas primarias (depósitos de flujos y oleadas piroclásticas de origen hidromagmático); en otros, probablemente sectores gravitacionalmente inestables de la cuenca o por reactivación de fallas, dichos productos se re-depositaron como diferentes tipos de flujos de detritos y en otros fueron re-trabajados por algún sistema fluvial de la región. Estos últimos se encuentran escasamente preservados y afloran en la topografía actual en sectores con silicificación fuerte.

3.5.2. Rocas volcánicas que hospedan la Veta Sulfuro

La mayoría de las litologías mapeadas en el distrito La Paloma coincide con las unidades estratigráficas descritas en subsuelo para la Veta Sulfuro. Excepto los depósitos volcanoclásticos reelaborados, el resto de las unidades forman parte de la secuencia que hospeda la Veta Sulfuro. En esta última, se reconocieron brechas volcánicas que hasta el momento no

se correlacionan con las unidades que afloran en el distrito. Los resultados del mapeo de los bancos en los *open pits* de la Veta Sulfuro (Godoy Prieto y Palluzi, 2020) y los estudios litogeoquímicos de muestras del distrito (Crawford, 2014), permitieron correlacionar mejor las unidades descriptas en todos los sectores. Se interpreta que las andesitas inferiores descriptas en subsuelo de la Veta Sulfuro se correlacionan con las lavas de composición andesítica mapeadas en este sector y en el sector de Princesa-Reyna (La Paloma 2; Crawford, 2014). Las andesitas intermedias se correlacionan con las lavas de grano fino y foliación por flujo con fuerte alteración hidrotermal que se preservan en los altos topográficos al sur de la Veta Sulfuro (La Paloma 2; Crawford, 2014) y las andesitas superiores se correlacionan con las lavas de composición andesítica-basáltica que afloran principalmente en el sector norte (La Paloma 1: 54-57% SiO₂).

La características texturales y mineralógicas de los depósitos piroclásticos en subsuelo de la Veta Sulfuro son muy similares a los depósitos de oleadas y de caída piroclásticos que afloran al sur y al este de este sector y en el sector de la Veta Princesa.

3.6 REFERENCIAS

- Bález, W., Carrasco Núñez, G., Giordano, G., Viramonte, J.G., Chiodi, A. 2017. The polycyclic scoria cones of the Antofagasta de la Sierra basin, Southern Puna Plateau, Argentina. En: Monogenetic Volcanism. Németh, K.; Carrasco-Núñez, G.; Aranda-Gómez, J.J.; Smith, I.E.M. (Eds.). The Geological Society, Special Publication 446 (1): 311-336. London.
- Caffe, P.J, 2002. Estilos eruptivos del complejo volcánico dómico Pan de Azúcar – Puna Norte: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57 (3): 232-250.
- Crawford, A.J., 2014. Lithochemical, Petrographic and Alteration Studies of the La Paloma – Paula Andrea – Martinetas – Microondas – Goleta and Cecilia Vein Fields, Don Nicolas Project, Patagonia. Reporte interno Minera IRL Patagonia (inédito), 93 pp.
- Godoy Prieto, D. and Palluzi, A., 2020. Estratigrafía de la Veta Sulfuro, Prospecto La Paloma. Reporte interno Minera Don Nicolás S.A. (inédito), 22 p.
- Houghton, B., White, J. D. L., Van Eaton, A. R., 2015. Phreatomagmatic and Related Eruption Styles. The Encyclopedia of Volcanoes 2nd Ed., 537–552. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00030-4
- Morrissey, M. M., Zimanowski, B., Wohletz, K., 2000. Phreatomagmatic Fragmentation. En: Encyclopedia of volcanoes, Sigurdsson, H. (Ed.), 431– 445, San Diego, California.

- Petrinovic, I.A. y Colombo, F., 2006. Phreatomagmatic and phreatic eruptions in locally extensive settings of Southern Central Andes: The Tocomar Volcanic Centre (24°10'S 66°34'W), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158 (1): 37-50. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2006.04.013
- Petrinovic, I.A., y D'Elía, 2018. Rocas Volcanoclásticas, Depósitos, Procesos y Modelos de Facies: desde el origen hasta las zonas finales de depositación. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial No. 3, 172 p. Eduardo Piovano (Ed.), ISBN 978-987-96296-6-6
- Ross, PS y White, JDL, 2005. Mafic, Large-Volume, Pyroclastic Density Current Deposits from Phreatomagmatic Eruptions in the Ferrar Large Igneous Province, Antarctica. *Journal of Geology* 113, 627-649.
- Sohn, Y.K. y Chough, S.K., 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea): *Sedimentology* 36: 837-855.
- Vallance, J. W. y Iverson, R. M., 2015. Lahars and Their Deposits. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 649–664. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00037-7
- White, J. D. L. y Schmincke, H.U., 1999. Phreatomagmatic eruptive and depositional processes during the 1949 eruption on La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94: 283–304.
- Wilson, C.J.N. y Houghton, B.F., 2000. Pyroclast transport and deposition. En: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier Inc., San Diego, 545–554.



CAPÍTULO 4

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LOS SISTEMAS DE VETAS
EN EL DISTRITO LA PALOMA

TESIS DOCTORAL
MARÍA LIS FERNÁNDEZ

4.1 INTRODUCCIÓN

Existen numerosas evidencias de la interacción de los fluidos con los sistemas de fallas y/o fracturas a niveles corticales poco profundos ($< 1 \pm 3\text{km}$) en ambientes tectónicos extensionales (Sibson, 2000). Los sistemas de fallas y/o fracturas constituyen excelentes conductos de alta permeabilidad para la canalización de los fluidos hidrotermales y la formación de clavos mineralizados (Henley, 1985; Sibson, 1987; Henley y Etheridge, 1995; Sibson, 1996; Henley y Berger 2000; Berger et al., 2003; Begbie et al., 2007). A escala del depósito, la ubicación y la geometría de los clavos mineralizados están controladas por la arquitectura de las estructuras, la competencia y los contrastes de permeabilidad de las rocas de caja y la presión del fluido durante la actividad hidrotermal (Cox et al., 2001; Cox, 2005).

El régimen tectónico regional jurásico en el Macizo del Deseado se caracterizó por la extensión en dirección NE-SO que dio lugar a la formación de numerosos sistemas de fallas y/o fracturas de extensión e híbridas (de extensión y cizalla) que hospedan las vetas epitermales de Au-Ag (Giacosa et al., 2010). Tal como se muestra en este capítulo, el complejo sistema de vetas que hospeda la mineralización epitermal en La Paloma se caracteriza por un fuerte control estructural. Sin embargo, no existían hasta el momento estudios científicos que permitan comprender la conexión entre la mineralización hidrotermal y la evolución estructural del distrito.

En este capítulo se presenta el análisis estructural del sistema de fallas y fracturas que controlaron la mineralización vetiforme en el distrito La Paloma efectuado a partir del relevamiento de datos estructurales obtenidos en afloramientos y/o exposiciones. Se discute la influencia de las estructuras heredadas de las rocas de caja (diaclasas de enfriamiento) en el desarrollo de los sistemas de fallas y/o fracturas que hospedan las vetas auríferas. Se analizan el espesor y la textura de las vetas en el distrito y la geometría

de los clavos mineralizados en subsuelo de la Veta Sulfuro para establecer la cinemática de las estructuras que favorecieron la depositación de los minerales de mena. Por último, se analiza la evolución tectónica del Cretácico al Cenozoico del área de estudio con termocronología de baja temperatura, mediante el análisis de trazas de fisión en apatito (Fig. 4.1).

Los resultados del presente análisis estructural pueden contribuir a: a) un mejor entendimiento de los procesos que influyen en la formación de los depósitos económicos en ambientes hidrotermales con fuerte control estructural y b) a la predicción de la geometría de las fallas y/o fracturas en subsuelo, lo cual permitirá mejorar y/o desarrollar nuevas estrategias de exploración.

4.1.1 Marco Tectónico-Estructural Regional

La evolución tectónica del Macizo del Deseado durante el Mesozoico estuvo estrechamente relacionada tanto a la apertura del Océano Atlántico durante los estadios iniciales de desmembramiento de Gondwana como a la tectónica extensional en un ambiente de retroarco asociado al margen de subducción proto-Pacífico (Pankhurst et al., 2000; Homocv y Constantini, 2001; Richardson y Underhill, 2002; Giacosa et al., 2010). La geología del Macizo del Deseado está representada por una secuencia mesozoica de rocas volcánicas de gran espesor que se formó bajo el régimen tectónico extensional que afectó el margen occidental de Gondwana durante el Jurásico (188-153 Ma; Pankhurst et al., 2000).

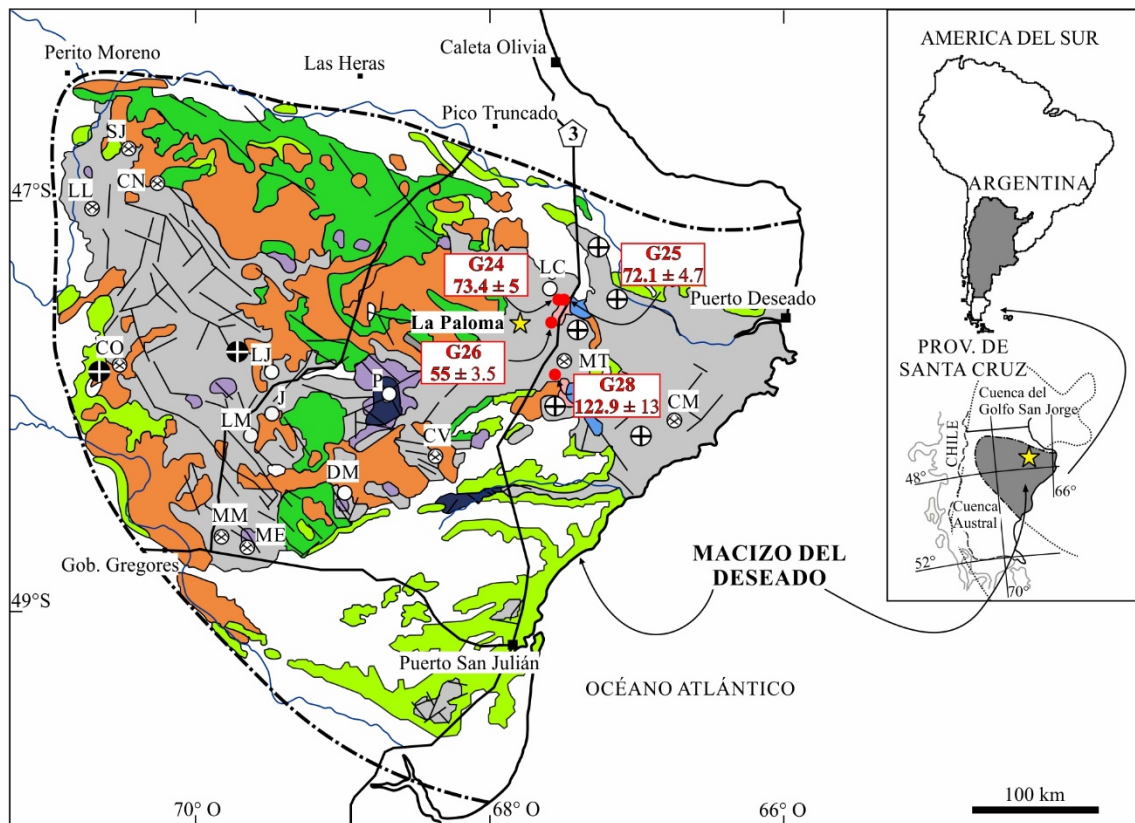
Las estructuras más relevantes en el Macizo del Deseado son el resultado de fallas normales generadas como respuesta a la etapa de *rifting* del Jurásico caracterizada por un régimen tectónico extensional de dirección NE-SO (Giacosa et al., 2010). De acuerdo a Echavarría et al. (2005), Giacosa et al. (2010) y Páez et al. (2016), la actividad volcánica

en el Macizo del Deseado y los numerosos depósitos epitermales espacialmente relacionados, están controlados por fallas regionales de rumbo NO a ONO producto del régimen extensional de dirección NE y por fallas menores con orientación NE a E-O, aunque las variaciones locales son comunes y la orientación de algunos sistemas de fallas pueden diferir de las anteriores (tal como ocurre en el área de estudio; Fig. 4.2).

Durante el Cretácico Temprano hubo un cambio del régimen anterior a un régimen tectónico compresivo (Reimer et al., 1996). Giacosa et al. (2010) documentaron dos fases tectónicas pos-jurásicas relacionadas con el acortamiento Ándico, que se produjeron a lo largo de un eje compresional SO-NE a O-E en el Cretácico Temprano y el Cenozoico, respectivamente. Durante el primero, las fallas normales pre-existentes de rumbo ONO y NO habrían sido reactivadas como fallas de transpresión sinestrales e inversas, respectivamente. Durante el segundo, las fallas normales de rumbo N-S a NNE habrían sido reactivadas como fallas inversas.

4.1.2 Características morfoestructurales del distrito La Paloma

El depósito La Paloma consiste en un extenso campo de vetas con más de 12 km de longitud a lo largo del rumbo (Fig. 4.2). Los sistemas de vetas presentan una fuerte huella en superficie que se manifiesta como rasgos morfológicos prominentes en el terreno, con halos de oxidación y de alteración argílica intensa. La Paloma incluye numerosas vetas de cuarzo, *stockwork* y brechas hidrotermales que se agrupan en cinco sistemas de vetas mineralizados de acuerdo a su orientación general y ubicación en el distrito: (i) Sulfuro-Esperanza-Rocío (Sistema de Vetas Sulfuro), (ii) Princesa– Reyna, (iii) Verde, (iv) Arco Iris, y (v) Duquesa (Figs. 4.2, 4.3). El Sistema de Vetas Sulfuro, con un rumbo general NNO a NO, constituye el sistema de vetas principal, siendo la Veta Sulfuro la de mayor interés económico en el distrito; las vetas Esperanza y Rocío son estructuras



REFERENCIAS

- | | | |
|------------------------|--|---|
| ★ Distrito La Paloma | AFT Edad AFT | Formación Bajo Pobre (Jurásico Medio-Superior) |
| ⊗ Mina no operativas | □ Depósitos cuaternarios | Formación Roca Blanca (Jurásico Inferior) |
| ⊙ Mina operativa | Basaltos (Terciario-Cuaternario) | Formación La Leona (Jurásico Inferior) |
| ○ Exploración avanzada | Rocas sedimentarias marinas y continentales (Terciario) | Fms. La Golondrina - La Juanita - El Tranquilo (Permico-Triásico) |
| ⬢ Ruta | Fms. Bajo Grande - Baqueró (Jurásico Superior-Cretácico) | ⊕ Formación La Modesta (Precámbrico Superior-Paleozoico) |
| ▬ Fallas principales | Fms. Chon Aike - La Matilde (Jurásico Medio-Superior) | ⊕ Complejo Río Deseado (Precámbrico Superior-Paleozoico) |

Figura 4.1. Mapa geológico regional del Macizo del Deseado que muestra la ubicación del área de estudio, las minas de Au-Ag y los depósitos epitermales en etapa de exploración avanzada (modificado de Ramos, 2002; Guido et al., 2004). Abreviaturas: CM: Cerro Moro, CN: Cerro Negro, CO: Cap Oeste, CV: Cerro Vanguardia, DM: Dorado-Monserrat, J: Joaquín, LC: Las Calandrias, LJ: La Josefina, LL: Lomada de Leiva, LM: La Manchuria, LP: La Paloma, ME: Manantial Espejo, MM: Mina Marta, MT: Martinetas, SJ: San José. También se muestran las edades de enfriamiento en trazas de fisión en apatito (datos de edad AFT) obtenidas en este estudio.

mineralizadas subparalelas de menor jerarquía. El sistema Princesa– Reyna está ubicado aproximadamente 1 km al oeste de la Veta Sulfuro (Fig. 4.2). Consiste en dos estructuras mineralizadas, subparalelas, de rumbo general NNO a NO, con ángulos de buzamiento entre 70 y 80° en dos direcciones, NE y SO. Hacia el norte, ambas estructuras se unen en una sola que continúa con un rumbo NNO a N-S. La Veta Verde representa la continuación hacia el norte de la Veta Princesa (Figs. 4.2, 4.3). Presenta un rumbo N-S, con variaciones locales hacia el NNE, con ángulos de buzamiento entre 80° y 90° y una

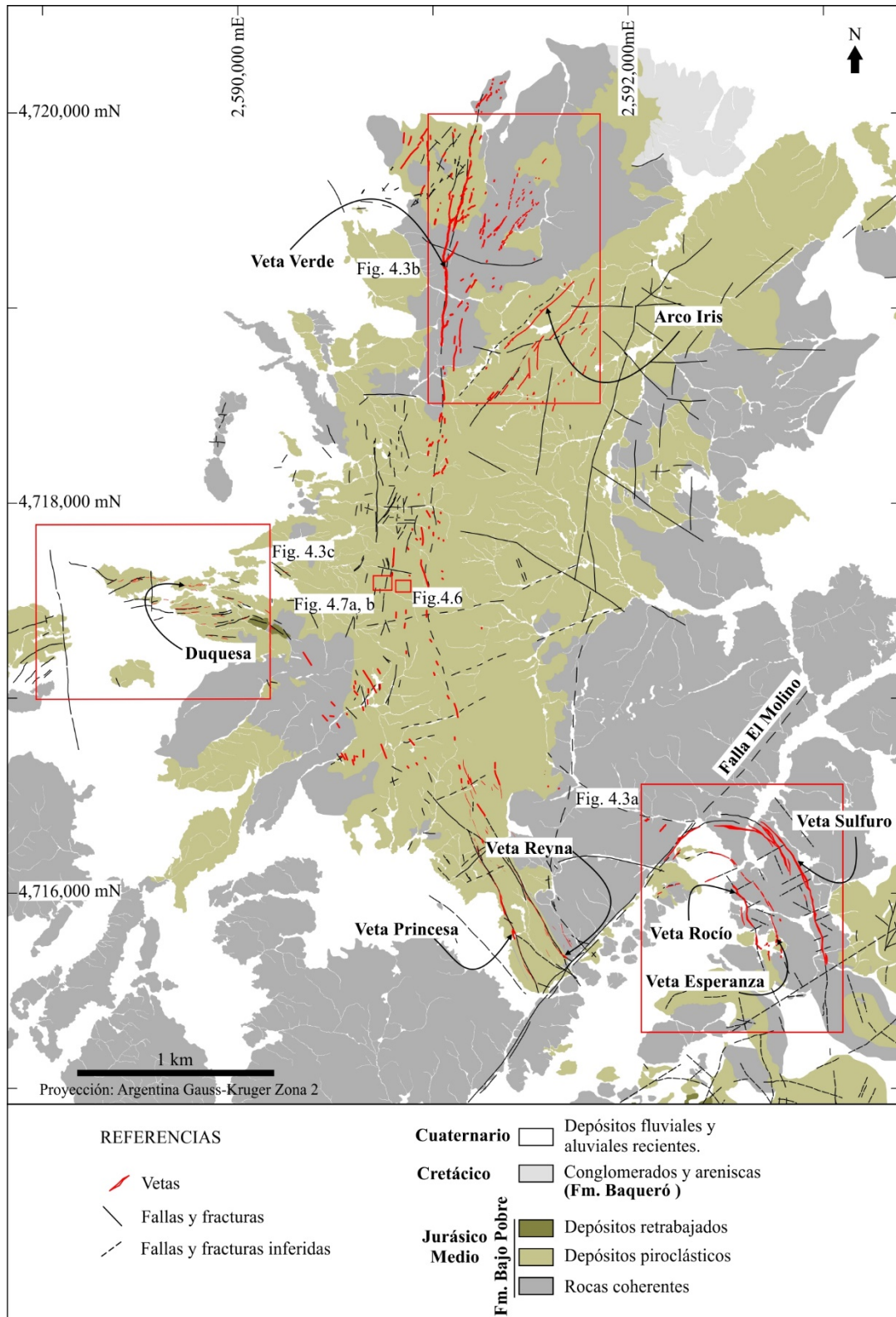


Figura 4.2. Mapa geológico simplificado de La Palma que muestra los sistemas de fracturas-fallas mineralizadas (el ancho de las líneas rojas es proporcional al espesor de las vetas aflorantes).

dirección de buzamiento hacia el E en la porción sur y central de la veta, y hacia el O en la porción norte. El sistema de vetas Arco Iris comprende las vetas de rumbo NE que se extienden en el extremo norte del distrito, con ángulos de buzamiento entre 60° y 80° en dirección NO (Fig. 4.3B). El sistema de vetas Duquesa abarca un arreglo subparalelo de venas y venillas de rumbo ENE a E-O y ángulos de buzamiento entre 70° y 90° hacia el N (Fig. 4.3C).

En resumen, la mineralización en el distrito está hospedada en un complejo sistema de vetas con rumbos NNO a NO (Sistema de Vetas Sulfuro, Princesa-Reyna y Verde), ENE a E-O (Duquesa) y NE (Arco Iris). La falla El Molino separa al Sistema de Vetas Sulfuro del resto de los sistemas ubicados hacia el norte del distrito (Fig. 4.2).

Las principales características texturales de cada uno de los sistemas de vetas se describen brevemente a continuación, con especial énfasis en la Veta Sulfuro.

Las vetas de mayor jerarquía están asociadas a fallas de rumbo NNO a NO hospedadas en unidades coherentes y en rocas piroclásticas de composición andesítica, alcanzan hasta 8 m de potencia y muestran distintos niveles de erosión a largo del distrito.

El corredor Sulfuro constituye un bloque de $\sim 1000 \times 600$ m que aloja varios segmentos de vetas mineralizadas de 0,3 a 6 m de espesor, está limitado al norte por la falla El Molino (Figs. 4.2; 4.3A) y al sur por una falla regional de rumbo ENE (Fig. 4.2). Hacia el norte, estas vetas presentan un cambio de rumbo con inflexiones hacia el ONO y luego hacia el ENE lo que les confiere una morfología curvada (Fig. 4.3A).

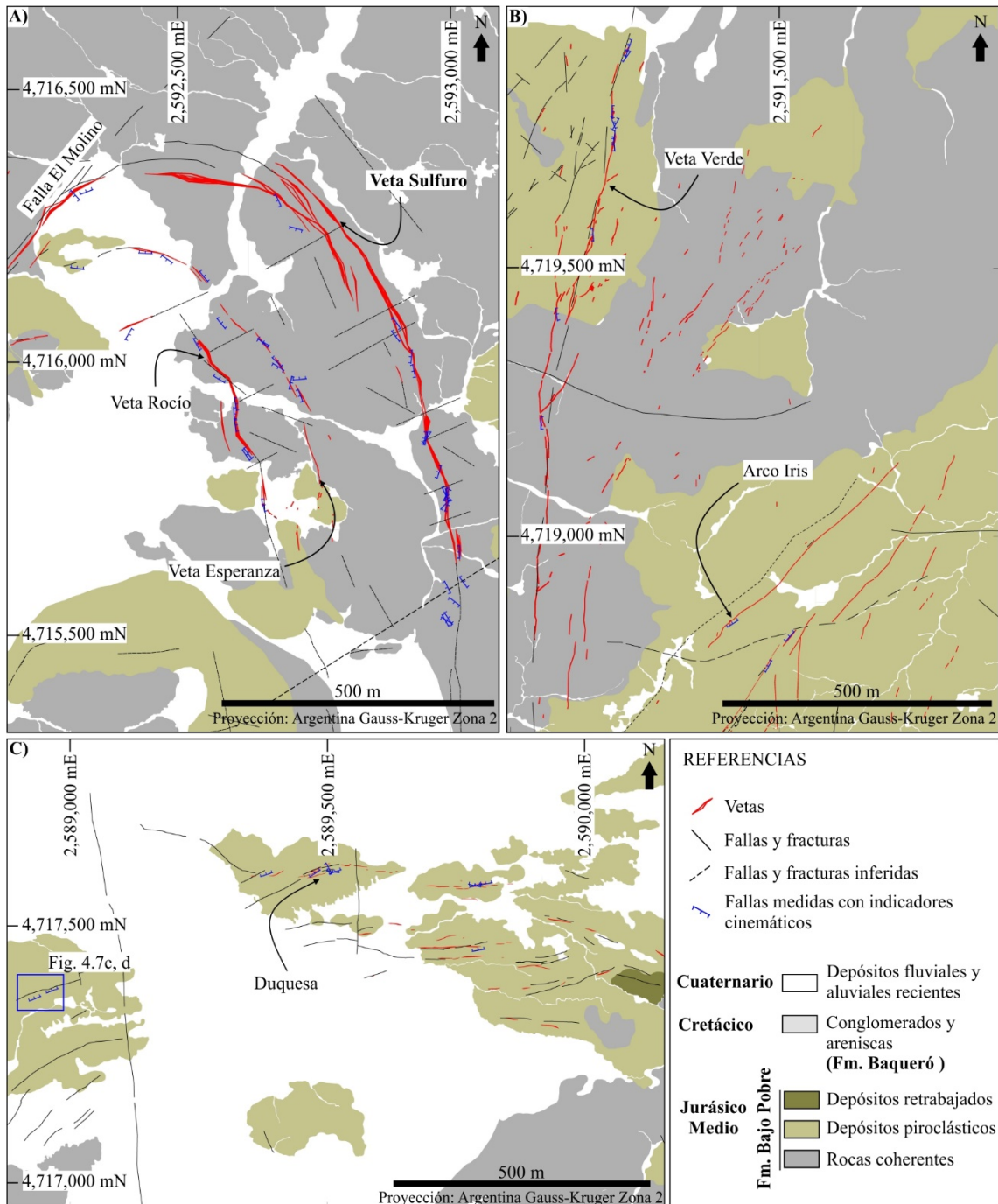


Figura 4.3. Detalle de los sistemas de fracturas-fallas presentados en el mapa geológico de la Fig. 2. Se muestran las fallas medidas con indicadores cinemáticos confiables para: **A)** Corredor Sulfuro. **B)** Veta Verde y Sistema de vetas Arco Iris. **C)** Sistema de vetas Duquesa (el ancho de las líneas rojas es proporcional al espesor de las vetas aflorantes).

La mineralización en la Veta Sulfuro se extiende 750 m a lo largo del rumbo y 230 m en la vertical, con un espesor promedio de 2,90 m que en sectores alcanza 6 m. Las zonas de mayor espesor están rellenas por minerales hidrotermales depositados durante múltiples eventos, en las que dominan texturas de brechas compuestas por fragmentos angulosos de roca de caja y de minerales de pulsos previos en un cemento de cuarzo y/o

cuarzo con sulfuros (Fig. 4.4A, B). La paragénesis de la Veta Sulfuro se describe en detalle en el capítulo 5, no obstante lo cual, a continuación, se menciona brevemente la secuencia general de relleno y las texturas de la veta a los fines de integrar estos datos con la cinemática de las fallas. La secuencia de relleno puede sintetizarse en los siguientes episodios: a) un primer episodio (E1) que constituye el mayor volumen del relleno de la veta, caracterizado por calcedonia recristalizada a cuarzo, que incluye bandas ricas en molibdenita; b) un segundo episodio (E2) portador de sulfuros de metales base que ocurre mayormente como cemento en brechas y c) un episodio tardío (E3) caracterizado por fluorita, carbonatos (calcita, dolomita con siderita subordinada), sulfatos y filosilicatos. Este último episodio es menos importante en términos de volúmenes de minerales e implica la formación de venillas y relleno de cavidades que marcan el último evento en la secuencia de relleno de la veta (Fig. 4.4A). La mineralización de metales preciosos es típicamente microscópica y está asociada a bandas específicas de molibdenita de grano muy fino del primer episodio (E1) (Fig. 4.4A) y a sulfuros representados por pirita, esfalerita, galena, tennantita–tetraedrita y calcopirita del segundo episodio (E2) (Fig. 4.4 B). El resto de las vetas con orientación NNO a NO (por ejemplo, Princesa–Reyna y Verde) sólo ha sido testeado mediante trincheras y escasas perforaciones con diamantina hasta cotas poco profundas. Dichas vetas presentan débiles anomalías de Au (hasta 3 g/t de Au) y de metales base, y sus características texturales en afloramientos son similares a las expuestas en el sistema de vetas Sulfuro.

Las estructuras ENE a E-O representadas por el sistema de vetas Duquesa están hospedadas en depósitos piroclásticos y rocas volcánicas retrabajadas. Forman afloramientos discontinuos con venas y venillas individuales de hasta 1 m de espesor y zonas con venillas laminares y *stockwork* (Fig. 4.4C) que se extienden 700 m a lo largo del rumbo. El relleno de las venas y venillas consiste en pulsos hidrotermales de cuarzo

masivo y en peine, carbonatos y fluorita (Fig. 4.4C, D). Las muestras de superficie y de trincheras presentan anomalías débiles de Au (entre 1 y 3 ppm) y no tienen anomalías de metales base.

En contraste con las anteriores, las estructuras NE (por ejemplo, Arco Iris y El Molino) no alojan vetas potentes (Figs. 4.2; 4.3B, C). El sistema de vetas Arco Iris comprende vetas de cuarzo híbridas (de extensión y cizalla, ver más adelante) subparalelas, de 1 m de espesor y zonas con *stockworks* de cuarzo y óxidos de hierro que contienen valores erráticos de Au y As, hospedadas en rocas piroclásticas de composición andesítica (Grant et al., 2012). Las texturas abarcan brechas de dos tipos que consisten en: (i) clastos de roca de caja de diferentes tamaños en un cemento de sílice gris, masiva (~ 25% en vol.) con óxidos de hierro en sectores (Fig. 4.4 F) y (ii) clastos de veta de cuarzo en una matriz de harina de roca con óxidos de hierro (Fig. 4.4 E, G). Según análisis con microscopía óptica realizados por empresas previas en la veta Arco Iris, el Au se presenta como partículas con tamaños entre 5 y 40 μm diseminadas en el cemento de sílice gris y en las venillas de cuarzo con óxidos de hierro. Las anomalías de Au se extienden hasta la base del nivel de oxidación, lo que sugiere que el sistema de vetas fue afectado por oxidación y enriquecimiento supergénico.

La falla El Molino consiste en una brecha de falla caracterizada por harina de roca con clastos de venillas precursoras (< 10% en vol.) y no contiene anomalías de Au (Fig. 4G).

4.2. METODOLOGÍA

4.2.1 Trabajos de campo

Los datos estructurales se obtuvieron a partir de mediciones de indicadores cinemáticos expuestos en numerosas trincheras realizadas durante la exploración minera

a lo largo de los sistemas de fallas y/o fracturas en el área de estudio. Aunque se incluyeron todas las estructuras halladas, el análisis estructural se centró principalmente en el estudio de fallas y fracturas que controlaron la mineralización y que en su mayoría consisten en vetas de metros de espesor con evidencias de cizalla a lo largo de las paredes (fracturas híbridas de extensión-cizalla). Se midieron diaclasas y vetas (fracturas tensionales o de tipo I), fracturas híbridas de extensión-cizalla y fallas sin relleno mineral. Los indicadores cinemáticos en las fallas se obtuvieron a partir de exposiciones de planos de falla y en paredes de vetas que muestran prominentes estrías y/o fibras minerales paralelas a la dirección de movimiento (*slickenfibres*) de cuarzo, calcita y/o óxidos de hierro con escalones.

4.2.2 Trabajos de laboratorio

Siendo conscientes de la rigurosidad que debe aplicarse en el análisis del desplazamiento de las fallas (Sperner y Zweigel, 2010) y teniendo en cuenta las hipótesis y limitaciones de este método (por ejemplo Marrett y Peacock, 1999; Peacock y Marrett, 2000), particularmente en lo que respecta a la interpretación del esfuerzo versus deformación interna para un conjunto de datos (Twiss y Unruh, 1998), en este análisis seguimos el enfoque de trabajos que se refieren a la inversión de esfuerzos (Angelier, 1994; Dunne y Hancock, 1994; Dasgupta y Mukherjee, 2017). Enumerar los distintos métodos utilizados para la inversión de esfuerzos está fuera del alcance de esta tesis, el cual se centra particularmente en la separación de un conjunto de datos de desplazamiento de fallas heterogéneo obtenidos en el área de estudio, en subconjuntos homogéneos (Huang y Chariesworth, 1989; Yamaji, 2000; Delvaux y Sperner, 2003; Shan y Fry, 2005; Sippel et al., 2009; Delvaux, 2011). En este marco se eligió trabajar con el Método de Inversión

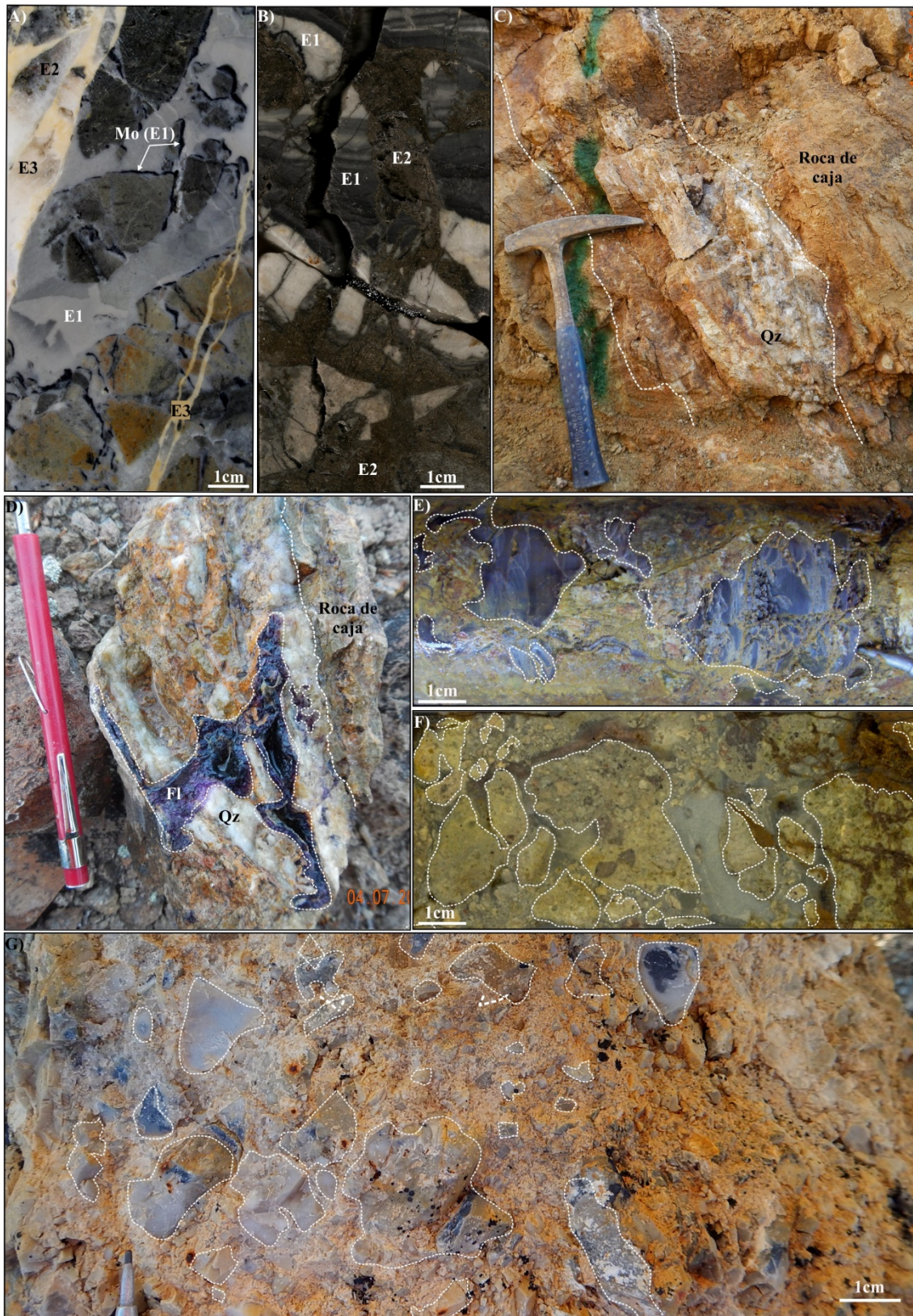


Figura 4.4. Texturas y relaciones de corte entre los pulsos hidrotermales en las estructuras de rumbo NNO a NO, ENE a E-O, y NE del distrito La Paloma. **A)** Relaciones de corte entre los episodios E1, E2 y E3 (muestra: LPS-516-292; sondaje: S-D10-152- 204m; Au: 0,21 ppm; Mo: 281 ppm); el E3 está compuesto por venillas de dolomita y yeso. **B)** Textura de brecha formada por clastos sub-angulosos de E1 y de roca de caja en un cemento de sulfuros y cuarzo (E2) (muestra: LPS-516-214; sondaje: S-D10-87-72 m; Au: 33,20 ppm; Cu: 2420 ppm; Mo: 4.020 ppm; Pb: 1.220 ppm; Zn: 6.260 ppm). **C)** Exposición de zonas con *stockwork* y venillas laminares en trincheras ubicadas en el sistema de vetas Duquesa (muestra: ET-11021;

Au: 0,21 ppm). **D)** Detalle del relleno de las venas y venillas en Duquesa que muestra las relaciones de corte entre el cuarzo (Qz) y fluorita (Fl). **E)** Textura de brecha en Arco Iris (muestra: DD-0812; sondaje: A-D06-04 – 81,5 m; Au: 25,2 ppm); el color marrón del cemento se debe a la presencia de óxidos de hierro. **F)** Brecha de falla con matriz de harina de roca en Arco Iris (muestra: DD-21322; sondaje: A-D10-17 – 29,4 m; Au: 0,07 ppm). **G)** Brecha de falla en la zona de la falla el Molino; la textura es cataclástica y destacan clastos de venillas precursoras.

Múltiple (Yamaji, 2000) mejorado por Otsubo y Yamaji (2006), ya que representa una herramienta ampliamente aceptada y validada, y en particular la más adecuada para caracterizar el paleo-campo de esfuerzos durante el desarrollo del sistema de fallas que controlaron la mineralización en el distrito. Este método, aplicado en este estudio mediante el uso del *software* MIM (Yamaji et al., 2010), permite separar del conjunto heterogéneo de datos obtenidos en el área de estudio, diferentes campos de esfuerzos mediante la definición de direcciones de esfuerzo que tienen orientaciones comunes con los tres ejes de esfuerzo principales, σ_1 , σ_2 , y σ_3 (con $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) y un valor común de radio de esfuerzos $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ que define la forma del elipsoide de esfuerzo (oblado o achatado para $\Phi > 0,5$; prolado o alargado para $\Phi < 0,5$). El MIM utiliza el esquema clásico de inversión de tensor de esfuerzos (Angelier, 1979) que minimiza la suma de los ángulos desajustados entre las direcciones de desplazamiento observadas y calculadas. El método se basa en la hipótesis de Wallace-Bott (Wallace, 1951; Bott, 1959) en la cual el desplazamiento es paralelo al esfuerzo de cizalla resultante. De un conjunto de datos de desplazamiento de fallas, se estima la orientación de los ejes de esfuerzos para subconjuntos, los cuales se obtienen considerando todas las combinaciones para un número dado de datos. El método permite seleccionar manualmente las direcciones de los esfuerzos σ_1 y σ_3 y verificarlas por medio de la evaluación de los ángulos desajustados, es decir, los ángulos entre el vector de desplazamiento medido y aquel calculado teóricamente de acuerdo a las direcciones de esfuerzo seleccionadas.

El trabajo de campo se complementó con el análisis de imágenes satelitales y de geofísica a fin de obtener un panorama completo y a mayor escala del patrón de fallas y

fracturas que controlaron la mineralización en el distrito. También se complementó con descripciones texturales de los diferentes sistemas de vetas a partir de la descripción de testigos corona y en afloramientos y con datos geoquímicos proporcionados por la empresa Minera Don Nicolás S.A.

4.2.3 Termocronología de baja temperatura

El análisis de trazas de fisión en apatitos (AFT) es una herramienta ampliamente aceptada y utilizada para reconstruir la historia térmica del material a través de la cual se puede cuantificar la tasa de exhumación de las rocas. Típicamente, los datos están compuestos por una edad que se relaciona con el enfriamiento por debajo de los 100° C, y por la distribución del largo de las trazas, formando un patrón que refleja la historia térmica de la roca por debajo de 120° C (Hurford y Green, 1983; Hurford, 1990). Estos datos pueden ser modelados para representar la evolución térmica de la roca. Los apatitos de las muestras estudiadas fueron concentrados según técnicas estandarizadas de separación magnética y con líquidos densos. Para el montado de granos de apatito se utilizó resina Epoxi y mediante desbaste y pulido se obtuvo una superficie pulida espejo con las superficies expuestas de los cristales. Con el fin de revelar las trazas de fisión espontáneas se realizó un ataque químico sobre las superficies pulidas, con 5 N de HNO₃ (ácido nítrico) durante 20 segundos a 20° C. Las muestras fueron irradiadas con neutrones en el reactor del Centro de Radiación de la Universidad del Estado de Oregon, integrando una fluencia de $9 \times 10^{15} \text{ ncm}^{-2}$. El vidrio dosimétrico CN-5 se usó para medir la fluencia neutrónica. Luego de la irradiación, las trazas de fisión inducidas en la lámina de mica con bajo contenido de U en contacto con el montado de granos de apatito y el vidrio dosimétrico, fueron reveladas con un ataque químico con HF a 40% durante 40 min a 20° C. Las edades obtenidas mediante trazas de fisión en apatitos fueron calculadas mediante

el método del detector externo y de calibración zeta (Hurford y Green, 1983) con edades de muestra estándar de medición de IUGS (Durango, Fish Canyon y Mount Dromedary para apatitos) (Hurford, 1990) y un valor de 0,5 para el factor de corrección geométrico $4\pi/2\pi$. Los análisis se sometieron a la prueba χ^2 (Galbraith, 1981) para detectar si los conjuntos de datos contenían algún error extra-Poissoniano.

La evaluación cuantitativa del historial térmico puede realizarse mediante procedimientos de modelización, que encuentran un rango de trayectorias de enfriamiento compatibles con los datos de la AFT. En este trabajo se realizó un modelado inverso de los datos del largo de las trazas y se utilizó el programa HeFTy (Ketcham, 2005), el cual genera las posibles trayectorias T-t mediante un algoritmo de Monte Carlo. Los datos de AFT estimados se calcularon según el modelo de reseteo de Ketcham et al. (2007). Se utilizaron como parámetro cinético los valores Dpar (es decir, la longitud de los *etch pits* o la intersección de la traza de fisión con la superficie pulida).

4.2.3.1 Unidades muestreadas

Las muestras G24, G25 y G26 consisten en granitoides de edad jurásica temprana correspondientes a la Formación La Leona (Pankhurst et al., 1993) que afloran 30 km al NE y E de La Paloma (Fig.4.1). Petrográficamente, estas rocas varían desde monzodioritas de tamaño de grano fino a medio ricas en hornblenda y biotita hasta aplitas, estas últimas compuestas en su mayoría por cuarzo y feldespato alcalino con cantidades subordinadas de plagioclasa y con escasos cristales de biotita. La muestra G28 corresponde a un afloramiento de la Formación Bajo Pobre de edad jurásica media a tardía ubicado 35 km al sureste de La Paloma, en un área dominada por lavas riolíticas bandeadas. La muestra corresponde a una lava andesítica formada por fenocristales de augita, plagioclasa e hipersteno, este último parcialmente reemplazado por esmectita, en

una pasta holocristalina. Algunos fenocristales están agrupados en glomérulos que dan la apariencia de una roca equigranular de grano grueso.

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Análisis estructural

Los datos estructurales de las distintas estructuras se muestran en el diagrama de la [figura 4.5](#). Los juegos de diaclasas (fracturas de dilatación o de tipo 1) son comunes en toda el área de estudio ([Fig. 4.6](#)) y forman una red que incluye cuatro juegos sub-verticales ([Fig. 4.5A](#)). Las fallas observadas también consisten en estructuras verticales a sub-verticales ([Fig. 4.5B](#)). Estas estructuras consisten en vetas de espesores variables (entre 0,5 y 8 m) en su mayoría rellenas con cuarzo y evidencias de desplazamiento en las paredes, tanto de dilatación como de cizalla y por lo tanto representan fracturas híbridas de extensión-cizalla. Las fallas incluyen cuatro orientaciones principales de rumbo ENE (Serie 1), NNO (Serie 2), NE (Serie 3) y NO (Serie 4) ([Fig. 4.5B](#)) que son aproximadamente paralelas a los juegos de diaclasa. La cinemática de las fallas varía desde puramente extensional a desplazamiento de rumbo, con un gran número de fallas oblicuas que en todos los casos muestran una componente de desplazamiento normal ([Fig. 4.7A, B](#)).

Los componentes de desplazamiento inverso son escasos y en todos los casos están asociados a fallas oblicuas que se superponen a la cinemática preexistente ([Fig. 4.7C, D](#)). El estudio de estas últimas no está contemplado en el siguiente análisis, el cual tiene como objetivo entender la cinemática del paleo-campo de esfuerzos que dio origen a la formación de las fracturas híbridas de extensión-cizalla que controlaron la mineralización. Sin embargo, los componentes de desplazamiento inversos que caracterizaron la reactivación tardía de las fallas estudiadas, son interesantes ya que

representan la propagación del acortamiento Ándico en la zona de antepaís o Macizo del Deseado, y por lo tanto se analizan por separado al final del capítulo.

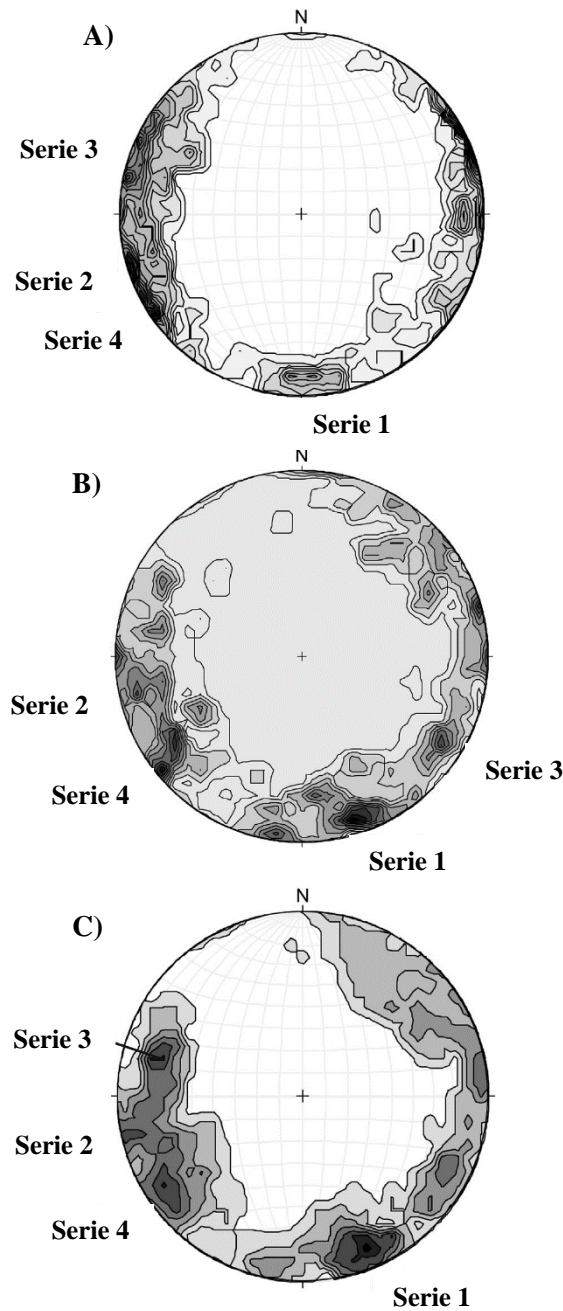


Figura 4.5. Representación estereográfica de los polos de las principales estructuras reconocidas en el área. **A)** Diaclasas y vetas (fracturas de dilatación o de tipo I; 409 datos). **B)** Fallas (planos de desplazamiento de fracturas híbridas de extensión-cizalla; 404 datos). **C)** Subgrupo del conjunto de datos anterior con indicadores cinemáticos (*slickensides*) a los cuales se asocian indicadores confiables del sentido de movimiento (89 datos). Proyección equiareal, hemisferio inferior de representación; contornos de Kamb: 1 intervalo; nivel de significación: 1,5; espaciado de la grilla de conteo: 30.

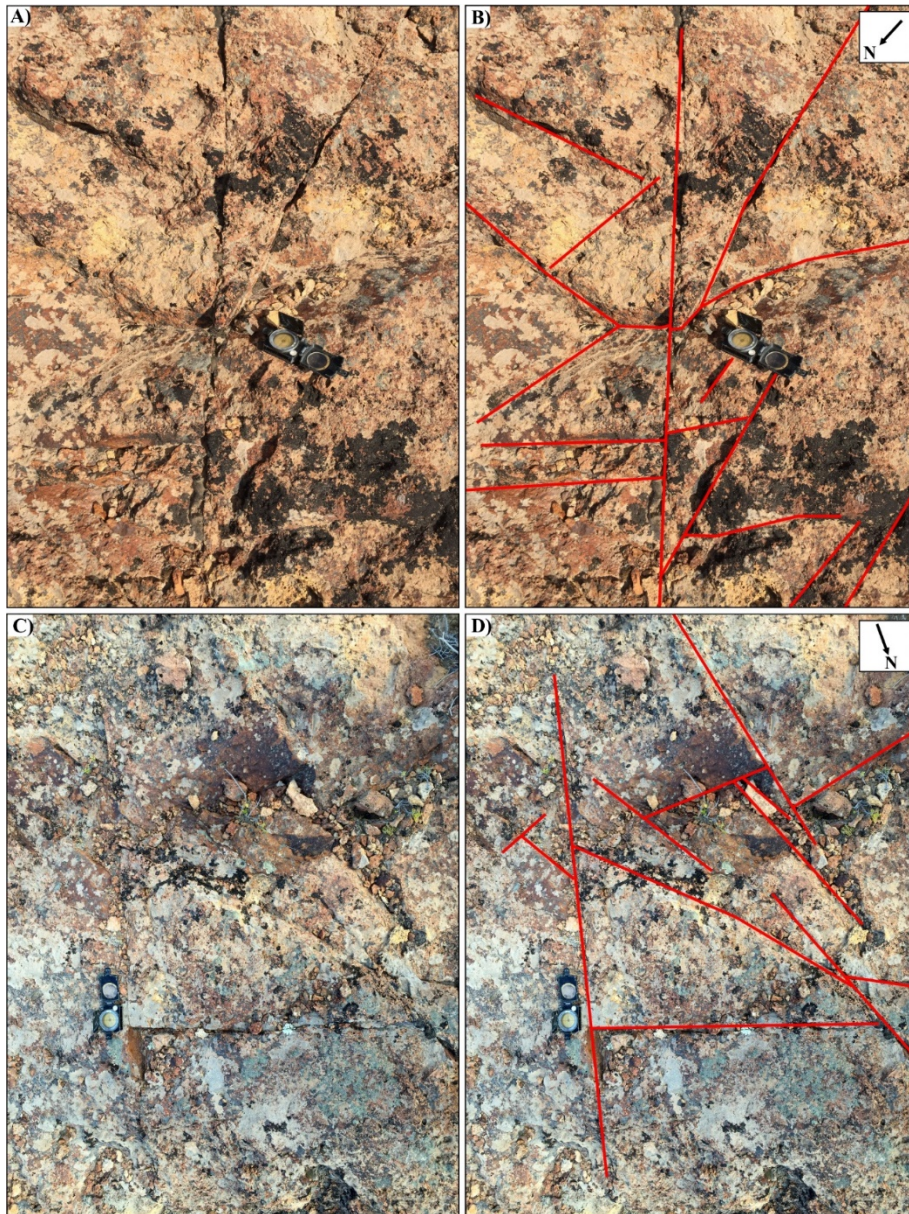


Figura 4.6. Juegos de diaclasas (no reactivados) en las rocas volcánicas de la Formación Bajo Pobre en los alrededores de la Veta Princesa. **A)** Exposición de diaclasas en afloramiento. **B)** Dibujo de diaclasas con líneas de color rojo. **C)** Exposición de diaclasas en afloramiento. **D)** Dibujo de diaclasas con líneas de color rojo. Véase la ubicación en la [figura 4.2](#).

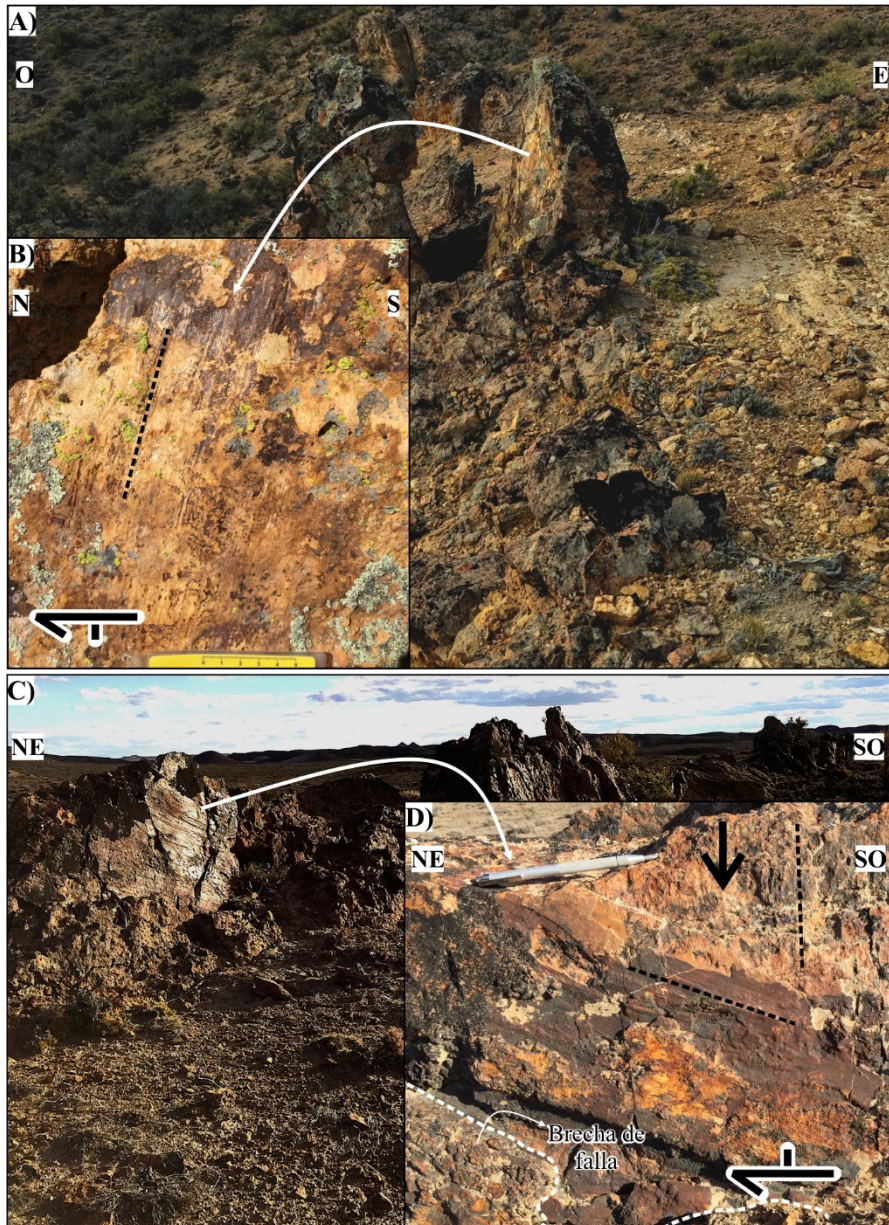


Figura 4.7. Zona de falla (fractura híbrida de extensión-cizalla) en las vulcanitas de la Fm. Bajo Pobre al oeste de la Veta Princesa. **A)** Vista hacia el norte (paralelo al rumbo de la falla). **B)** Detalle del plano de falla que muestra los indicadores cinemáticos (las estrías se marcan en línea punteada de color negro) que registran un desplazamiento oblicuo con una componente dominante de movimiento normal y de rumbo dextral subordinada. **C)** Zona de falla (fractura híbrida de extensión-cizalla) en las vulcanitas de la Fm. Bajo Pobre al suroeste de la Veta Duquesa. **D)** Detalle del plano de falla que muestra los indicadores cinemáticos que registran una componente de desplazamiento normal (línea punteada color negro vertical; la flecha negra muestra el movimiento del bloque colgante y el desplazamiento oblicuo superpuesto (línea punteada color negro oblicua) que se caracteriza por componentes de desplazamiento de rumbo dextral y desplazamiento inverso subordinado en el plano de falla con buzamiento hacia el N. Véase ubicación en [figuras 4.2 y 4.3](#).

El análisis estructural se realizó exclusivamente a partir de marcadores confiables (por ejemplo, estrías de abrasión, fibras minerales paralelas a la dirección de movimiento (*slickenlines*, *groove marks*) expuestos en los planos de falla (*slickensides*) ([Fig. 4.5C](#)).

La dirección de desplazamiento está comúnmente marcada por cuarzo, calcita u óxidos de hierro que precipitaron en las superficies de los *slickensides* (Fig. 4.7B, D). El método de inversión múltiple (MIM) aplicado al conjunto de datos dio como resultado un σ_1 en una dirección vertical y un σ_3 con una amplia distribución en los ejes sub-horizontales (Fig. 4.8). La mayoría de los valores de Φ están muy por debajo de 0,5, lo que sugiere que el campo de esfuerzos se caracterizó por magnitudes similares de σ_2 y σ_3 . El conjunto de datos completo se agrupó en dos poblaciones de fallas (Fig. 4.9). Para la primera (Grupo A), los histogramas de frecuencia indican que la mejor solución, que es aquella con el máximo número de fallas cuyos ángulos desajustados están por debajo de 30° , está dada por un σ_3 sub-horizontal en dirección NNO y un σ_1 sub-vertical (Fig. 4.9A). Esta configuración da como resultado un régimen de esfuerzo extensional con un eje principal máximo sub-vertical y una dirección de máxima extensión horizontal NNO. Para la segunda población (Grupo B), los histogramas de frecuencia de los ángulos desajustados sugieren que la mejor solución es aquella con un σ_1 sub-vertical en dirección NO y un σ_3 sub-horizontal en sentido ENE (Fig. 4.9B). Esta configuración da como resultado un régimen de esfuerzos extensional caracterizado por una dirección de máxima extensión horizontal ENE.

Los indicadores cinemáticos que se superponen a los anteriores y se asocian a una reactivación de las fallas pre-existentes como fallas inversas, muestran una componente de cizalla dextral dominante (Figs. 4.7C, D), y fueron analizados mediante un método de inversión de esfuerzos simple realizado con el software FaultKin (Fig. 4.10). Los resultados de este análisis indican un eje de máxima compresión (σ_1) E-O y un eje de mínima compresión (σ_3) con una inclinación sub-vertical en dirección S.

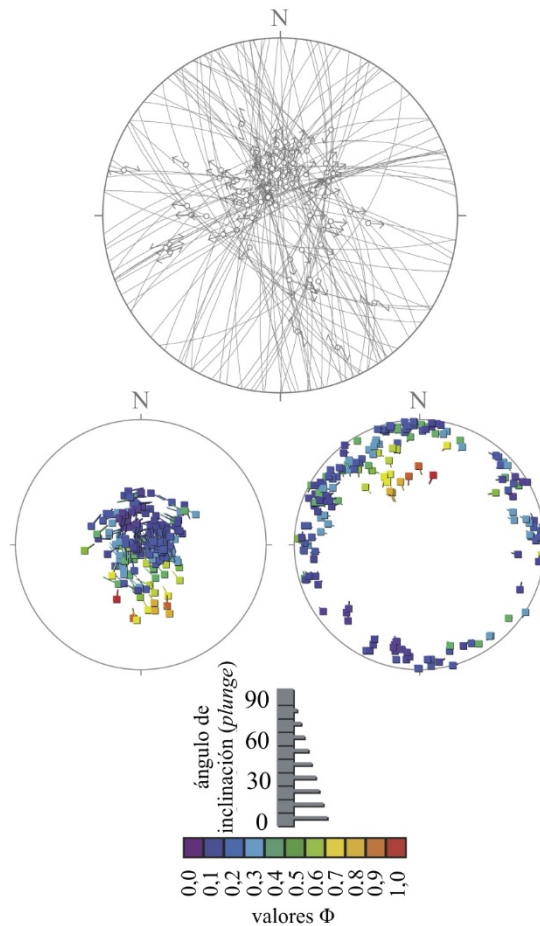


Figura 4.8. Proyección equiareal, hemisferio inferior de representación, del conjunto total de datos de fallas medidas con indicadores cinemáticos confiables (excepto de fallas inversas). Los diagramas inferiores muestran los resultados del análisis del paleo-campo de esfuerzos y los ejes σ_1 (izquierda) y σ_3 (derecha), realizados con el Método de Inversión Múltiple (MIM). En la leyenda de estos diagramas, la inclinación o *plunge* de los ejes de esfuerzos está dada por la longitud de las líneas. Los valores de Φ se representan en escala de colores en intervalos de 0,1. Los colores violeta, azul y celeste de la mayoría de los símbolos indica una forma dominante de tipo prolato o alargada para el elipsoide de esfuerzos, que se caracteriza por valores similares de σ_2 y σ_3 .

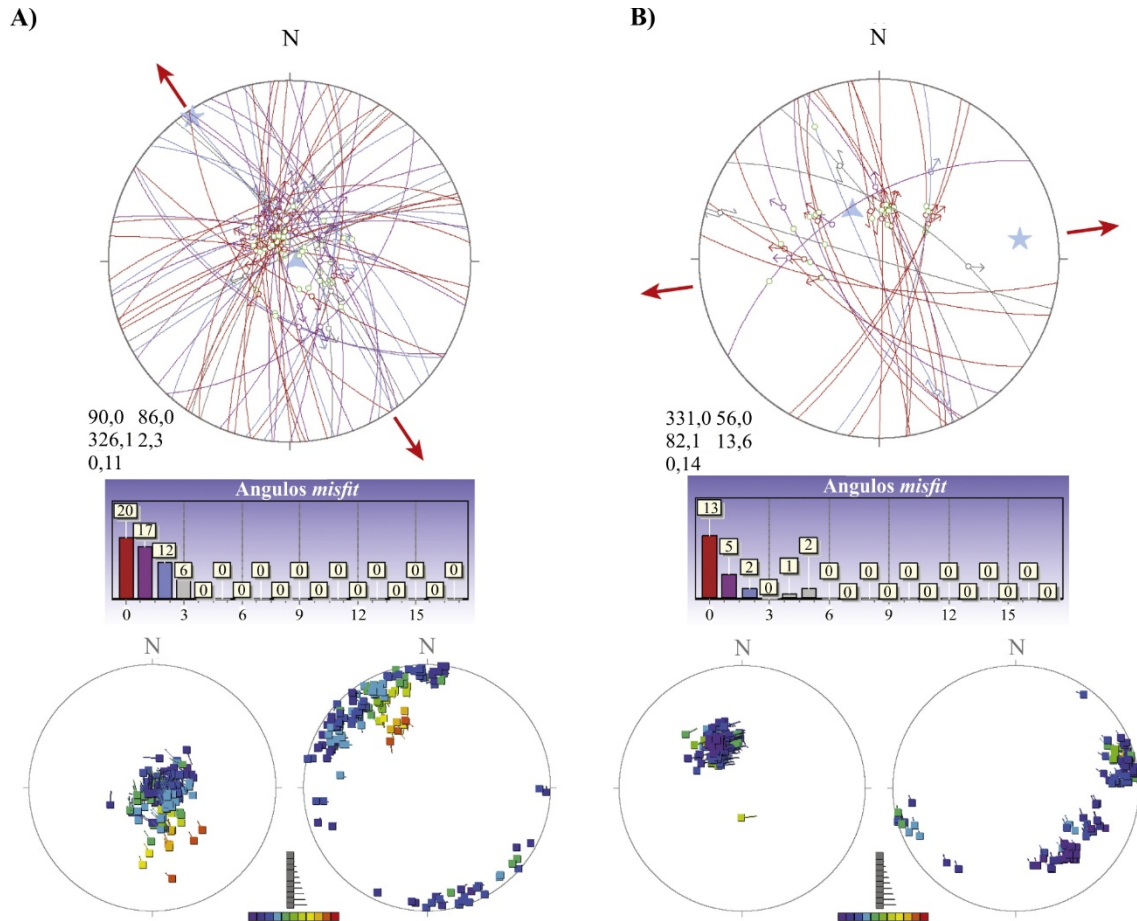


Figura 4.9. A) Resultados del análisis del paleo-campo de esfuerzos para las fallas del Grupo A (en el diagrama superior, la estrella de tres puntas es σ_1 , con una inclinación de 86° hacia 090° N; la estrella de cinco puntas es σ_3 , con una inclinación de 2° hacia 326° N; las flechas rojas muestran la dirección de extensión en el plano horizontal). Los ángulos desajustados (ver texto) se muestran en el histograma central. Los diagramas inferiores muestran los resultados del análisis del paleo-campo de esfuerzos realizados con el Método de Inversión Múltiple (MIM) y los ejes σ_1 (izquierda) y σ_3 (derecha). La leyenda para estos diagramas es la misma que en la Fig. 8. **B)** Resultados del análisis del paleo-campo de esfuerzos para las fallas del Grupo B (en el diagrama superior, la estrella de tres puntas es σ_1 , con una inclinación de 56° hacia 331° N; la estrella de cinco puntas es σ_3 , con una inclinación de 13° hacia 082° N; las flechas rojas muestran la dirección de extensión en el plano horizontal). Los ángulos desajustados (ver texto) se muestran en el histograma central. Los diagramas inferiores muestran los resultados del análisis del paleo-campo de esfuerzos realizados con el Método de Inversión Múltiple (MIM) y los ejes σ_1 (izquierda) y σ_3 (derecha). La leyenda para estos diagramas es la misma que en la Fig. 8.

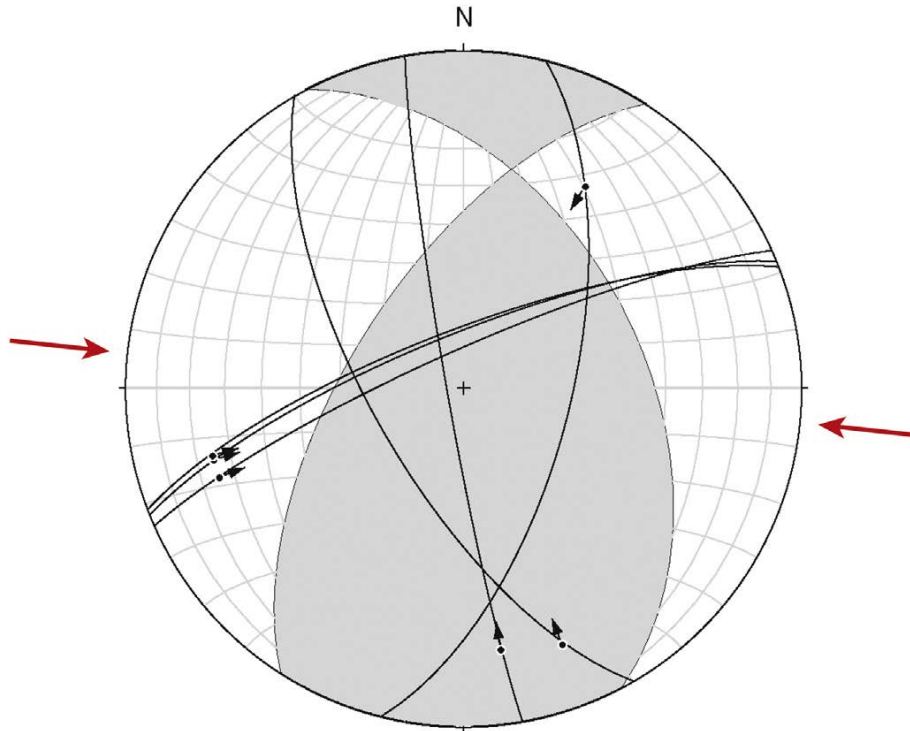


Figura 4.10. Ploteo de fallas (círculos máximos) con *estrias* asociadas (las flechas negras muestran el movimiento del bloque colgante) y los resultados del análisis del paleo-campo de esfuerzos para la etapa tardía de reactivación de las fallas pre-existentes. La inversión de los esfuerzos realizada con el software *FaultKin* dio como resultado un eje de máxima compresión (σ_1) con una inclinación de 9° hacia 276°N y un eje de mínima compresión (σ_3) con una inclinación de 54° hacia 172°N (las flechas rojas muestran la dirección de compresión en el plano horizontal).

4.3.2 Termocronología de baja temperatura

Los datos obtenidos muestran un rango de edades bastante amplio, que va de 53 a 118 Ma (Tabla 4.1). Las muestras G24 y G25, ubicadas a pocos kilómetros una de la otra, arrojaron casi la misma edad. La prueba de χ^2 indica claramente la presencia de una única población de edad para cada muestra, como se esperaba dadas las litologías (rocas magmáticas). Desafortunadamente, las longitudes de las trazas sólo se pudieron medir en dos muestras. Ambas se caracterizan por una distribución del largo de las trazas en la que están presentes muchas trazas cortas (es decir, más cortas que $13\ \mu\text{m}$). La presencia de trazas cortas indica inequívocamente una larga permanencia dentro de la denominada zona de reseteo parcial o “*partial annealing zone*” (PAZ, entre 120° y $60^\circ\ \text{C}$; Hurford y Green, 1983; Hurford, 1990), es decir, un enfriamiento lento a moderado. Se obtuvo una

definición más precisa de las trayectorias térmicas mediante la modelización térmica de la muestra G24, la única con un número suficiente de longitudes medidas.

El programa de modelización HeFTy suele trabajar con una entrada preliminar de datos que otorga un margen de tiempo y temperatura. En este caso particular, sólo se forzó al programa a comenzar por la intrusión de los granitoides durante el Jurásico Inferior, asumiendo por lo tanto temperaturas superiores a 160° C a los 190 Ma. Los resultados se muestran en la [figura 11](#) como un rango de trayectorias térmicas con un ajuste estadísticamente aceptable entre los datos experimentales y los del modelo (zona sombreada) y la trayectoria más probable (línea gruesa). La historia térmica entre los 210 y 90 Ma no está realmente limitada, tal como lo muestra la gran zona sombreada, lo que señala una variedad de posibles trayectorias térmicas. La ausencia de fuertes restricciones se debe a las temperaturas todavía altas, es decir, cercanas al fondo de la PAZ, y al lento enfriamiento. Los últimos 90 Ma están mucho mejor limitados y se caracterizan por un enfriamiento lento (alrededor de 1° C/ Ma) y constante.

La edad de la muestra G28 es aparentemente discordante con la trayectoria térmica inferida por el modelo. Sin embargo, hay que tener en cuenta que esta muestra corresponde a una roca volcánica y por lo tanto, su historia térmica se caracteriza por una etapa inicial de enfriamiento rápido hasta temperaturas muy bajas. Para obtener una edad final a partir de datos de trazas de fisión en apatitos (AFT) de 118 Ma, el enfriamiento inicial debe haber sido seguido de un calentamiento justo hasta las temperaturas de la PAZ (70-80° C). Una explicación posible de este aumento de la temperatura es el episodio volcánico del Jurásico Tardío y los depósitos del Cretácico Temprano (formaciones Bajo Grande y Baqueró) que podrían haber dado lugar al soterramiento necesario para alcanzar las temperaturas inferidas. Sin embargo, dada la falta de longitudes de trazas, no ha sido

posible definir con precisión la trayectoria térmica, especialmente en relación con la última fase de enfriamiento.

En general, estos datos demuestran que el Macizo del Deseado no se vio afectado por un acontecimiento de exhumación en particular, sino que se enfrió a un ritmo bajo y casi constante durante los últimos 90 Ma. Sin embargo, la falta de otros datos termocronológicos de temperaturas más bajas (es decir, los datos U-Th/He) dificulta el reconocimiento de posibles eventos de exhumación en la última parte de la historia del enfriamiento.

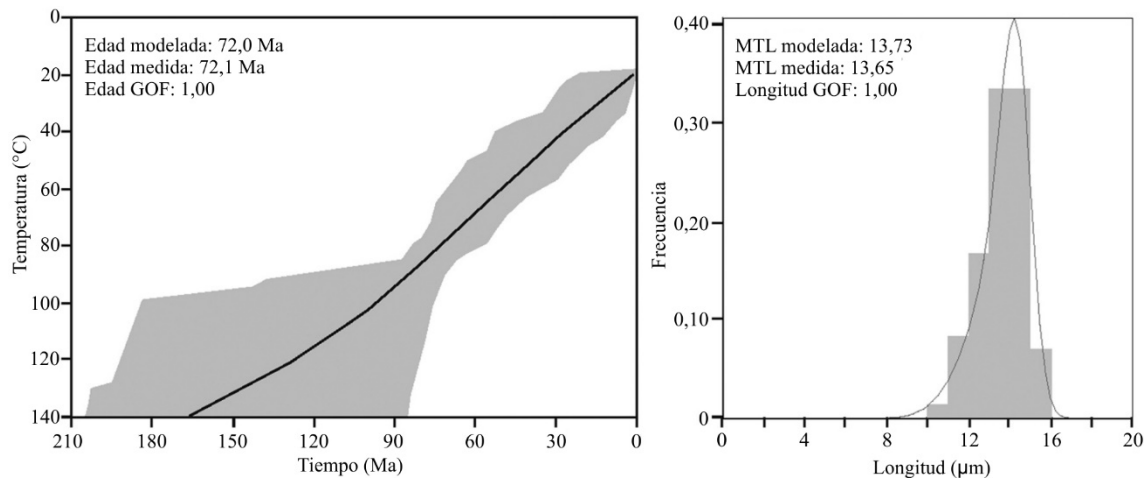


Figura 4.11. Trayectorias tiempo-temperatura obtenidas para la muestra G24 a partir de un modelo inverso utilizando el programa HeFTy (Ketcham, 2005), que genera posibles trayectorias T-t usando un algoritmo de Monte Carlo. Los datos de AFT estimados se calcularon según el modelo de reseteo de Ketcham et al. (2007) y los valores D_{pars} como parámetro cinético. Las áreas sombreadas marcan halos de buen ajuste estadístico (*goodness-of-fit* [GOF] > 0,5) y la línea gruesa corresponde a la historia térmica con mejor ajuste (= máximo GOF). Las trayectorias térmicas fuera de la zona de reseteo parcial son en gran medida inferidas, ya que los datos de las trazas de fisión proporcionan información confiable sólo en el rango de temperaturas de 60-120°C (las temperaturas exactas dependen de la resistencia al reseteo y la tasa de enfriamiento). El GOF brinda una indicación del ajuste entre los datos observados y los pronosticados (los valores cercanos a 1 son los mejores). Las longitudes promedio de las trazas (*mean track length* [MTL]) (diagrama de la derecha) se reportan después de la proyección del eje c y, por lo tanto, difieren de las indicadas en la tabla 4.1. La intrusión de la roca que contiene la muestra y la temperatura media actual de la superficie convertida en intervalos de tiempo-temperatura, se han utilizado como restricciones.

Tabla 4.1. Datos de trazas de fisión en apatitos

No. Muestra	Formación (edad)	Coordenadas	Elevación (m.s.n.m)	No. de cristales	Espontaneas		Inducidas		P(χ^2)	Dosímetro		Edad (Ma) \pm 1 σ	Promedio de trazas confinadas medidas (μm) \pm desvío standard err.	Desviación standard	No. de trazas confinadas medidas	Promedio Dpar (μm)
					ρ_s	N_s	ρ_i	N_i		ρ_d	N_d					
G24	La Leona	47,643889 S	141	26	9,3	425	2,35	1,076	100	1,06	5.367	72,1 \pm 4,9	12,27 \pm 0,18	1,55	72	1,01
	(Jurásico inf.)	67,329167 O														
G25	La Leona	47,618333 S	143	20	6,44	468	1,66	1,207	100	1,05	5.328	70,1 \pm 4,6	10,69 \pm 0,35	1,52	19	0,98
	(Jurásico inf.)	67,346389 O														
G26	La Leona	47,735833 S	179	20	6,41	466	2,17	1,578	100	1,05	5.290	53,4 \pm 3,4	n.d.	n.d.	n.d.	0,99
	(Jurásico inf.)	67,426667 O														
G28	Bajo Pobre	47,955556 S	137	25	2,64	168	3,98	253	91,1	1,04	5.251	118,4 \pm 12,6	n.d.	n.d.	n.d.	1,03
	(Jurásico med - sup)	67,479444 O														

Edades centrales calculadas utilizando vidrios dosimétricos CN5 y calibración ζ -CN5=346.11 \pm 11.81. ρ_s : densidad de trazas de fisión espontaneas ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) medidas superficies internas de cristales de apatitos; N_s : número total de trazas de fisión espontaneas; ρ_i y ρ_d : densidad de trazas de fisión inducidas en las muestras y en los vidrios dosimetricos, respectivamente ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$) en el detector de mica externo ($g=0.5$); N_i y N_d : número total de trazas de fisión indicidas en la muestra y dosímetro; P(χ^2): probabilidad de obtener un valor χ^2 para v grados de libertad (donde v =número de cristales - 1); muestras con una probabilidad $>5\%$ es indicativa de una población homogénea.

4.4 DISCUSIÓN

4.4.1 Origen y cinemática de las fracturas híbridas de extensión-cizalla

Los sistemas de fallas que hospedan vetas potentes, continuas y con mineralización de Au y Ag económica en el Macizo del Deseado tienen un rumbo NNO a NO (por ejemplo: Cerro Moro, Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Mina Martha, San Jose y Monserrat), mientras que los sistemas de fallas de rumbo NE a ENE son menos favorables para la depositación de minerales de mena, a la vez que constituyen vetas discontinuas y de poco espesor (Echavarría et al., 2005). La intensa actividad magmática proporcionó un flujo de fluidos continuo que alcanzó los niveles superiores de la corteza durante el régimen extensivo jurásico, y favoreció la depositación de minerales hidrotermales en las fracturas híbridas de extensión-cizalla. La presencia de cuatro juegos de fracturas híbridas de extensión-cizalla implica valores muy bajos de esfuerzo diferencial durante el desarrollo de estas estructuras (Fernández et al., 2020).

El análisis de los resultados sugiere un régimen extensional bimodal caracterizado por una máxima dirección de extensión horizontal (σ_3) que fue cambiando su orientación entre ENE y NNO. Japas et al. (2013) reconocen dos regímenes coetáneos de extensión horizontal relacionados con el emplazamiento del vulcanismo jurásico de la provincia Chon Aike, que coinciden con la extensión bimodal documentada en el presente estudio. Dichos autores documentaron un régimen extensional principal y otro secundario con direcciones de extensión ENE y NNO, respectivamente, en el sector este del Macizo del Deseado y relacionan el emplazamiento de rocas volcánicas efusivas de composición riolítica (domo riolíticos, lavas y diques) al segundo. Esto último también se observó en el extremo sur del área de estudio, donde las estructuras ENE controlaron el

emplazamiento de las rocas volcánicas efusivas riolíticas a riódacíticas de la Formación Chon Aike.

Repetidas permutaciones en el campo de esfuerzos habrían dado lugar al complejo sistema de fracturas híbridas, de extensión y de cizalla en La Paloma (Fig. 4.2). De hecho, está ampliamente documentado que la extensión horizontal a lo largo de la dirección de estiramiento principal suele estar acompañada por una extensión horizontal en la dirección perpendicular (Ramsay y Huber, 1983; Engelder y Gross, 1993; Tavani et al., 2015a, 2015b), es decir, a lo largo del σ_2 regional. La extensión a lo largo del σ_2 regional puede ocurrir en el bloque colgante de las fallas de extensión con terminación lateral orientadas perpendicularmente al σ_3 regional. Esto se debe a la extensión que se genera en el bloque colgante por el descenso diferencial del bloque colgante a lo largo del rumbo de la falla principal como consecuencia del descenso en forma de arco de este último con menos desplazamiento en las terminaciones de la falla (Destro, 1995; Medwedeff y Krantz, 2002; Tavani y Muñoz, 2012; Fig. 4.12A). Dado que la magnitud del estiramiento depende de la relación longitud/desplazamiento de la falla, la cual es elevada por naturaleza, tienden a desarrollarse fallas secundarias sub-perpendiculares a la falla principal, lo que conlleva a la extensión en el bloque colgante a lo largo del rumbo de la falla (Tavani y Muñoz, 2012). Sin embargo, pueden ocurrir algunas desviaciones en la perpendicularidad de las fallas secundarias cerca de la terminación de la falla principal y/o en las rampas de relevo entre los segmentos de falla superpuestos, lo cual resulta en una red de fallas menores en forma de abanico (Fig. 4.12A). Esto último podría haber aumentado aún más la heterogeneidad en la orientación y cinemática de las fallas. Sin embargo, dicha heterogeneidad estaría controlada en mayor medida por la distribución de las estructuras heredadas de la roca de caja (Figs. 4.5A y 4.6).

En el área de estudio se interpreta que las fallas normales de mayor jerarquía se generaron por reactivación (extensión-cizalla) de diaclasas pre-existentes (Fig. 4.12B), acompañadas por la propagación de sus extremos y por la unión de segmentos relacionados, comúnmente observados durante el crecimiento de las fallas (Crider y Peacock, 2004; Healy et al., 2006; Mazzoli et al., 2009). Dentro de este marco, las diaclasas pre-existentes fueron reactivadas como fallas normales -o fallas oblicuas con componente de extensión normal- en respuesta tanto al campo de esfuerzo regional (fallas del Grupo B) como al campo de esfuerzos local (fallas del Grupo A) en el bloque colgante de las fallas normales con terminación lateral de mayor jerarquía (Fig. 4.12C). Se interpreta que los juegos de fracturas híbridas de extensión-cizalla de rumbo NNO y ENE, corresponden a una única asociación estructural desarrollada por múltiples eventos de extensión coaxiales, durante los cuales la máxima dirección de extensión se orientó en sentido ENE-OSO o NNO-SSE. Durante estos múltiples eventos de extensión, las diaclasas con orientaciones NE y NO se reactivaron de forma variada como fracturas híbridas de extensión-cizalla oblicuas con una componente de desplazamiento normal. Dicha reactivación estuvo gobernada por ambas direcciones de extensión sub-horizontal σ_3 en sentido NNO-SSE o ENE-OSO que controlaron las estructuras del Grupo A y del Grupo B, respectivamente, evidenciado por la cinemática compatible con ambos regímenes de esfuerzo (Fig. 4.9A, B). Por lo tanto, el complejo sistema de fallas y diaclasas es el resultado de un único evento extensional caracterizado por repetidas permutaciones entre σ_2 y σ_3 . Dichas permutaciones se vieron facilitadas por la naturaleza prolada del campo de esfuerzos, que se caracterizó por magnitudes similares de σ_2 y σ_3 (según los valores de Φ obtenidos por inversión de esfuerzos; Figs. 4.8, 4.9A, B). Además, se infiere que cierta variabilidad en el rumbo de las diaclasas y de las fallas (mapas de las Figs. 4.2 y 4.3 y proyecciones estereográficas de la Fig. 4.5) se puede

atribuir al aumento progresivo de la densidad de fallas y diaclasas. En efecto, dicha variabilidad es el resultado de la perturbación del esfuerzo local en las proximidades de las estructuras previas (Bourne y Willemse, 2001; Maerten et al., 2002). Esto está perfectamente representado por el corredor de vetas Sulfuro, que cambia su rumbo casi 90° en las proximidades a la falla El Molino (Figs. 4.2 y 4.3).

Ambos grupos de fallas, Grupo A y Grupo B, se desarrollaron con un σ_1 vertical. Sin embargo, el Grupo A estuvo controlado por un σ_3 sub-horizontal con dirección NNO mientras que el Grupo B se formó con un σ_3 sub-horizontal con orientación ENE. Estas últimas condiciones del campo de esfuerzos dieron lugar a la reactivación de las diaclasas de rumbo NNO como fallas normales (por ejemplo, corredor Sulfuro), mientras que las diaclasas NE fueron reactivadas como fallas oblicuas con componente de extensión y cizalla, normal y sinistral, respectivamente (por ejemplo, falla El Molino). Luego de la liberación local del esfuerzo de tensión en la dirección del σ_3 y la permutación entre los ejes σ_2 y σ_3 según lo descrito anteriormente (Fig. 4.12A), las nuevas condiciones en el campo de esfuerzos caracterizadas por un σ_3 con dirección NNO, dieron lugar a la reactivación de las diaclasas de rumbo ENE como fallas normales (por ejemplo, el sistema de vetas Duquesa), mientras que las diaclasas de rumbo NE fueron reactivadas como fallas oblicuas con componente de extensión y cizalla, normal y dextral, respectivamente (por ejemplo, sistema de vetas Arco Iris) (Fig. 4.2). Reiterados eventos de fracturación híbrida de extensión-cizalla causaron múltiples permutaciones en la dirección del esfuerzo y en la reactivación de las diaclasas, que habrían producido el complejo patrón de fallas que se observa en la actualidad en el área de estudio (Fig. 4.2).

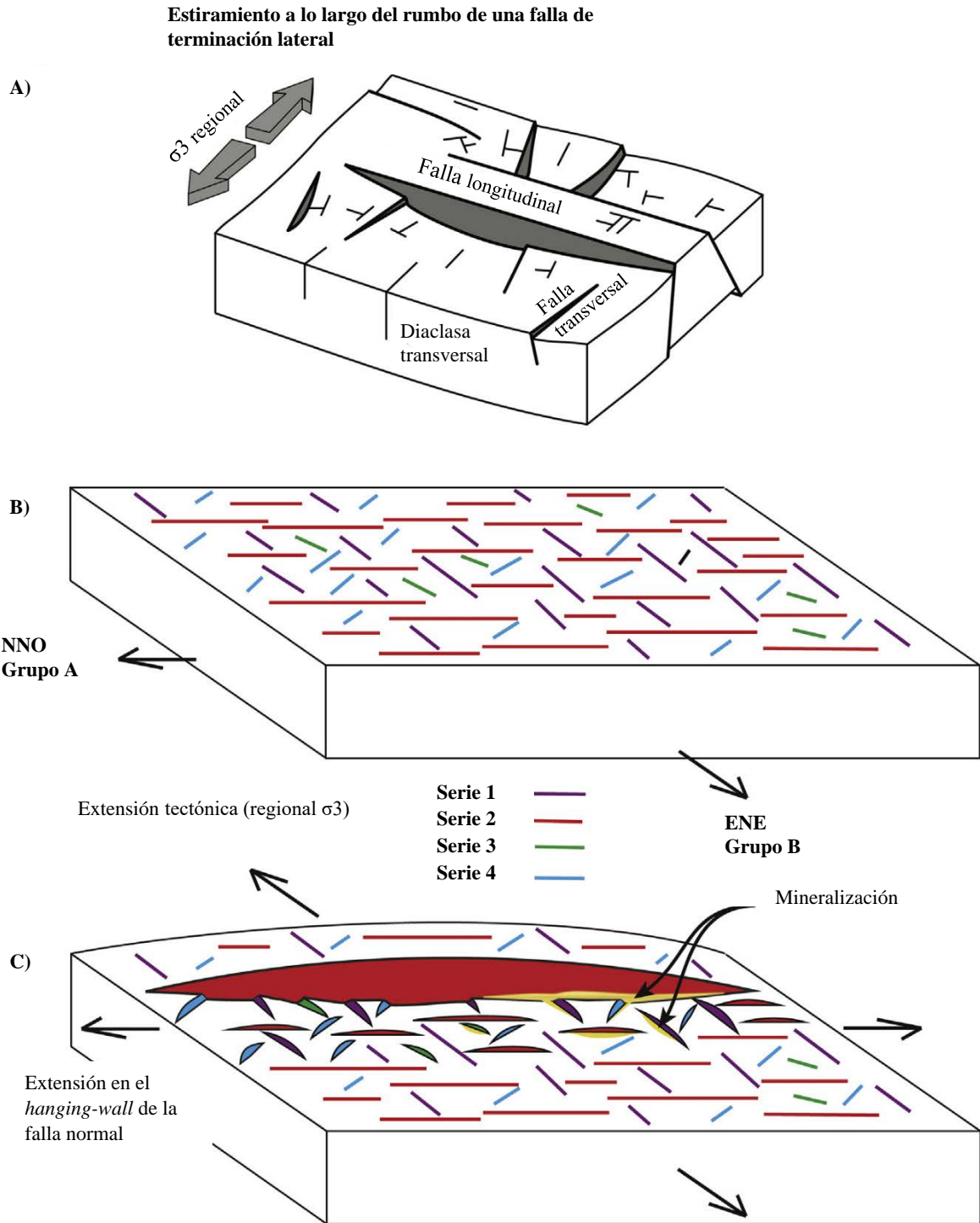


Figura 4.12. A) Diagrama esquemático que muestra el estiramiento a lo largo del rumbo en el bloque colgante de una falla normal (Destro, 1995; Medwedeff y Krantz, 2002; Tavani y Muñoz, 2012; Tavani et al., 2015a, 2015b; véase el texto para más detalles). B) Diagrama de bloques esquemático que muestra los juegos o series de diaclasas en la zona de estudio. C) Representación esquemática de la reactivación de las diaclasas pre-existentes como resultado de la extensión regional en dirección ENE y de la extensión ortogonal en el bloque colgante de una falla normal.

4.4.2 Controles estructurales en las características texturales de las vetas

Las rocas magmáticas que hospedan la mineralización consisten en rocas volcánicas y volcanoclásticas e intrusivos que se emplazaron durante el período de *rifting* jurásico. Estas litologías presentan una densa red de diaclasas (Figs. 4.2, 4.3) las cuales pudieron haberse formado inmediatamente después del emplazamiento de las unidades volcánicas, posiblemente durante su enfriamiento. Las diaclasas pueden agruparse en cuatro juegos con orientaciones similares a las fallas híbridas que controlaron la mineralización (Fig. 4.5). Esto último, sumado a las relaciones de corte complejas que caracterizan el sistema de fallas y vetas en La Paloma, sugieren que las últimas se desarrollaron como consecuencia de la reactivación de diaclasas pre-existentes, posiblemente como resultado de un régimen extensivo que continuó luego del soterramiento de la secuencia volcánica por depósitos suprayacentes. El desarrollo de potentes vetas a lo largo de las fracturas híbridas de extensión-cizalla indica una componente de dilatación significativa con poco cizallamiento y sugiere que la presión de los fluidos jugó un papel importante en la reactivación de las diaclasas pre-existentes. Aunque la resistencia a la tensión de una masa rocosa que presenta una densa red de diaclasas es significativamente menor a la de una roca intacta, se debe tener en cuenta que la resistencia a la tensión se recupera como resultado de los procesos de relleno y cementación luego de cada evento de fracturación y/o reactivación de la fractura. La distribución de los minerales de mena a lo largo de los sistemas de fracturas y/o fallas en La Paloma está relacionada a vetas epitermales, *stockworks* y brechas que se desarrollaron durante los múltiples eventos extensionales sobreimpuestos mutuamente y descriptos con anterioridad. Las diaclasas pre-existentes reactivadas como fracturas de extensión-cizalla actuaron como conductos de grandes volúmenes de fluidos hidrotermales que dieron lugar a la formación de clavos mineralizados. Las vetas en La Paloma ocupan fallas normales de rumbo NNO a NO (con

variaciones locales N-S y NNE), ENE a E-O y NE, con magnitudes variables de desplazamiento a lo largo del rumbo. El espesor y la textura de las vetas y la geometría de los clavos mineralizados muestran una fuerte relación con el paleo-campo de esfuerzos durante su formación, como se discute a continuación.

La estructura El Molino, reactivada como falla oblicua con una componente dominante de desplazamiento sinistral durante el campo de esfuerzo regional de extensión en dirección ENE (y por lo tanto perteneciente al Grupo B), tal como fue descrita anteriormente y como puede observarse en la [figura 4.4G](#), no muestra una dilatación significativa. Por otro lado, las estructuras de orientación NNO a NO reactivadas por el mismo campo de esfuerzos incluyen los principales sistemas de vetas del distrito: el corredor Sulfuro, Princesa & Reyna y Verde. Estos sistemas constituyen las vetas de mayor jerarquía en el terreno, en términos de continuidad a lo largo del rumbo, espesor y contenido metálico.

Las estructuras con rumbo ENE a E-O, reactivadas como resultados de la extensión en dirección NNO (y por lo tanto, pertenecientes al Grupo A), incluyen al sistema de vetas Duquesa que consiste en venas y venillas discontinuas, de poco espesor, con menos eventos de apertura y relleno que las potentes vetas con orientación NNO y NO.

Las diaclasas de rumbo NE reactivadas como fallas oblicuas normales y dextrales durante el campo de esfuerzo regional de extensión en dirección NNO (y por lo tanto perteneciente al Grupo A), están representadas por el sistema de vetas Arco Iris. Este último consiste en vetas híbridas de extensión-cizalla con textura de brecha dominante formada por clastos de veta en una matriz de harina de falla con óxidos de hierro y zonas de *stockwork* con escaso relleno hidrotermal ([Fig. 4.4E, F](#)). Estas características, junto con la morfología subvertical de los clavos mineralizados, son consistentes con la

componente de movimiento de cizalla que caracteriza a la reactivación de las diaclasas heredadas como fallas oblicuas.

4.4.3 Reactivación post-mineralización y exhumación

Los indicadores cinemáticos (*slickenlines*) con diferentes orientaciones en un mismo plano de falla, comúnmente indican que ocurrió una reactivación de la falla durante un campo de esfuerzos post-mineralización (Nelson, 2006). En el distrito, la posterior reactivación de fallas pre-existentes como fallas inversas, muestra una componente de cizalla dextral dominante (Figs. 4.7C, D; 4.10). No se observó evidencia de removilización de la mineralización aurífera asociada a circulación de fluidos durante esta etapa de reactivación posterior. Esta última estuvo asociada a una dirección de esfuerzo principal máximo compresivo sub-horizontal (σ_1) aproximadamente E-O que se interpreta como resultado de la propagación del acortamiento andino en la zona de antepaís o Macizo del Deseado. De hecho, es de amplio conocimiento que las etapas de acoplamiento sustancial entre el cinturón plegado y corrido y el antepaís caracterizaron la evolución geodinámica de la Patagonia y produjeron una importante deformación en el interior de la placa sudamericana (Ramos y Folguera, 2009). La reactivación tardía de las fallas no pudo ser datada directamente en el área de estudio. Sin embargo, podría correlacionarse con la deformación del Cretácico Inferior marcada por la discordancia en la base de la Fm. Baqueró (Homoc y Constantini, 2001; Giacosa et al., 2010) en base a la cinemática de la reactivación de las fallas y a la reconstrucción del paleocampo de esfuerzos. Cabe destacar que las edades de enfriamiento de *AFT* obtenidas en este estudio no permiten la identificación de un evento de exhumación en particular, sino que indican un enfriamiento casi constante en los últimos 90 Ma (Fig. 4.11). Edades similares de enfriamiento fueron obtenidas por Savignano et al. (2016) en base al modelado térmico a

partir de datos de U-Th/He de muestras correspondientes a ambientes tectónicos equivalentes a la zona del antepaís andino a menores latitudes (41°-43°S). En dicho estudio, los datos termocronométricos sugieren que la reactivación tardía de la falla asociada con el acortamiento E-O en el área de estudio no estuvo acompañada por una erosión de los bloques de falla elevados, dado que las trayectorias de enfriamiento no parecen haber sido afectadas por ninguna aceleración en particular. Los datos termocronométricos tampoco registran un aumento en la tasa del levantamiento durante el Neógeno producido por la subducción de la dorsal de Chile y el desarrollo de una ventana astenosférica debajo de Patagonia (Guillaume et al., 2009), lo que indica que la topografía dinámica asociada a estos procesos no fue suficiente para desencadenar una exhumación significativa mediante una rápida erosión por denudación. El material detrítico producto de la lenta erosión por denudación del Macizo del Deseado durante los últimos 90 Ma, probablemente se conserva en las cuencas sedimentarias adyacentes, entre las que se encuentran la cuenca Magallanes-Austral al sur y la cuenca del Golfo San Jorge al norte (Fig. 4.1).

4.5 CONCLUSIONES

La clara consistencia geométrica que existe entre los sistemas de fracturas híbridas de extensión-cizalla y los juegos de diaclasas en el área de estudio sugiere que las primeras se formaron por reactivación de diaclasas precursoras. La reactivación normal, oblicua y de rumbo de las diaclasas pre-existentes dio lugar a la formación de fracturas híbridas de extensión-cizalla que hospedan la mineralización de interés económico en el distrito. Los cuatro juegos de fracturas híbridas de extensión-cizalla observados forman dos grupos de estructuras cinemáticamente compatibles con las direcciones de máxima esfuerzo (σ_3) orientadas ENE y NNO, en el marco de un campo de esfuerzos extensional

caracterizado por múltiples permutaciones entre los ejes σ_2 y σ_3 . Se interpreta que dichas permutaciones resultaron de la reactivación de diaclasas con rumbo NNO como fallas normales en respuesta al esfuerzo extensional regional en dirección ENE y por la extensión ortogonal (es decir, NNO) en el bloque colgante de dichas fallas normales de terminación lateral, asociadas con el estiramiento producido por el descenso diferencial del bloque colgante a lo largo del rumbo de la falla principal. En este marco se reactivaron de forma variable otros juegos de diaclasas (por ejemplo NE y NO) como fallas oblicuas que en todos los casos muestran una componente de desplazamiento extensional acompañadas por un desplazamiento de rumbo dextral o sinistral.

La dilatación asociada a la formación de las fracturas híbridas de extensión-cizalla con rumbo NNO a NO (Grupo B) controlada por el régimen extensional regional ENE, fue la más efectiva en términos de canalización de fluidos hidrotermales, facilitando el emplazamiento de vetas potentes, con extensión lateral y vertical y la subsecuente depositación de minerales de mena. Probablemente, múltiples reactivaciones de los sistemas de fracturas favorecieron la depositación de la secuencia de relleno multiepisódica (E1, E2 y E3) y de los metales en las estructuras del Grupo B, evidenciado por las texturas de brechas hidrotermales que caracterizan a la Veta Sulfuro. En cambio, las estructuras de rumbo E-O a ENE pertenecientes al Grupo A documentan menos eventos de apertura y relleno los cuales están representados en su mayoría por pulsos tardíos (E3).

Asimismo, las texturas representadas por brechas de falla documentadas en los sistemas de vetas con rumbo NE, Arco Iris y El Molino, pertenecientes a los grupos A y B, respectivamente, no registran evidencias de marcada apertura en la historia de relleno de las estructuras. Además, estos sistemas de fracturas son casi estériles en comparación con las demás vetas del distrito.

Los resultados de este estudio brindan nuevos conocimientos sobre las complejas interacciones entre los juegos de diaclasas heredados de las rocas de caja y las múltiples permutaciones en el campo de esfuerzos.

El análisis del paleocampo de esfuerzos con el Método de Inversión Múltiple (Yamaji, 2000; Otsubo y Yamaji, 2006) indica que todas las fallas resultantes pueden resolverse dentro de un campo de esfuerzos extensional caracterizado por permutaciones entre los ejes σ_3 y σ_2 . Dado que las permutaciones en el campo de esfuerzos han sido ampliamente documentadas en ambientes extensionales, los resultados de este análisis podrían brindar a los geólogos de exploración una mejor comprensión de la arquitectura estructural, del modo y el tiempo relativo de formación de los clavos mineralizados controlados por los sistemas de fracturas y fallas.

La reactivación de fallas asociada a la propagación del régimen Ándico en la zona del antepaís o Macizo del Deseado, no había sido documentada antes en el área de estudio. Indicadores cinemáticos de desplazamiento oblicuo sobreimpuestos a fallas pre-existentes muestran una componente de cizalla dextral dominante con componente de movimiento inverso subordinada. El análisis del paleocampo de esfuerzos aplicado a estas estructuras, indica un esfuerzo principal máximo compresivo sub-horizontal (σ_1), en dirección aproximadamente E-O. Este evento de deformación podría estar relacionado con el evento de acortamiento del Cretácico Temprano documentado en el área (Homoc y Constantini, 2001; Giacosa et al., 2010). La posterior evolución tectónica del área de estudio, tal como se registra en los nuevos datos de trazas de fisión en apatito, se caracterizó por una exhumación continua y estable a una tasa de $1^\circ\text{C}/\text{Ma}$ durante los últimos 90 Ma.

4.6 REFERENCIAS

- Angelier, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics* 56, T17–T26.
- Angelier, J., 1994. Fault-slip analysis and paleostress reconstruction. En: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, pp. 101–120.
- Archangelsky, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Museo de La Plata. Paleontología* 5, 63–171.
- Archangelsky, S., y Cuneo, R., 1984. Zonación del Pérmico continental Argentino sobre la base de sus plantas fósiles. III Congreso Latinoamericano de Paleontología, pp.143–153.
- Bailey, S.W., 1980. Summary and recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. *Clays Clay Miner.* 28, 73–78.
- Begbie, M.J., Spörli, K.B., Mau, J.L., 2007. Structural evolution of the golden cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand. *Econ. Geol.* 102, 873–892.
- Berger, B.R., Tingley, J.V., Drew, L.J., 2003. Structural localization and origin of compartmentalized fluid flow, Comstock lode, Virginia City, Nevada. *Econ. Geol.* 98, 387–408.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96, 109–117.
- Bourne, S.J., y Willemse, E.J., 2001. Elastic stress control on the pattern of tensile fracturing around a small fault network at Nash Point, UK. *J. Struct. Geol.* 23, 1753–1770.
- Crawford, A.J., Meffre, S., Symonds, P.A., 2003. The 120 - 45 Ma tectonic evolution of the SW Pacific, and analogous evolution of the 600-220 Ma Tasmania Fold Belt system of eastern Australia. En: Hillis, R. & Muller, R.D. (eds) *The Australian Plate*. Joint Special Publication of Geological Society of Australia and Geological Society of America, 254-272.
- Cox, S.F., 1995, Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault-valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 841–859.
- Cox, S.F., y Ruming, K., 2004, The St. Ives mesothermal gold system, Western Australia—A case of golden aftershocks?: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 1109–1125.
- Cox, S.F., 2005. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in oreproducing hydrothermal systems at depth in the crust. *Economic Geology 100th Anniversary* 39–75.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., Braun, J., 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. En: Richards, J.P., Tosdal, R.M. (Eds.), *Structural Controls on Ore Genesis*. Rev. in *Economic Geol*, vol. 14. pp. 1–24.
- Crider, J.G., y Peacock, D.C.P., 2004. Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations. *J. Struct. Geol.* 26, 691–707.
- Dasgupta, S., y Mukherjee, S., 2017. Brittle shear tectonics in a narrow continental rift: asymmetric non-volcanic Barmer basin (Rajasthan, India). *J. Geol.* 125, 561–591.
- De Barrio, R.E., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. En: XII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, pp. 189–198.
- De Barrio, R.E., Panza, J.L., Nullo, F.E., 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. In: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino*, pp. 511–527.
- Delvaux, D., 2011. Win-Tensor, an interactive computer program for fracture analysis and crustal stress reconstruction. In: EGU General Assembly, Vienna, 2011. *Geophys. Res. Abstr.* 13, EGU2011–4018.

- Delvaux, D., y Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: Nieuwland, D.A. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modeling*. vol. 212. Geological Society of London, Special Publication, pp. 75–100.
- Destro, N., 1995. Release fault: a variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *J. Struct. Geol.* 17, 615–629. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)00088-H](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00088-H).
- Dunne, W.M., y Hancock, P.L., 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. En: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, pp. 101–120.
- Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B., Etcheverry, R.O., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *J. S. Am. Earth Sci.* 19 (4), 415–432.
- Echeveste, H., 2005. Metalogénesis del Distrito Argentio-Aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Ph.D. thesis. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina, pp. 272.
- Engelder, T., y Gross, M.R., 1993. Curving cross joints and the lithospheric stress field in eastern North America. *Geology* 21, 817. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0817:CCJATL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0817:CCJATL>2.3.CO;2).
- Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 172 (1), 83–96.
- Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada De Palomera, P., Tessone, M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo Jurásico de la Patagonia: Revisión y perspectivas para la exploración. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 63 (4), 665–681.
- Fernández M.L., Mazzoli, S., Zatti, M., Savignano, E., Genge, M.C., Garrone, A., Franchini, M., 2020. Structural controls on Jurassic gold mineralization, and Cretaceous-Tertiary exhumation in the foreland of the southern Patagonian Andes: New constraints from La Paloma area, Deseado Massif, Argentina. *Tectonophysics* 775, 228–302. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228302>.
- Galbraith, R., 1981. On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.* 13, 471–478.
- Garrone, A., 2018. Reporte de Recursos – Sistema Sulfuro, Reporte interno MDN, pp. 33.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M., Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *J. S. Am. Earth Sci.* 30, 134–150.
- González Guillot, M., de Barrio, R., Ganem, F., 2004. Mina Martha, un yacimiento epitermal argentífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. In: VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia, pp. 119–204.
- Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernández, M., Panza, J., 1997. Neogene Patagonian plateau lavas. Continental magmas associated with ridge collision at the Chile triple junction. *Tectonics* 16 (1), 1–17.
- Grant, C., Ghaffari, H., De Ruijter, A., Corley, D., Guzmán, C., Cadden, A., Sanford, A., Osterberg, S., 2012. Minera IRL Patagonia S.A., Santa Cruz, Argentina. Don Nicolás Gold Project NI 43-101 Technical Report, 207. Available at. <http://www.sedar.com>.
- Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M., Riquelme, R., 2009. Neogene up- lift of central eastern Patagonia: dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics* 28, TC2009. <https://doi.org/10.1029/2008tc002324>.
- Healy, D., Jones, R.R., Holdsworth, R.E., 2006. Three-dimensional brittle shear fracturing by tensile crack interaction. *Nature* 439, 64–67. <https://doi.org/10.1038/nature04346>.

- Hechem, J., y Homocv, J.F., 1988. Facies y paleoambientes volcanoclasticos en el Nesocratón del Deseado. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16, 2–23.
- Henley, R.W., 1985. The geothermal framework for epithermal deposits. *Rev. in Economic Geology* 2, 1–24.
- Henley, R.W., y Berger, B.R., 2000. Self-ordering and complexity in epizonal mineral deposits. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28, 669–719.
- Henley, R.W., y Etheridge, M.A., 1995. The structural and hydrodynamic framework for epithermal exploration. *Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series* 9, 269–277.
- Homocv, J.F., y Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 85 (10), 1795–1816.
- Huang, G., y Chariesworth, H., 1989. A FORTRAN-77 program to separate a heterogeneous set of orientations into subsets. *Comput. Geosci.* 15, 1–7.
- Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol.* 80, 171–178.
- Hurford, A.J., y Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chem. Geol.* 41, 285–317.
- Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L., Gayone, M.R., Maloberti, A., Comito, A., 2013. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la provincia silíceo Chon Aike, Santa Cruz. Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 70 (1), 16–30.
- Ketcham, R.A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 275–314.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission track annealing in apatite. *Am. Mineral.* 92, 799–810.
- Maerten, L., Gillespie, P., Pollard, D.D., 2002. Effects of local stress perturbation on secondary fault development. *J. Struct. Geol.* 24, 145–153.
- Marrett, R., y Peacock, D.C.P., 1999. Strain and stress. *J. Struct. Geol.* 21, 1057–1063.
- Mazzoli, S., Vitale, S., Delmonaco, G., Guerriero, V., Margottini, C., Spizzichino, D., 2009. ‘Diffuse faulting’ in the Macchu Picchu granitoid pluton, Eastern Cordillera, Peru. *J. Struct. Geol.* 31, 1395–1408.
- Medwedeff, D.A., y Krantz, R.W., 2002. Kinematic and analog modeling of 3-D extensional ramps: observations and a new 3-D deformation model. *J. Struct. Geol.* 24, 763–772. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(01\)00121-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(01)00121-3).
- Otsubo, M., y Yamaji, A., 2006. Improved resolution of the multiple inverse method by eliminating erroneous solutions. *Comput. Geosci.* 32, 1221–1227.
- Páez, G.N., Ruiz, R., Guido, D.M., Ríos, F.J., Subias, I., Recio, C., Schalamuk, I.B., 2016. Highgrade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: the interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis. *Ore Geol. Rev.* 72, 546–561.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Rille, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81, 113–136.
- Pankhurst, R.J., Rille, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S. P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41(5), 605–625.
- Peacock, D.C.P., y Marrett, R., 2000. Strain and stress: reply. *J. Struct. Geol.* 22, 1369–1378.

- Ramos, V.A., 2002. Evolución Tectónica. In: Haller, M.J. (Ed.), Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 365–387.
- Ramos, V.A., y Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 327 (1), 31–54.
- Ramsay, J.G., y Huber, M.I., 1983. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume I: Strain Analysis*. Academic Press, London.
- Reimer, W., Miller, H., Mehl, H., 1996. Mesozoic and Cenozoic palaeostress fields of the southern Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. En: Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A. (Eds.), *Weddell Sea tectonics and Gondwana Break-up*, vol. 108 Geological Society Special Publication, 73–85.
- Richardson, N.J., Underhill, J.R., 2002. Controls on the structural architecture and sedimentary character of syn-rift sequences, North Falkland Basin, South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 19 (4), 417e443.
- Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J., Harris, C., 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctica Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42, 1043–1065.
- Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, C., Paolini, M., Zattin, M., 2016. (Un) coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: new insights from the Esquel-Gastre sector (41°30'–43° S). *Tectonics* 35 (11), 2636–2656.
- Shan, Y., Fry, N., 2005. A hierarchical cluster approach for forward separation of heterogeneous fault/slip data into subsets. *J. Struct. Geol.* 27, 929–936.
- Sibson, R.H., 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal Systems. *Geology* 15, 701–704.
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *J. Struct. Geol.* 18, 1031–1042.
- Sibson, R.H., 2000. Fluid involvement in normal faulting. *J. Geodyn.* 29, 469–499.
- Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Reicherter, K., Mazur, S., 2009. Paleostress states at the southwestern margin of the central European Basin System - application of fault-slip analysis to unravel a polyphase deformation pattern. *Tectonophysics* 470, 129–146.
- Sperner, B., y Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. *Tectonophysics* 482, 29–41.
- Tavani, S., y Muñoz, J.A., 2012. Mesozoic rifting in the Basque-Cantabrian Basin (Spain): Inherited faults, transversal structures and stress perturbation. *Terra Nova* 24, 70–76. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01040.x>.
- Tavani, S., López-Mir, B., Muñoz, J.A., 2015a. Extensional fold-related fracturing in the Armeña rollover (Cotiella Massif, Southern Pyrenees). *Ital. J. Geosci.* 134, 458–473. <https://doi.org/10.3301/IJG.2014.17>.
- Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J.A., Mazzoli, S., 2015b. A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth Sci. Rev.* 141, 82–104.
- Twiss, R.J., y Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate? *J. Geophys. Res.* 103 (86), 12205–12222.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relationship to faulting. *J. Geol.* 59, 111–130.

- Wallier, S., 2009. The Geology and Evolution of the Manantial Espejo Epithermal Silver (-Gold) Deposit, Deseado Massif, Argentina. Ph.D. thesis. University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *J. Struct. Geol.* 22, 441–452.
- Yamaji, A., Sato, K., Otsubo, M., 2010. Multiple Inversion Method Software, Version 6.02. Division of Earth and Planetary Sciences, Kyoto University.



CAPÍTULO 5

CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS, TEXTURALES Y
GEOQUÍMICAS DE LA VETA SULFURO. CONTROLES
LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES DE LOS CLAVOS
MINERALIZADOS

TESIS DOCTORAL
MARÍA LIS FERNÁNDEZ

5.1 INTRODUCCIÓN

Numerosos estudios analizan los controles estructurales, la influencia de las rocas de caja (competencia, contraste de permeabilidad y reactividad química) y los gradientes de la presión de los fluidos en las vías de paleo-circulación de los fluidos hidrotermales y la formación de clavos mineralizados en los sistemas de vetas epitermales (Cox et al., 2001; Cox, 2005; Simmons et al., 2005; Squire et al., 2008 Micklethwaite et al., 2009). Sin embargo, no se han llevado a cabo estudios recientes para comprender cómo interactúan estos factores durante la historia del relleno de la veta.

En este capítulo se describen los distintos pulsos de minerales de mena y de ganga que forman la Veta Sulfuro, su distribución y variación espacial, su paragénesis y las texturas de los sulfuros y sulfosales. También se describen las correlaciones entre los metales y sus distribuciones en una sección longitudinal de la Veta Sulfuro, la relación de los clavos mineralizados con la cinemática de las fallas y los cambios litológicos y los procesos de removilización de los metales.

Se presenta la primera edad de Re-Os en molibdenita que permite restringir la actividad hidrotermal que da inicio al relleno de la Veta Sulfuro.

5.1.2 Características generales de los depósitos epitermales en Patagonia

El Macizo del Deseado, localizado en el sur de la Patagonia Extrandina, hospeda numerosas vetas epitermales de Au-Ag de edad jurásica (Schalamuk et al., 1997, 1999). Es una importante provincia geológica productora de oro y plata con ocho minas operativas, algunas de las cuales constituyen depósitos de clase mundial (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Mina Martha, San José, Cap Oeste, Cerro Negro, Don Nicolás y Cerro Moro; Fernández et al., 2008; Guido y Jovic, 2019; Secretaría de Minería Argentina, 2020) y numerosos proyectos en diferentes etapas de exploración (Schalamuk

et al., 1997, 1999; Echeveste, 2005; Fernández et al., 2008; Wallier, 2009; Jovic et al., 2011; López et al., 2015; Permuy Vidal et al., 2016).

Según los datos geocronológicos (Arribas et al., 1996; Dubé et al., 2000; Wallier, 2009; Dietrich et al., 2012; Permuy Vidal et al., 2016; Mugas Lobos et al., 2021), la actividad hidrotermal estuvo activa durante episodios restringidos del intenso vulcanismo del Jurásico Medio y Tardío que dieron lugar al emplazamientos de vetas, brechas hidrotermales y stockworks que albergan depósitos epitermales de Au-Ag de baja sulfuración (Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría et al., 2005; Fernández et al., 2008) y algunos que han sido clasificados como de sulfuración intermedia y polimetálicos (Schalamuk et al., 1997, 1999; Guido et al., 2005; Jovic et al., 2011; López et al., 2015).

También se formaron manifestaciones termales superficiales en el ambiente geotermal relacionado con la actividad hidrotermal del Jurásico Tardío (Guido y Schalamuk, 2003; Guido y Campbell, 2011).

Los depósitos epitermales en el Macizo del Deseado están controlados regionalmente por fallas normales y fallas-fracturas híbridas de rumbo NO y ONO, respectivamente, formadas en respuesta al régimen tectónico regional caracterizado por una extensión horizontal en dirección NE-SO durante el Jurásico en el Macizo del Deseado (Giacosa et al., 2010). También se han documentado lineamientos estructurales con variaciones locales en la orientación en otras áreas del macizo (Echavarría et al., 2005; Giacosa et al., 2010; Páez et al., 2016) y en el área de estudio en respuesta a estructuras heredadas de la roca de caja (Fernández et al., 2020).

5.2 METODOLOGÍA

5.2.1 Trabajos de campo

Entre los días 18 y 31 de Mayo de 2016 se llevó a cabo la primera campaña de muestreo de sondajes en la Veta Sulfuro. Se tomaron 319 muestras de testigos de perforaciones correspondientes a dos secciones completas: Sulfuro-4715718mN-63NE y Sulfuro- 4715919mN-63NE, ubicadas en la porción sur y central, respectivamente. La segunda campaña se llevó a cabo durante el mes de Junio de 2018, tuvo una duración de 15 días y se completó el muestreo de la Veta Sulfuro en el sector norte. Se seleccionaron 131 muestras de testigos de perforaciones correspondiente a las secciones Sulfuro_4716202mN_63NE y Sulfuro_ 4716318mN_63NE. Las muestras de subsuelos seleccionadas durante las campañas son representativas de cada litología y alteración, de la mineralogía de la mena, de la ganga y de las texturas correspondientes a los diferentes estilos de mineralización.

Se confeccionó la columna litológica para cada sondeo donde se registraron la ubicación de las muestras seleccionadas, las litologías, las estructuras, las alteraciones de las rocas y los diversos estilos de la mineralización. Las muestras corresponden a medias cañas y a un cuarto de caña del testigo. En la [figura 5.1](#) se muestra la ubicación de los sondajes analizados y muestreados.

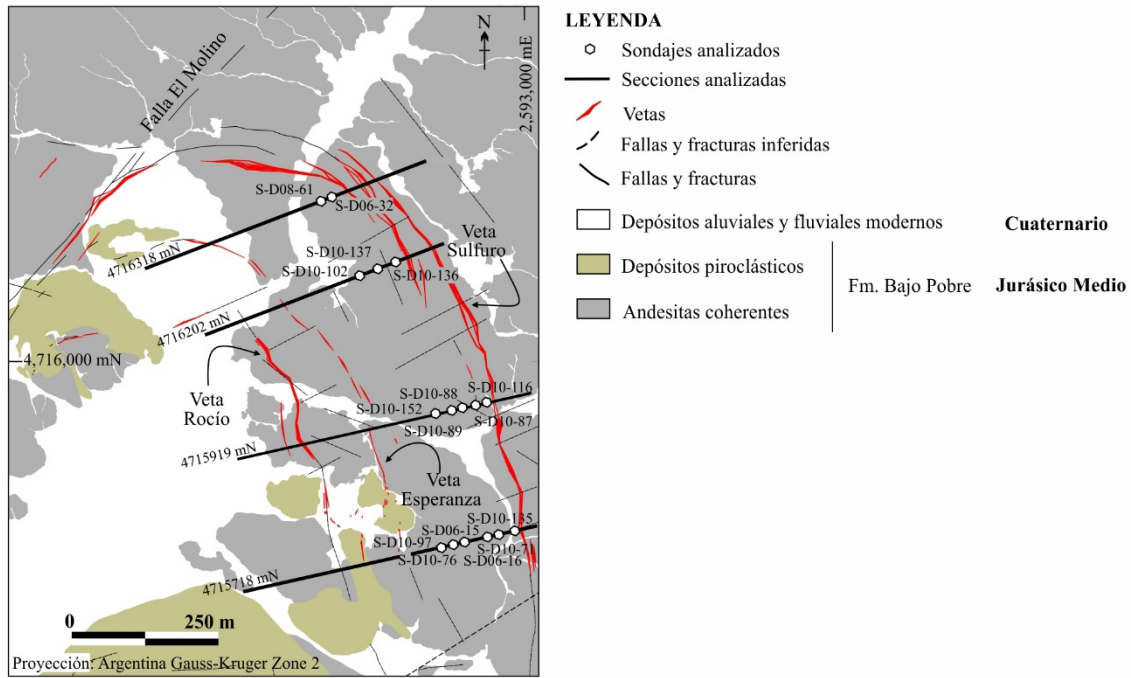


Figura 5.1. Mapa geológico de la Veta Sulfuro con la ubicación de las secciones 4715718 mN (sección sur), 4715919 mN (sección central), 4716202 y 4719318 mN (sección norte) y de los sondajes analizados en este capítulo.

5.2.2 Trabajos de laboratorio

5.2.2.1 Microscopía óptica

Para este estudio se seleccionaron 450 muestras procedentes de 16 sondajes de la Veta Sulfuro (Fig. 5.1). Las distintas litologías, mineralogía y texturas de los minerales hidrotermales fueron analizadas primero con lupa binocular para seleccionar los sectores donde efectuar cortes delgados y luego se estudiaron 146 cortes delgados petrocalcográficos al microscopio óptico con luz transmitida y reflejada. Se empleó la terminología de Seedorff et al. (2005) para definir vetas (> 1m ancho), venas (1m a 1cm) y venillas (< 1cm). Las observaciones con microscopio óptico se complementaron con la observación de texturas y el análisis químico cualitativo de los minerales mediante microscopio electrónico de barrido.

5.2.2.2 *Análisis de datos geoquímicos*

Los datos geoquímicos de los sondajes y trincheras fueron proporcionados por la empresa Minera Don Nicolás S.A. Las muestras de trincheras y de testigos de perforación fueron analizadas en el laboratorio ALS Chemex localizado en Mendoza (actualmente ALSglobal) para Au, Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Sr, Ti, V, W, Zn. Para la confección de las secciones longitudinales y el análisis de los datos geoquímicos se trabajó con las muestras compositadas a 1m de longitud. En zonas con espesores reducidos de vetas se redujo la longitud de los compósitos a 0,4m. Los compósitos se realizaron con el software Datamine Studio RM. Las secciones longitudinales y transversales se confeccionaron con el software Leapfrog Geo® 5.0 y con Mapinfo 12, respectivamente, en coordenadas originales (Gauss Kruger Faja 2).

El coeficiente de correlación de Pearson (r) mide la magnitud y la dirección de las relaciones lineales entre dos o más variables aleatorias (Howarth y Sinding-Larsen, 1983; Paine, 1998; Bluman, 2003). Varía entre -1 y +1, donde -1 indica una correlación negativa perfecta, +1 indica una correlación positiva perfecta y 0 indica que no hay correlación. Se aplicó el coeficiente de correlación Pearson (r) para conocer el grado de correlación entre los metales analizados en la veta (Au, Ag, As, Cu, Mo, Pb, Sb y Zn) y se establecieron rangos en los cuales se definieron correlaciones bajas ($r = 0-0,4$), medias ($r = 0,4-0,6$), altas ($r = 0,6-0,9$) y perfectas ($r = 0,9-1$).

5.2.2.3 *Catodoluminiscencia*

Cinco muestras con carbonatos fueron seleccionadas para estudios de catodoluminiscencia. Estos estudios se realizaron en el Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la UNS, Bahía Blanca. Se utilizó un Microscopio Nikon

Eclipse 50i Pol de polarización y epifluorescencia, al cual se le adosó una platina de Cátodo-luminiscencia CITL Mk5. La muestra con carbonatos se colocó en esta platina con cámara de vacío y luego fue irradiada con el haz de electrones. Su respuesta fue visualizada mediante cámara a través de un procesador de imágenes (Micro Metrics) que le transmite a una computadora donde fue posible generar archivos digitales.

5.2.2.4 *Microscopía electrónica de barrido (MEB)*

Las observaciones por microscopía electrónica de barrido se realizaron mediante imágenes de electrones secundarios sobre secciones delgadas metalizadas con carbono para determinar composiciones químicas semi-cuantitativas y relaciones texturales entre minerales de mena y de ganga. Se utilizó el microscopio Zeiss Evo MA15 del IIPG del Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG) de la Universidad Nacional de Río Negro, equipado con detectores de electrones secundarios (SE) y de electrones retrodispersados (BSD). Las composiciones químicas de los minerales fueron obtenidas a través del detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X característicos (EDS), marca Oxford Instruments Nanoanalysis, modelo AZtec Energy.

5.2.2.5 *Dataciones Re-Os*

Estos análisis se realizaron en el laboratorio de geocronología y geoquímica de sulfuros y rocas madre del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Durham (Durham, Reino Unido). La molibdenita se separó de la veta utilizando disolución de HF a temperatura ambiente (Lawley y Selby, 2012). La molibdenita separada se purificó de cualquier silicato residual y otros minerales (por ejemplo, pirita) utilizando técnicas tradicionales de separación de minerales (líquidos pesados - LST), y una mayor selección manual para aumentar la pureza del mineral separado. El análisis

completo de Re y Os se llevó a cabo en una fracción del mineral separado. La molibdenita fue separada mediante digestión en una mezcla de HCl concentrado y HNO₃ (6 ml) con una solución trazadora mixta de ¹⁸⁵Re y Os normal en un tubo sellado a 220°C durante 24 horas. El Os se purificó del medio ácido mediante métodos de extracción con disolventes (CHCl₃) y microdestilación, y el Re se aisló mediante la cromatografía aniónica. Las fracciones de Re y Os fueron analizadas para sus composiciones isotópicas utilizando Espectrometría de Masas de Ionización Térmica (TRITON) en modo negativo. Las composiciones isotópicas se corrigieron por el fraccionamiento y óxidos antes de determinar las abundancias de Re y Os y las edades modelo de Re-Os. Aunque son insignificantes, todos los datos están corregidos según el blanco (~0,5 pg/g Os; ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os = 0,25; 4 pg/g Re). Los estándares internos realizados junto a las muestras de molibdenita mostraron excelente concordancia con los valores reportados (Li et al., 2017 y referencias allí citadas).

5.2.2.6 *Análisis de filosilicatos*

La metodología empleada y el lugar de trabajo para el análisis de los filosilicatos que rellenan la veta son los mismos que los descritos en el capítulo 6.

5.3 RESULTADOS

5.3.1 Caracterización geoquímica y distribución de los metales

La mineralización de Au y Ag y de metales base (Zn, Pb, Mo y Cu) en la Veta Sulfuro se extiende 750 m a lo largo del rumbo y 230 m en la vertical desde la superficie, que coincide con la máxima profundidad perforada (Fig. 5.4). Presenta un espesor promedio de 2,90 m que en sectores alcanza 6 m y una relación Ag:Au ~6:1.

El análisis estadístico sencillo de los datos mediante la aplicación del coeficiente Pearson (Fig. 5.2A) permitió determinar una correlación positiva media entre el Au y la

Ag y entre el Au y el Sb. El Au muestra una correlación positiva baja con el resto de los elementos, sin embargo, con el Mo y el Cu dicha correlación es ligeramente mayor respecto al resto de los elementos contrastados y, en el caso del Cu, el valor se aproxima al rango definido para la correlación media. La correlación del Au con el Fe y el Co es baja y negativa. Se determinó una correlación positiva media entre Ag, Cu y Sb y alta entre Pb y Zn. El Cu muestra una correlación baja positiva con el resto de los elementos excepto con Fe que es baja y negativa. El Mo presenta una correlación baja positiva con todos los elementos contrastados, sin embargo, con el Au, la Ag y el Sb dicha correlación es ligeramente mayor que con el resto de los elementos.

En la matriz de correlación de Pearson confeccionada con una población más acotada de datos geoquímicos procedentes de la sección 4715919 mN (Fig. 5.2B), el Au tiene una correlación alta positiva con el Mo, el Cu y el Sb. El resto de los elementos contrastados previamente presenta correlaciones positivas mayores respecto a las que se obtuvieron considerando una población mayor de datos.

En ambos casos (Fig. 5.2A, B), el Fe muestra una correlación baja y casi constante entre 0,30 y 0,37 y entre 0,25 y 0,28 con el Co y el Ni, respectivamente. A su vez el Co y el Ni muestran una correlación alta entre ellos. Cd y Zn muestran una correlación alta a perfecta.

A)	Au_ppm	Ag_ppm	As_ppm	Cd_ppm	Co_ppm	Cu_ppm	Fe_pc	Mo_ppm	Ni_ppm	Pb_ppm	Sb_ppm	Zn_ppm
Au_ppm	1											
Ag_ppm	0,45	1										
As_ppm	0,14	0,14	1									
Cd_ppm	0,22	0,30	0,12	1								
Co_ppm	-0,08	-0,04	0,01	-0,03	1							
Cu_ppm	0,36	0,58	0,13	0,32	0,02	1						
Fe_pc	-0,17	-0,14	0,01	-0,12	0,37	-0,08	1					
Mo_ppm	0,32	0,35	0,07	0,24	-0,05	0,24	-0,21	1				
Ni_ppm	0,01	0,06	0,01	0,02	0,61	0,09	0,28	0,01	1			
Pb_ppm	0,26	0,33	0,11	0,57	-0,08	0,32	-0,15	0,25	-0,01	1		
Sb_ppm	0,44	0,56	0,13	0,30	-0,07	0,57	-0,17	0,31	0,02	0,34	1	
Zn_ppm	0,20	0,28	0,11	0,74	-0,01	0,30	-0,08	0,23	0,01	0,71	0,27	1

B)	Au_ppm	Ag_ppm	As_ppm	Cd_ppm	Co_ppm	Cu_ppm	Fe_pc	Mo_ppm	Ni_ppm	Pb_ppm	Sb_ppm	Zn_ppm
Au_ppm	1											
Ag_ppm	0,58	1										
As_ppm	0,20	0,37	1									
Cd_ppm	0,28	0,48	0,15	1								
Co_ppm	0,11	0,18	0,27	0,22	1							
Cu_ppm	0,74	0,79	0,43	0,32	0,34	1						
Fe_pc	-0,15	-0,09	-0,09	-0,03	0,30	0,02	1					
Mo_ppm	0,71	0,54	0,28	0,39	0,28	0,77	-0,11	1				
Ni_ppm	0,12	0,22	0,27	0,29	0,80	0,30	0,25	0,30	1			
Pb_ppm	0,24	0,43	0,15	0,82	0,05	0,33	-0,14	0,27	0,13	1		
Sb_ppm	0,64	0,87	0,46	0,53	0,50	0,94	0,09	0,71	0,44	0,31	1	
Zn_ppm	0,23	0,40	0,15	0,94	0,10	0,26	-0,08	0,28	0,17	0,90	0,39	1

Figura 5.2. A) Coeficiente de correlación Pearson entre los metales de la Veta Sulfuro. **B)** Coeficiente de correlación Pearson entre los metales de la Veta Sulfuro en la sección central (4715919 mN). En negrita se resaltan las correlaciones medias, en negrita y cursiva las correlaciones altas, y en negrita y subrayado las correlaciones perfectas.

Se analizaron los contenidos de Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn, As y Sb en toda la veta en función de la profundidad (Fig. 5.3). Entre las cotas 50 y 100 msnm, los metales preciosos y los metales base alcanzan su máximo valor excepto el As que es más abundante entre los 100 y 150 msnm. Las anomalías de Ag y Au disminuyen desde los 50-100m hacia la superficie y con la profundidad; a cotas > 150 msnm sólo se determinaron anomalías de Au (Fig. 5.3A). Las anomalías de Cu, Pb y Zn se concentran entre los 0 y 150 msnm, siendo los últimos dos metales los que registran mayores valores (Fig. 5.3B). Si bien las anomalías más altas de Mo se localizan entre las cotas 50 y 100 msnm, se mantienen valores elevados a mayores profundidades por debajo de la cota -50 msnm (Fig. 5.3C). Los contenidos más altos de Sb y As se encuentran en los niveles menos profundos, entre los 50 y los 150 msnm. Los valores de As son mayores que los de Sb y esta diferencia se acentúa en los niveles superficiales, excepto entre las cotas 50 y 100 m s.n.m. donde el contenido de Sb supera al del As (Fig. 5.3D).

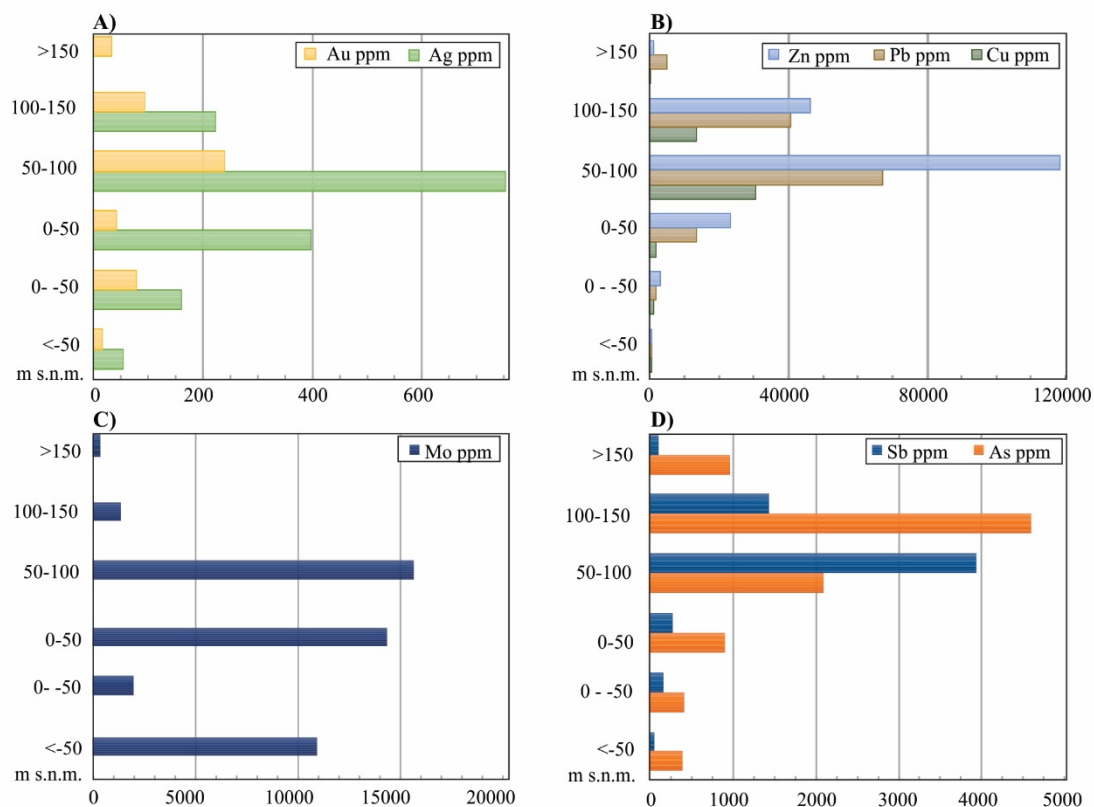


Figura 5.3. Variación del contenido metálico en función de la profundidad en la Veta Sulfuro: **A)** Au y Ag. **B)** Zn, Pb y Cu. **C)** Mo. **D)** Sb y As.

La [figura 5.4](#) ilustra la distribución de los metales (Au, Ag, Cu, Mo, Pb y Zn), la razón Sb/As, la variación del espesor, la morfología y las dimensiones de los clavos mineralizados y el límite inferior de la zona de oxidación en la sección longitudinal de la veta. Para el análisis espacial de las concentraciones de los metales la veta se dividió en tres sectores (sur, centro y norte; [Fig. 5.19](#)) delimitados por el tamaño y la geometría de los clavos y/o por las fallas NE a ENE transversales a la veta.

El Au se distribuye en clavos mineralizados de alta ley (>5 ppm Au), con máximos que alcanzan hasta 240 ppm Au y afloran en los sectores centro y norte de la veta. En el sector central los clavos son de mayor tamaño y se extienden hasta la cota 50 m s.n.m. y por debajo de dicha cota son de menor tamaño y aislados. Hacia el extremo sur dichos clavos se profundizan, mientras que hacia el norte abarcan desde la superficie hasta zonas profundas, pero son discontinuos y de menor tamaño ([Fig. 5.4A](#)). Los clavos de alta ley

de Ag (>25 ppm Ag) alcanzan valores máximos de hasta 750 ppm Ag. La Ag muestra una distribución similar al Au (Fig. 5.4B). Sin embargo, los clavos de alta ley no afloran en superficie, sino que se extienden por debajo de la zona de oxidación (135 m s.n.m.). Los clavos mineralizados de Au y Ag coinciden en forma parcial con los mayores espesores (>3 m) de la veta (Fig. 5.4C), excepto pequeñas anomalías aisladas profundas y otras en el sector norte que coinciden con espesores menores (<3 m).

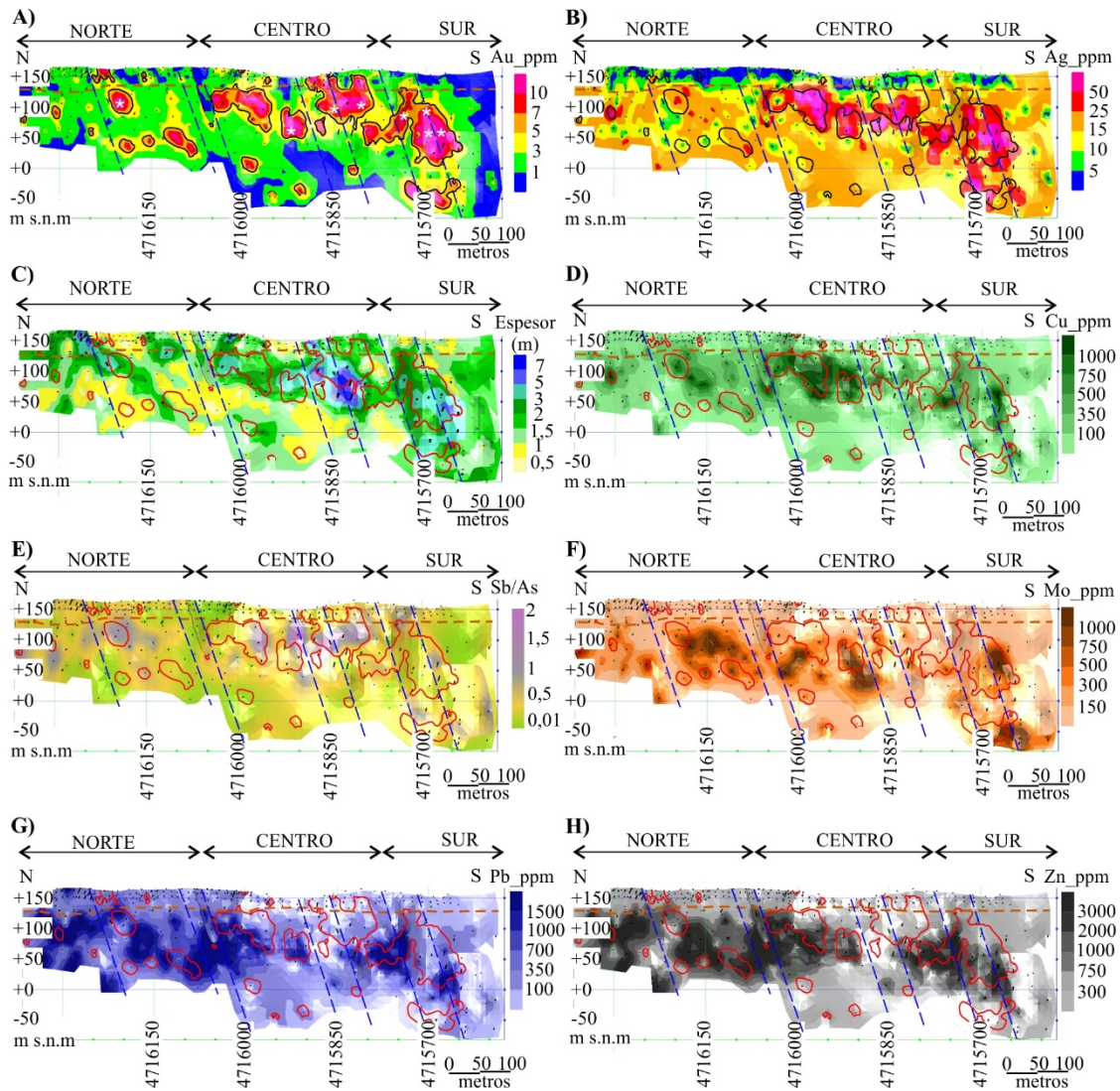


Figura 5.4. Distribución de los metales en la sección longitudinal de la Veta Sulfuro. **A)** Distribución del Au (los asteriscos indican anomalías > 50 ppm). **B)** Distribución de la Ag. **C)** Variación del espesor en metros. **D)** Distribución del Cu. **E)** Razón Sb/As. **F)** Distribución del Mo. **G)** Distribución del Pb. **H)** Distribución del Zn. Las fallas se indican en líneas punteadas de color azul, el nivel de oxidación se indica con línea punteada de color marrón. Los contornos en color negro y rojo señalan las anomalías de Au > 5 g/t Au.

Los clavos mineralizados de Cu se concentran por debajo de la zona de oxidación, entre las cotas 135 y 50 m s.n.m., con una ley promedio de 630 ppm y alcanzan un valor máximo de hasta 3%. En el sector central hay un clavo principal de Cu de alta ley mientras que en los sectores norte y sur los clavos de alta ley son aislados y de escasa extensión (Fig. 5.4D). La distribución del Cu es casi idéntica a la de la Ag y a la del Au en el sector central. En el sector sur los clavos de Cu coinciden con los de Au, aunque estos últimos son más extensos, y en el sector norte coinciden parcialmente.

La razón Sb/As es más alta en el sector centro y norte de la veta, por debajo de la zona de oxidación hasta la cota 25 m s.n.m. En el sector sur hay sectores pequeños y aislados desde los -50 m s.n.m hasta la zona de oxidación que presentan una razón Sb/As alta (Fig. 5.4E). La elevada razón Sb/As coincide con el clavo de alta ley de Au en el comienzo del sector central, por debajo de la zona de oxidación, y coincide de forma parcial en el resto de este sector y en los sectores sur y norte. En el sector sur coincide con los clavos de Cu, excepto en la zona de oxidación, mientras que en los sectores centro y norte coincide en forma parcial. La razón Sb/As es baja en niveles superficiales (excepto en parte del sector sur) y también en cercanías a la intersección con la estructura NE-ENE que limita los sectores centro y norte (Fig. 5.4E), donde el aumento del As coincide con contenidos elevados de Pb y Zn.

Los clavos de Mo tienen una ley promedio de 440 ppm y los clavos de alta ley alcanzan un máximo de hasta $\pm 1,5$ %. Se distribuyen desde la cota 115 hasta 0 m s.n.m. en el sector norte y central de la veta y se profundizan considerablemente en el extremo sur, por debajo de la cota 100 m s.n.m.. El clavo más profundo alcanza la cota -70 msnm y continúa abierto (Fig. 5.4F).

Los clavos de Pb y Zn muestran una distribución casi idéntica a lo largo de la veta (Fig. 5.4G, H), con una ley promedio de 3750 y 1980 ppm, y clavos de alta ley que

alcanzan máximos de 11,8 y 6,7 %, respectivamente. A diferencia de los metales preciosos, los clavos de estos metales base tienen mayor extensión en el sector centro-norte de la veta, próximo a la intersección con la estructura NE-ENE donde la veta cambia ligeramente el rumbo en dirección al NO y los niveles volcánoclasticos adquieren mayor espesor (a partir de la sección 4716050 mN). Además, a diferencia del resto de los metales, los clavos de Pb y Zn se extienden hasta el tramo final del sector norte y pequeños clavos de Pb afloran en este sector.

El diagrama triangular de la [figura 5.5 \(Albinson et al., 2001\)](#) muestra la relación entre los elementos Au, Ag, Pb y Zn de la Veta Sulfuro. La distribución de los datos abarca desde el vértice del Au hacia el extremo del Zn + Pb; algunos valores plotean próximos al vértice de la Ag, si bien la mayoría de los datos se agrupa próximo al extremo del Au. El valor promedio permite caracterizar a la Veta Sulfuro como un depósito epitermal de baja sulfuración aurífero con una leve tendencia hacia los depósitos polimetálicos con Zn + Pb. Esta figura también permite visualizar la relación entre los metales preciosos y metales base en otras vetas del distrito La Paloma y en otros sistemas de vetas ubicados en el Macizo del Deseado.

Las relaciones entre los metales pueden utilizarse en la determinación de las direcciones del flujo de los fluidos y de los gradientes de temperatura ([Clark y Gemmell, 2018](#)). Además, son más útiles para conocer la naturaleza del fluido mineralizante que el contenido absoluto del metal y a diferencia de este último, son independientes del espesor de la veta y de sus características estructurales ([Goodell y Petersen, 1974](#); [Clark y Gemmell, 2018](#)). En la Veta Sulfuro se evaluaron las siguientes relaciones: 1) $[Au/(Au+Ag)]*100$ para conocer la fineza del oro ([Goodell y Petersen 1974](#)), 2) $[Au/Zn]*100$, $[Au/Pb]*100$ y Au/Mo para inferir la dirección de movimiento de los fluidos y gradientes de temperatura contrastando metales que precipitan a temperaturas

bajas (Au, Ag) con metales que los hacen a temperatura más altas (metales base) (Clark y Gemmell, 2018). Dichos cocientes se representan en la sección longitudinal (Fig. 5.6A-D).

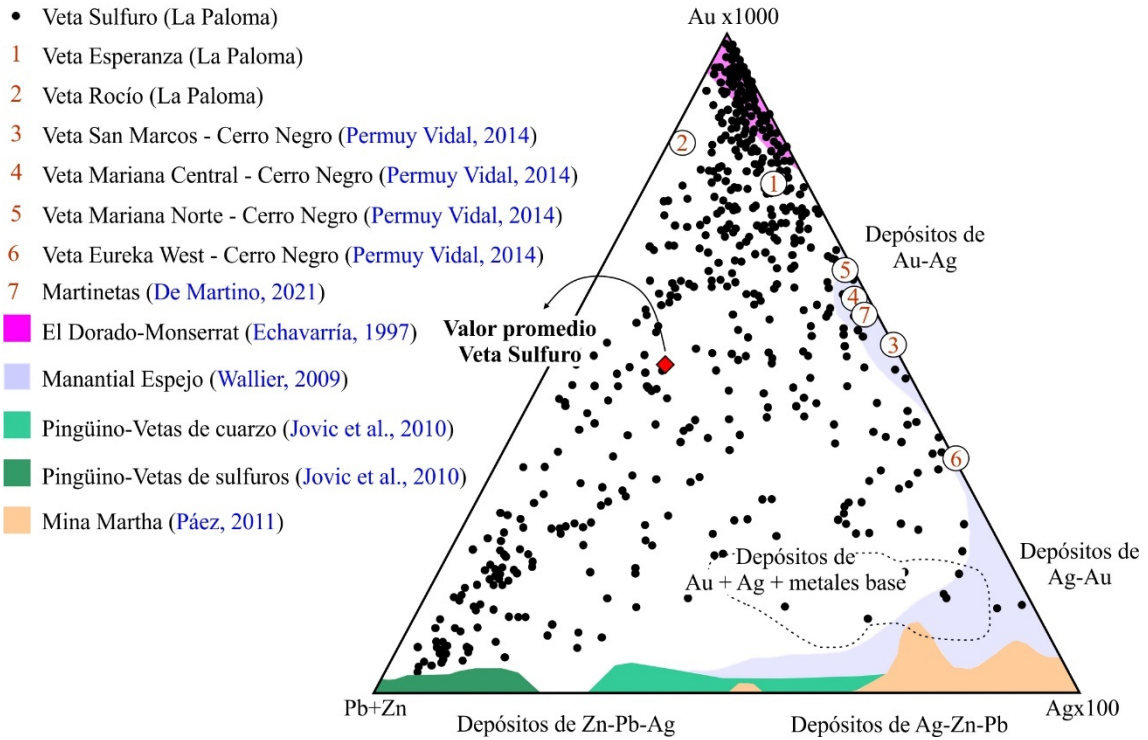


Figura 5.5. Diagrama triangular (Au*1000-Ag*100-Pb+Zn; modificado de Albinson et al. (2001) que muestra la signatura geoquímica de la Veta Sulfuro (n= 549) y su valor promedio, de otras vetas del distrito La Paloma y de otros sistemas de vetas epitermales ubicados en el Macizo del Deseado (Permuy Vidal, 2014; De Martino, 2021).

Al modelar la relación $[Au/(Au+Ag)]*100$ se observa que los valores más altos forman un nivel sub-horizontal por encima del nivel de oxidación e inmediatamente por debajo (Fig. 5.6A). Además, las relaciones $[Au/(Au+Ag)]*100$ altas también se ubican por debajo de los 50 m s.n.m. y coinciden en forma parcial con los clavos mineralizados de Au (Fig. 5.6A).

Las relaciones $[Au/Zn]*100$, $[Au/Pb]*100$ y Au/Mo más elevadas se encuentran en las zonas más someras de la veta de los sectores sur y centro (por encima de ~50 m s.n.m.), y por encima de ~ 100 m s.n.m. en el norte. Se identificaron relaciones del Au con Mo,

Pb y Zn altas en sectores ubicados debajo de los 50 m s.n.m. a lo largo de la veta (Fig. 5.6B - D).

También se representó en la sección longitudinal de la Veta Sulfuro la relación entre las concentraciones utilizadas en el diagrama de [Albinson et al. \(2001\)](#), la cual consiste en la relación entre metales que precipitan bajo diferentes condiciones físico-químicas de los fluidos: $R=(Au*1000+Ag*100)/Pb+Zn$ (Fig. 5.6E). Esta razón es elevada en las zonas superficiales de los sectores sur, centro y en el límite centro-norte, coincidente con la intersección con la falla NE. También hay valores altos de esta relación (más acotados) en la zona profunda del sector centro y sur, por debajo de 50 y de 0 m s.n.m., respectivamente.

En general, estas relaciones muestran que la razón metal precioso versus metal base es más alta en los sectores superficiales de la sección longitudinal de la Veta Sulfuro y que hay menos Au y Ag en el extremo norte. También hay valores altos de Au en zonas profundas muy localizadas de los sectores sur, centro y norte.

En algunos depósitos con mineralización polimetálica, el aumento de los valores de la razón Pb/Cu y la forma de los contornos representados en la sección longitudinal, constituyen una herramienta eficaz y adecuada para determinar la dirección de movimiento de los fluidos mineralizantes ([Goodell y Petersen, 1974](#)). Esto se debe a la solubilidad diferencial de ambos metales base, dado que el Pb es más soluble y precipita a menor temperatura y más lejos del área fuente que el Cu. En la Veta Sulfuro, la razón Pb/Cu muestra un aumento desde los niveles más profundos en la porción sur hacia niveles menos profundos en el norte (Fig. 5.6F).

El resto de las relaciones entre los metales base no muestra tendencia que pueda emplearse para determinar la dirección de flujo de los fluidos.

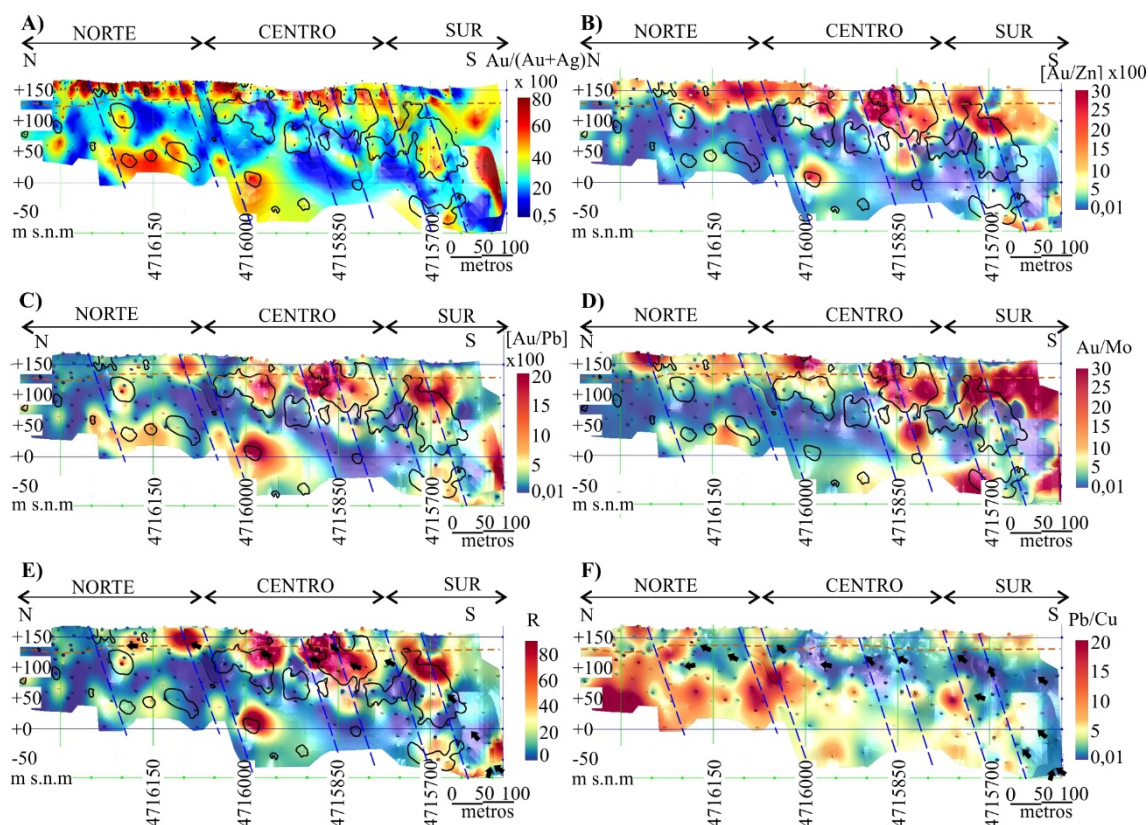


Figura 5.6. Relaciones entre los metales en la sección longitudinal de la Veta Sulfuro. **A)** $Au/(Au+Ag)$. **B)** $[Au/Zn] \times 100$. **C)** $[Au/Pb] \times 100$. **D)** Au/Mo . **E)** $R = (Au \cdot 1000 + Ag \cdot 100) / (Pb + Zn)$. **F)** Pb/Cu . Los contornos en color negro indican las anomalías de $Au > 5$ g/t Au. Las flechas en color negro indican la paleo-dirección de los fluidos hidrotermales.

La [figura 5.7](#) ilustra la geometría de los clavos mineralizados en relación a la cinemática de la falla que aloja la veta en los sectores sur, centro y norte de la sección longitudinal de la veta Sulfuro. Estos sectores están delimitados por el tamaño y la geometría de los clavos y/o por fallas NE a ENE transversales a la veta. A su vez, los clavos mineralizados muestran una segmentación estructural controlada por algunas fallas ENE a NE.

Los clavos mineralizados de Au, Ag y Cu y las zonas de mayor espesor muestran una geometría sub-horizontal con un ángulo de inclinación de $\sim 10^\circ$ hacia el S en el sector central y en el sector sur por encima de la cota 50 m s.n.m.. En zonas profundas de este último sector, los clavos son sub-verticales. En el sector norte, en cambio, a partir de la

latitud 4,716,050 mN aproximadamente, los clavos muestran un ángulo de inclinación de $\sim 35^\circ$ hacia el S (Fig.5.7A - D).

Los clavos mineralizados de Mo muestran una geometría subhorizontal en los sectores centro y norte con una leve inclinación ($\sim 10^\circ$) hacia el S. Los clavos se verticalizan en el extremo sur por debajo de la cota 100 m s.n.m. (Fig. 5.7E).

Los clavos de Pb y Zn muestran una geometría casi idéntica entre ellos, que se caracteriza por una morfología subhorizontal con ángulos de inclinación entre 5° y 10° hacia el S (Fig. 5.7F, G). A diferencia del resto de los metales, los clavos de Pb y Zn se extienden hasta el tramo final del sector norte. Asimismo, en profundidad en el extremo sur los clavos muestran un ligero aumento en la inclinación ($\sim 20^\circ$ hacia el S) pero no se verticalizan.

5.3.2 Mineralogía, textura y paragénesis de la Veta Sulfuro

En la figura 5.8 se representa la distribución de cada uno de los pulsos identificados en la sección longitudinal de la Veta Sulfuro y la ubicación de los sondajes analizados. En los sectores no muestreados entre los sondajes analizados, la interpretación se llevó a cabo mediante la observación de imágenes de testigos de perforaciones provistas por la compañía. A continuación se describen los principales minerales de ganga y de mena que constituyen cada pulso hidrotermal.

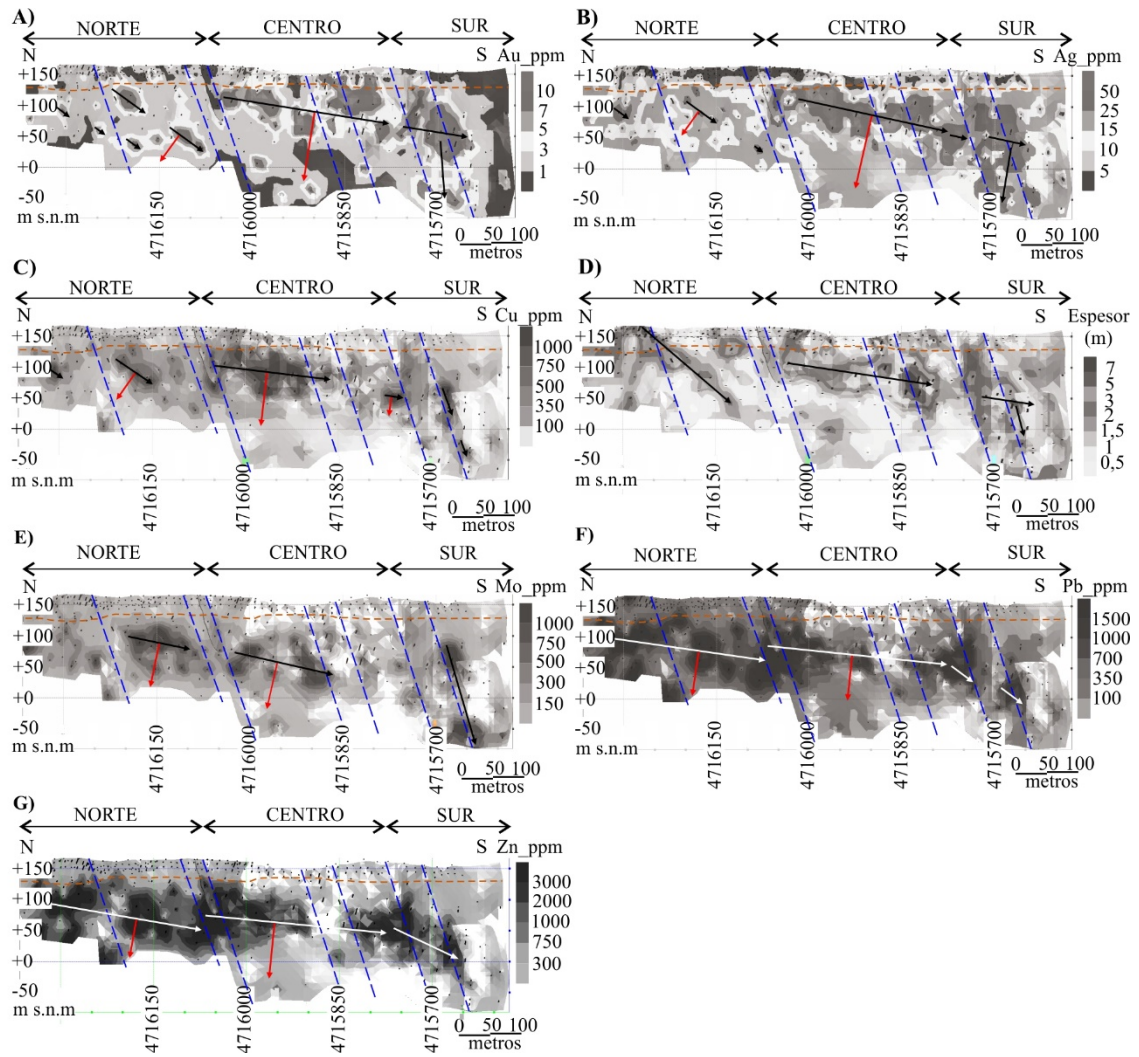


Figura 5.7. Geometría de los clavos mineralizados en la sección longitudinal de la Veta Sulfuro. Las flechas negras (blancas en el caso de 6F y 6G) representan la posición y extensión de los clavos anómalos para cada elemento (más detalles en el texto), mientras que las rojas indican el vector principal de movimiento del bloque colgante. **A)** Contenido de Au. **B)** Contenido de Ag. **C)** Contenido de Cu. **D)** Espesor de la veta. Las flechas negras muestran el clavo principal subhorizontal en el sector central, subvertical o vertical en el sector sur, y con inclinaciones débiles a moderadas en el sector norte. **E)** Contenido de Mo. **F)** Contenido de Pb. **G)** Contenido de Zn.

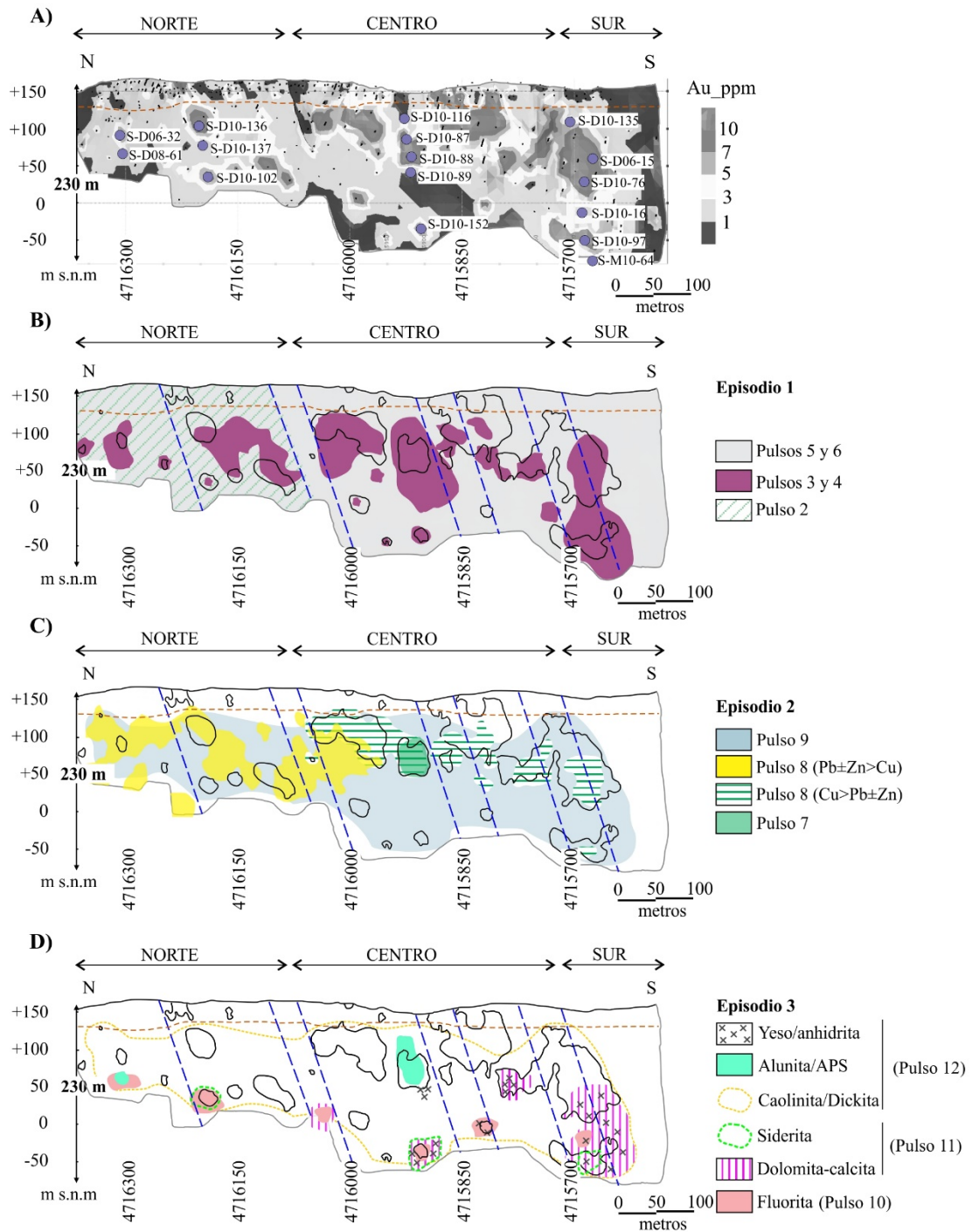


Figura 5.8. Distribución de episodios y pulsos hidrotermales en la sección longitudinal de la Veta Sulfuro. **A)** Ubicación de los sondajes analizados. En escala de grises se muestra la distribución del Au. **B)** Distribución de los pulsos hidrotermales del Episodio 1. **C)** Distribución de los pulsos hidrotermales del Episodio 2. **D)** Distribución de los pulsos hidrotermales del Episodio 3. Las fallas se indican en líneas punteadas de color azul, el nivel de oxidación se indica con línea punteada de color marrón. Los contornos en color negro señalan las anomalías de Au >5 g/t.

La secuencia paragenética de la Veta Sulfuro se determinó en base a la observación de las características texturales y mineralógicas de los distintos pulsos y sus relaciones de corte. Se diferenciaron 12 pulsos que se agruparon en 3 episodios separados por eventos de brechamiento y reapertura de la veta: - episodio 1 (E1), - episodio 2 (E2) y - episodio 3 (E3) (Fig. 5.9). El cuarzo constituye el principal mineral de relleno y se encuentra en sus variedades microcristalina a cristalina de grano grueso y cristales euhedrales. Dominan las siguientes texturas: (i) en mosaico constituida por un agregado de cristales anhedrales (recristalizado a partir de sílice amorfa y/o calcedonia), (ii) coloforme-crustiforme, (iii) masiva, (iv) en corcarda y (v) en peine. A continuación se detallan las principales características texturales y mineralógicas de cada pulso observadas en muestra de mano, con el microscopio óptico y se clasifican las texturas del cuarzo según Dong et al. (1995).

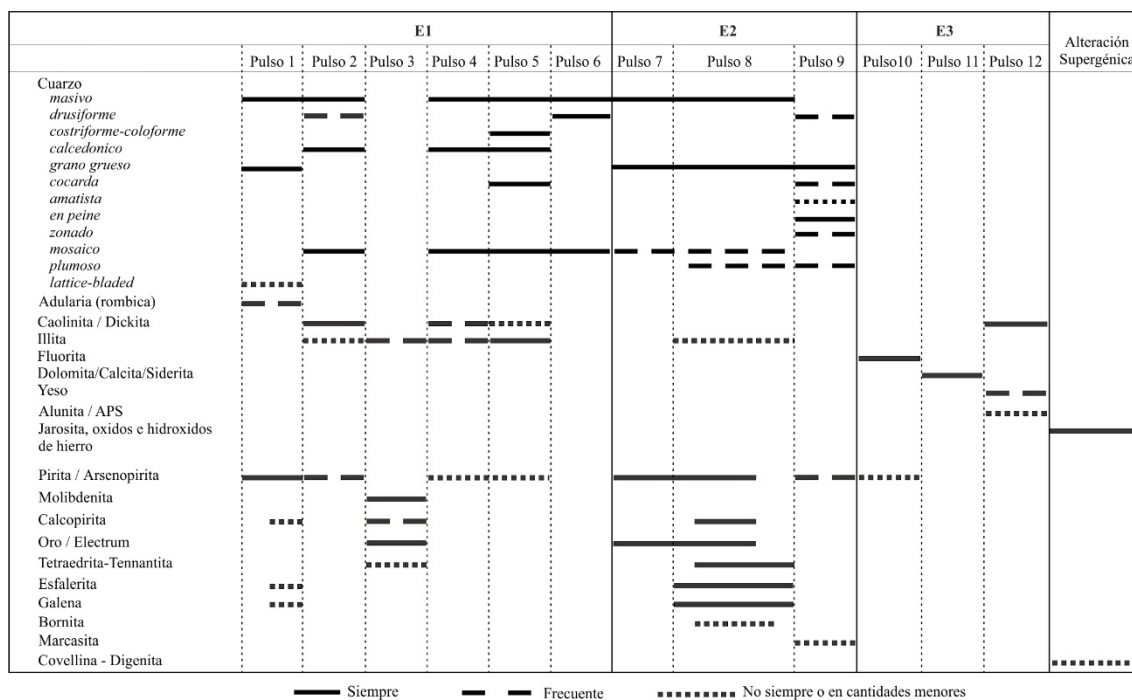


Figura 5.9. Secuencia paragenética propuesta para la Veta Sulfuro.

5.3.2.1 Descripción de los episodios y pulsos hidrotermales

Episodio 1

El primer episodio (E1) está compuesto por 6 pulsos comúnmente en contacto con la roca de caja y/o como clastos en episodios posteriores. Constituyen el principal relleno de la veta, en conjunto ocupan entre 70-80% en vol. siendo el pulso 5 el más abundante. La mineralización aurífera asociada a este episodio se encuentra en el pulso 3 (ver sección 3.2.3).

Pulso 1. Este pulso está representado por un cuarzo de grano medio a grueso con con textura masiva y en muy pocas muestras se observó textura *lattice-bladed* (Apéndice – Fig. A). Presenta cristales rómbicos de adularia ($< 50 \mu\text{m}$) (Apéndice – Fig. B) y escasos ($< 1-2\%$) sulfuros diseminados representados por pirita ($50-120 \mu\text{m}$) con cantidades subordinadas de esfalerita (con calcopirita *disease*) y galena que rellenan huecos entre los cristales de pirita. Solo se observó en las partes más profundas ($< -50 \text{ m s.n.m.}$) poco exploradas, del sector sur de la veta y es por eso que no está representado en la figura 5.8.

Pulso 2. Este pulso solo se identificó en los sondajes analizados en la sección norte, (Fig. 5.8B) en venas y venillas que cortan y a veces incluyen clastos angulosos de roca de caja, y es en este sector donde pudo observarse su relación de corte con los pulsos siguientes (Fig. 5.10A). En los sectores sur y centro posiblemente se encuentre como fragmentos removilizados dentro de pulsos posteriores pero su similitud con el pulso 4 dificulta su reconocimiento y su ubicación en la secuencia paragenética. Consiste en bandas de cuarzo microcristalino (calcedonia recristalizada a cuarzo) gris, blanco a beige con textura masiva en muestra de mano. Estas bandas pueden ser paralelas (Apéndice, Fig. C) o bien cortarse unas a otras (Apéndice, Fig. D) y se diferenciaron las siguientes:

(i) 2a cuarzo microcristalino masivo de color gris con aspecto calcedónico en muestra de mano que rellena venillas y aparece como fragmentos dentro de las bandas posteriores (Apéndice, Fig. D). Al microscopio se presenta en un agregado de cristales anhedrales de grano muy fino (entre 10 y $30 \mu\text{m}$) con textura de recristalización en mosaico. Contiene

cristales de pirita muy finos (<10 a 20 μm), euhedrales a subhedrales, disseminados (1% en vol.) y cristales de caolinita con forma en acordeón o *booklets* de hasta 50 μm de diámetro; (ii) 2b cuarzo con apariencia lechosa y textura masiva en muestra de mano, rodea e incorpora clastos de 1a (Apéndice, Fig. D) y fragmentos de illita de la roca de caja. Al microscopio presenta textura en mosaico formada por un agregado de cristales de cuarzo anhedrales de tamaño fino a medio (entre 20 y 60 μm) intercrecidos con *booklets* de caolinita que en sectores forman cúmulos y (iii) 2c cuarzo semi-translúcido que rodea y brecha a las bandas 2a y 2b (Apéndice, Fig. D). Al microscopio el cuarzo presenta una textura similar al pulso 2b pero con menor cantidad de caolinita y hacia las oquedades forma cristales euhedrales con textura drusiforme. Este pulso es portador de anomalías de Au (~0,5 ppm). Los *booklets* de caolinita en los pulsos 2 a y b están parcialmente reemplazados por illita (Apéndice, Fig. E).

Pulso 3. Consiste en una banda de molibdenita <1 hasta 6 mm de ancho, que representa el 5-7 % en vol. del relleno de la veta y también forma venillas que atraviesan la roca de caja. En el sector norte (por encima de los 100 m s.n.m.) y en las zonas profundas (por debajo de 0 m s.n.m.) de los sectores sur y centro, molibdenita se observó *in situ*, en venillas que cortan las vulcanitas y al pulso 2, reabiertas por pulsos tardíos (Fig. 5.10A, B). En cambio, en el relleno de la veta este pulso se encuentra como clastos de molibdenita removilizados por pulsos posteriores y/o en bandas milimétricas que rodean los clastos de la roca de caja en la veta (Figs. 5.10C - E). Si bien este pulso yace a distintas profundidades a lo largo de la veta (Fig. 5.8B), el ancho de la banda y el tamaño de los cristales de molibdenita son mayores en el sector sur. La banda de molibdenita en sectores presenta una textura “coloforme” y está en contacto con illita. Es uno de los principales pulsos portadores de la mineralización aurífera como oro o electrum en contacto con

molibdenita y calcopirita (ver sección 3.2.3.). Los valores de oro asociados a este pulso alcanzan 90 ppm.

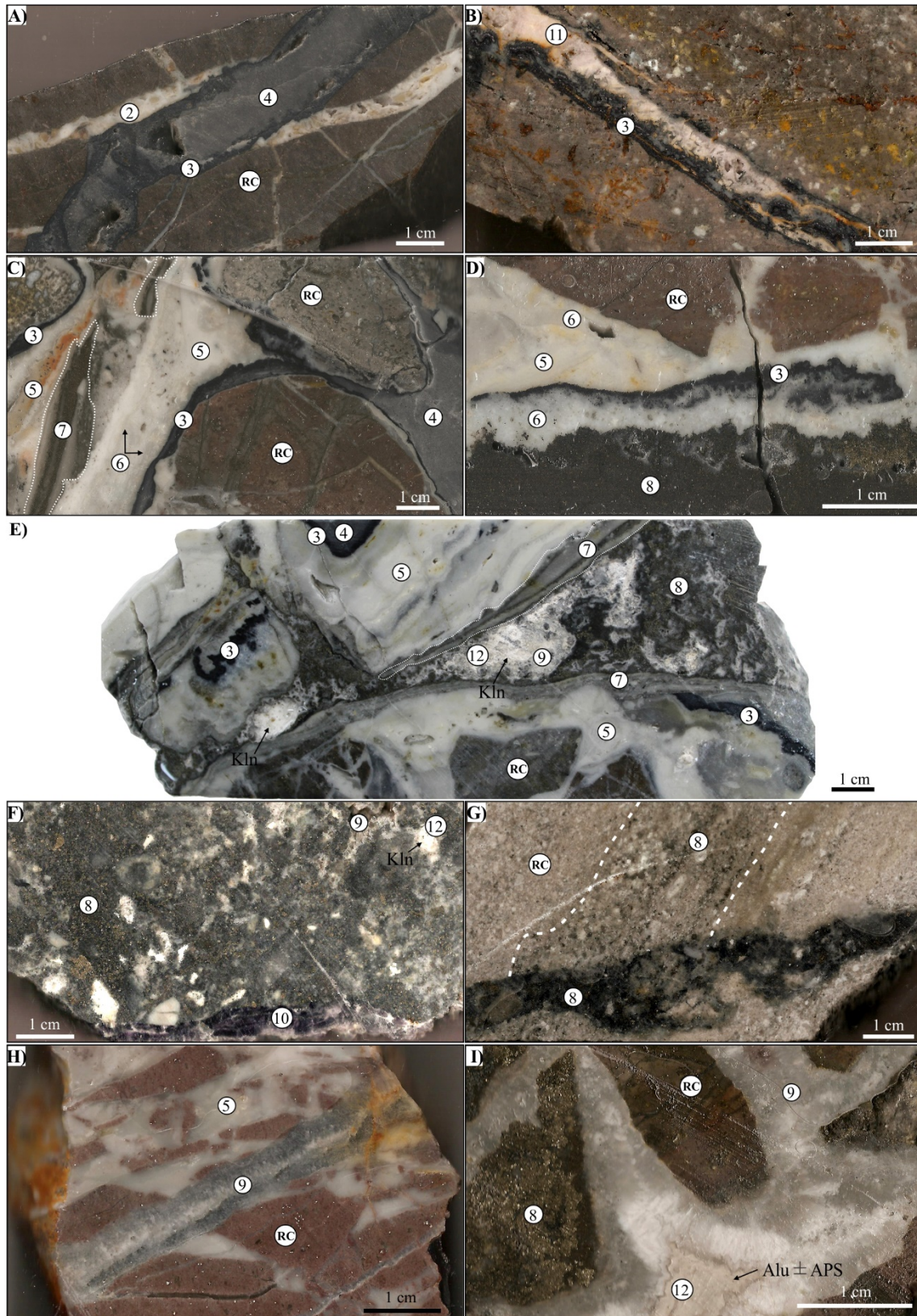


Figura 5.10. Texturas macroscópicas del relleno de la Veta Sulfuro. **A)** Venilla de cuarzo lechoso (pulso 2a) cortada por venilla de molibdenita (3) reabierto por vena de cuarzo (4) en el sector norte (muestra: LPS-618-111; sondaje S-D10-102-55m). **B)** Venilla de molibdenita (3) en contacto con la roca de caja reabierto por pulso de carbonatos tardío (11) en zonas profundas (-70 m s.n.m) en el sector sur (muestra: LPS-516-163; sondaje: S-M10-64-255 m). **C)** Veta con textura de brecha donde se observan las relaciones entre los pulsos 3, 4, 5 y 6. Banda de molibdenita (3) en bordes de clastos de andesita (RC) brechada por múltiples episodios de relleno (4, 5 y 6). Fragmentos del pulso 7 (línea punteada color blanco) removilizados (muestra: LPS-516-219; sondaje S-D10-87- 75,1m). **D)** Veta con textura de brecha donde se observa las relaciones de corte entre los pulsos 5, 6 y 8. Fragmento de molibdenita (3) removilizado (muestra: LPS-516-239; sondaje S-D10-88-106,2m). **E)** Veta con textura de brecha donde se observan las relaciones entre los pulsos 3, 4, 5, 7, 8 y 9. Huecos rellenos con caolinita (Kln) (12) (muestra LPS-516-218; sondaje S-D10-87-74,5m). **F)** Pulso 8: lapillita cementada por cuarzo y sulfuros masivos (8). Venilla de fluorita tardía (10) corta al pulso 8 (muestra: LPS-618-134; sondaje: S-D10-102-164,6m). **G)** Venilla de sulfuros masivos en lapillita tobácea laminada y sulfuros diseminados en niveles más gruesos (entre líneas punteadas color blanco) (muestra: LPS-618-205; sondaje S-D06-32-93m). **H)** Venilla de 0,7 cm de cuarzo cristalino medio a grueso con textura en peine y drusiforme (9) (muestra: LPS-618-211; sondaje S-D08-61-39,8m). **I)** Brecha hidrotermal con clastos de roca de caja (RC) y de pulsos previos (8) en un cemento de cuarzo cristalino euhedral grueso con textura en peine, drusiforme y con zonación (9). Huecos rellenos con alunita (Alu) y APS (12) (muestra: LPS-516-243; sondaje: S-D10-88-104m).

Pulso 4. Consiste en cuarzo microcristalino a cristalino fino con textura masiva en muestra de mano, que muestra una amplia distribución lateral y vertical a lo largo de la veta (Fig. 5.8B) donde se presenta casi siempre en contacto con el pulso 3 y ambos pulsos como fragmentos transportados y cementados por pulsos posteriores (Fig. 5.10C, E). También reabre las venillas de molibdenita en la roca de caja (Fig. 5.10A). Al microscopio el cuarzo presenta textura de recristalización en mosaico con granulometría $<5 \mu\text{m}$ a $20\text{-}30 \mu\text{m}$ (Apéndice 3, Fig. F). Contiene caolinita en agregados muy finos y en cristales euhedrales con forma de acordeón o *booklets* de hasta $30 \mu\text{m}$ intercrecidos con cuarzo. Se observó illita con forma de acordeón, posiblemente por el reemplazo pseudomórfico de caolinita, fragmentos de molibdenita y cristales de piritita euhedrales a subhedrales finos ($<25 \mu\text{m}$) diseminados ($\leq 1\%$). Este pulso tiene contenidos de Au bajos que posiblemente se encuentran en los fragmentos de molibdenita del pulso anterior.

Pulso 5. El pulso 5 constituye el relleno más abundante de la Veta Sulfuro en todas las secciones analizadas y consiste en calcedonia (recristalizada a cuarzo) con textura masiva y/o bandeada coloforme-crustiforme que comúnmente desarrolla textura en cocarda a partir de los clastos de roca de caja y/o de los pulsos anteriores (Fig. 5.10C - D). También forma *stockwork* de venas y venillas que cortan la roca de caja (Fig. 5.10H).

Consiste en sucesivas bandas paralelas de cuarzo lechoso, de colores beige, gris y verde claro (Fig. 5.10E) y bandas de cuarzo jaseroide subordinadas (Fig. 5.10C). Cada banda, de hasta 1 cm de ancho, se compone de cantidades variables de cuarzo microcristalino y de filosilicatos representados por illita y/o mica incolora y caolinita subordinada. Las variaciones en la cantidad y el tamaño del cuarzo y en el contenido de illita de cada banda son las que ocasionan los diferentes colores y texturas en muestra de mano. En general, el tamaño promedio del cuarzo varía entre 25 y 50 μm y presenta textura de recristalización en mosaico (Fig. 5.11B). Los filosilicatos están junto con el cuarzo, en bandas milimétricas intercaladas entre las bandas de cuarzo, de manera intersticial entre los granos de cuarzo, diseminados y/o en forma de cúmulos (Fig. 5.11A, B; Apéndice, Fig. F). Illita reemplaza pseudomórficamente a caolinita, la cual está en cristales con forma de *booklets* de hasta 50 μm (Fig. 5.11C). El contenido de sulfuros es bajo (<1%) y está representado por pirita muy fina y fragmentos removilizados de molibdenita. Este pulso es portador de valores de Au de hasta 3 ppm, que posiblemente estén relacionados a la molibdenita.

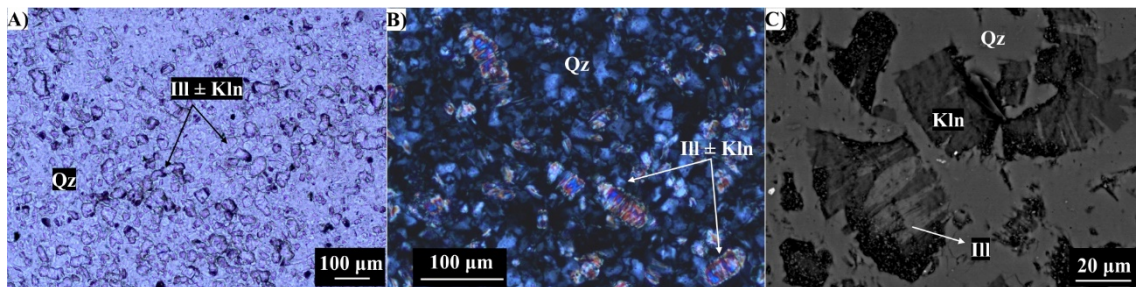


Figura 5.11. A) Microfotografía sin analizador intercalado del pulso 4 (muestra: LPS-516-219; sondaje S-D10-87- 75,1m). B) Microfotografía de más detalle con analizador intercalado del pulso 4 en imagen A. C) Imagen de electrones retrodispersados del pulso 4 en imagen B, que muestra reemplazo pseudomórfico parcial de illita (Ill) según caolinita (Kln).

Los resultados de 50 análisis químicos (Tabla 5.1) muestran la siguiente fórmula mineral para los filosilicatos dioctaédricos potásicos <2 μm intercrecidos con cuarzo en los pulsos 4 y 5 descriptos: $(\text{K}_{1,56-1,10} \text{Na}_{0,25-0,01} \text{Ca}_{0,04-0,00})_{1,63-1,32} (\text{Al}_{3,84-4,02} \text{Mg}_{0,19-0,01} \text{Fe}_{0,05-0,00} \text{Mn}_{0,01-0,00})_{3,98-4,08} (\text{Si}_{6,62} \text{Al}_{1,60-1,38}) \text{O}_{20} (\text{OH})_4$. En el diagrama $\text{MR}^3\text{-}2\text{R}^3\text{-}3\text{R}^2$

(Velde, 1985) (Fig. 5.12A), las composiciones de los filosilicatos dioctaédricos potásicos analizados (muestras LPS-516-188, 219 y 239) se ubican sobre el extremo derecho del campo de la illita. En el diagrama triangular de coordenadas muscovita-celadonita-pirofilita (Newman y Brown, 1987) (Fig. 5.12B), algunos muestran variaciones composicionales entre el campo de la illita y de la illita sensu-stricto (<5% de capas expandibles). Sin embargo, la mayoría de los análisis (n=36) no pudieron graficarse en este diagrama dado que presentan una ocupación octaédrica elevada debido al elevado contenido de Al_2O_3 . Esto podría explicarse por un exceso de aluminio en la fórmula mineral como consecuencia del reemplazo pseudomórfico de illita según caolinita.

Los resultados de los análisis químicos de 4 muestras de caolinita se presentan en la Tabla 5.2. El rango de la composición de caolinita es $(Al_{3,95} - 3,98 Mg_{0,01} - 0,02 Fe_{0,00} - 0,01 Na_{0,01} Ca_{0,00} Si_{3,99} - 4,02 O_{10} (OH)_8$. Los mismos se representan en el diagrama $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde, 1985) (Fig. 5.12A).

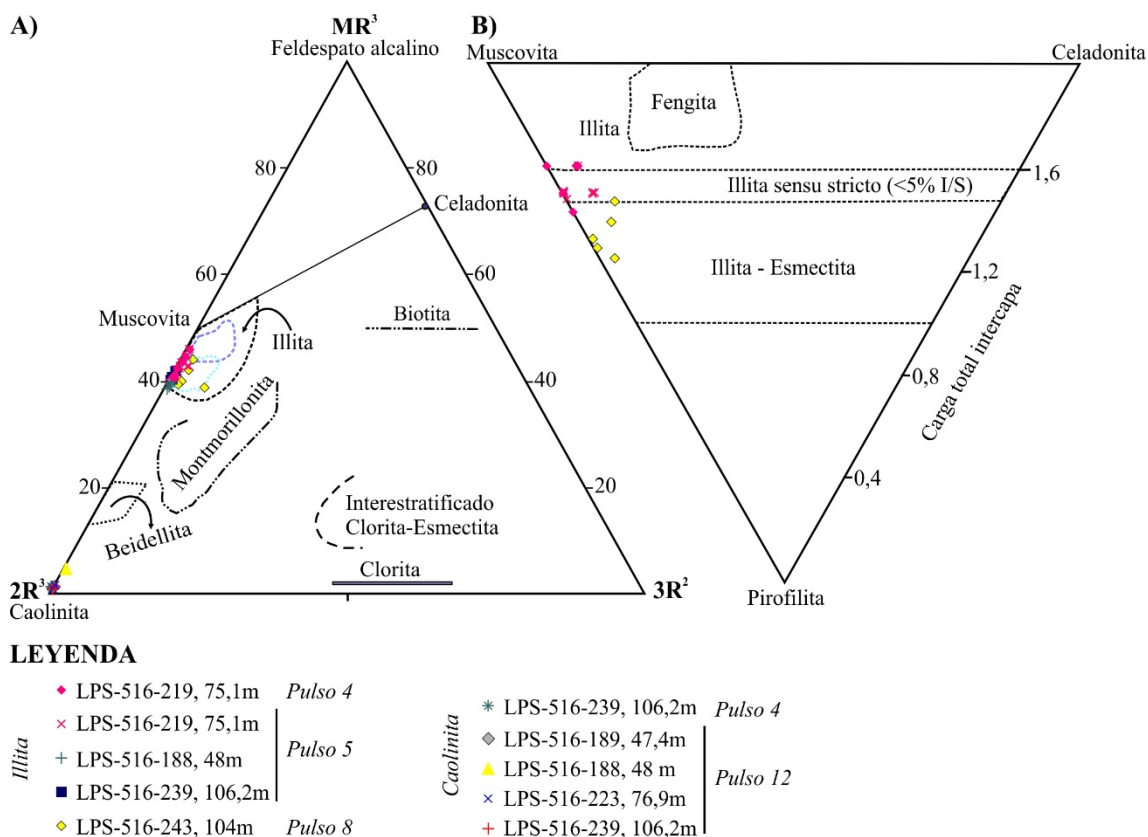


Figura 5.12. A) Composición de los filosilicatos dioctaédricos potásico y de la caolinita analizados en el diagrama triangular con las coordenadas $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde, 1985). Se indican los rangos de las composiciones químicas de biotita, feldespato alcalino, clorita, muscovita, illita, caolinita, celadonita, interestratificado clorita/esmectita, montmorillonita y beidellita según la recopilación de Velde (1985) y Newman y Brown (1987). B) Ubicación de la composición de los filosilicatos dioctaédricos analizados en el diagrama triangular Muscovita-Celadonita-Pirofilita (Newman y Brown, 1987). Las líneas de puntos de colores azul y celeste indican la composición de las micas incoloras y de la illita e I/S en la roca de caja, respectivamente.

Pulso 6. La distribución de este pulso a lo largo de la veta es idéntica al pulso anterior al cual está asociado (Fig. 5.8B). Rodea e incorpora fragmentos de cuarzo \pm illita del pulso anterior (pulso 5) en la veta (Fig. 5.10C). Consiste en un pulso de cuarzo microcristalino, semi-translúcido, que en muestra de mano presenta textura masiva y numerosas cavidades milimétricas (Fig. 5.10C, D). Al microscopio presenta textura de recristalización en mosaico de granulometría muy fina ($<5 \mu\text{m}$) y el tamaño de los cristales aumenta hacia las cavidades donde desarrolla formas euhedrales de mayor tamaño ($<0,1\text{mm}$). En zonas donde está en contacto con los pulsos posteriores ricos en sulfuros masivos, las cavidades pueden estar parcialmente rellenas por dichos sulfuros (Fig. 5.10D).

Episodio 2

El segundo episodio (E2) está conformado por 3 pulsos que en conjunto ocupan entre 20-30% en vol. de la veta donde está en su mayoría como cemento en brechas formadas por clastos de roca de caja y de pulsos previos. La mineralización aurífera asociada a este episodio se encuentra en los pulsos 7 y 8 (ver sección 3.2.3).

Pulso 7. Este pulso tiene un desarrollo restringido a lo largo de la veta ($\leq 5\%$) (Fig. 5.8C) donde la relación con los pulsos anteriores es poco clara. Se observó en muy pocas muestras en bandas milimétricas de 1 a 4 mm de ancho en contacto con el pulso 7 (Fig. 5.10E) y también en fragmentos removilizados en la veta (Fig. 5.10C). Consiste en la alternancia de bandas milimétricas de cuarzo microcristalino heterogéneo en tamaño con pirita diseminada que intercalan con bandas de abundante pirita y menos cuarzo. Las

bandas de cuarzo presentan textura masiva en muestra de mano y textura de recristalización en mosaico de distinta granulometría (20 a 100 μm) cuando son observadas al microscopio. Es uno de los principales pulsos portadores de la mineralización aurífera que se encuentra como inclusiones de electrum en fracturas en cristales de pirita y en granos de 1,5 a 10 μm en contacto con este sulfuro (ver sección 3.2.2.).

Pulso 8. Este pulso se observó a lo largo de la Veta Sulfuro con una distribución restringida a sectores dentro de la misma (Fig. 5.8C) y ocupa 20-25% del relleno hidrotermal. Generó brechamiento, venas y venillas que atraviesan a los pulsos anteriores en la veta (Fig 5.10D, E). Las brechas consisten en clastos de roca de caja y de pulsos previos con una distribución desde *crackle*, levemente rotadas a caótica (Apéndice, Fig. G, H). También forma venillas que invaden a la roca de caja. En zonas donde este pulso intercepta la andesita volcánicla, reemplaza y cementa los niveles más permeables (Fig. 5.10F, G). Consiste en cuarzo, illita subordinada (puede estar ausente) sulfuros masivos de metales base y metales preciosos y muestra una variación en la mineralogía de los sulfuros desde los sectores sur y central donde domina calcopirita y sulfosales de Cu, hacia el sector norte donde calcopirita es escasa y subordinada a galena y esfalerita. Al microscopio consiste en sulfuros de grano grueso (entre 50 μm y 1 mm) intercrecidos con cuarzo subordinado, que gradan a zonas con sulfuros más finos (<50 a 5 μm) (Fig. 5.13A, B). El cuarzo es de tamaño medio a grueso (50 a 150 μm) y presenta textura masiva con arreglos de cristales euhedrales a anhedrales y texturas de recristalización en mosaico (Fig. 5.13A, B) y plumosa subordinada. Los sulfuros consisten en pirita, esfalerita, galena, calcopirita, sulfosales de Cu y cantidades subordinadas de bornita (ver sección 3.2.3). Molibdenita se observó en algunas muestras como fragmentos dentro de este pulso, posiblemente removilizados del pulso 3. Este pulso también es portador de oro

y/o electrum que se encuentran como microinclusiones con tamaños de 2,5 hasta 15 μm en calcopirita, galena, tennantita-tetraedrita y pirita y también rellenan fracturas en este último (ver sección 3.2.2). Los valores de oro asociados a este pulso alcanzan 106 ppm.

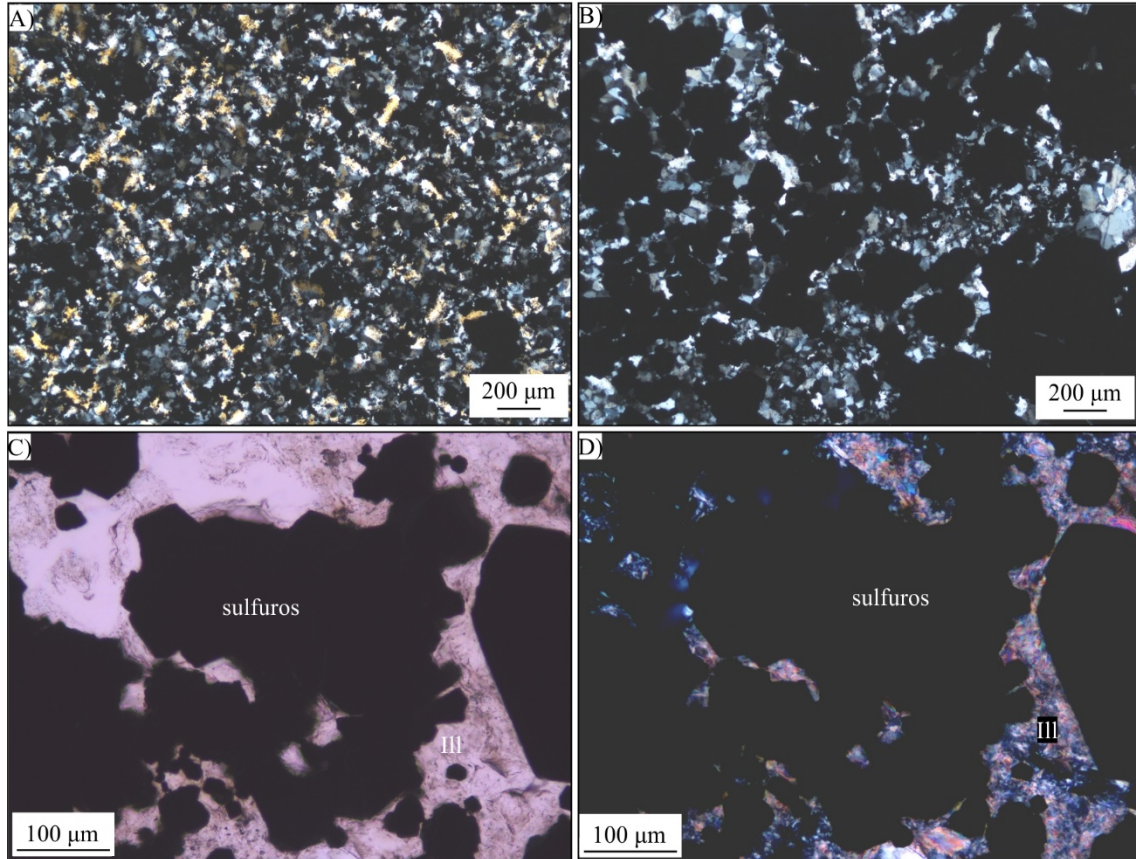


Figura 5.13. **A)** y **B)** Microfotografías con analizador intercalado de sulfuros de grano fino y grueso, respectivamente, intercrecidos con cuarzo, pulso 7 (muestra: LPS-516-239; sondaje S-D10-88-106,2m). **C)** y **D)** Microfotografías sin y con analizador intercalado, respectivamente, de illita (III) en contacto con sulfuros, pulso 7 (muestra LPS-516-243; sondaje S-D10-88-104m).

En la sección central, los sulfuros están en contacto con illita e illita-esmectita (Fig. 5.13 C, D). Los resultados de 5 análisis químicos (Tabla 5.1) muestran la siguiente fórmula mineral para los filosilicatos dioctaédricos potásicos $< 2\mu\text{m}$: $(\text{K}_{1,28-1,09} \text{Na}_{0,10-0,01} \text{Ca}_{0,09-0,03})_{1,47-1,25} (\text{Al}_{3,82-3,57} \text{Mg}_{0,36-0,19} \text{Fe}_{0,25-0,02} \text{Mn}_{0,01-0,00})_{4,02-4,19} (\text{Si}_{6,81-6,69} \text{Al}_{1,54-0,99}) \text{O}_{20} (\text{OH})_4$. En el diagrama $\text{MR}^3\text{-}2\text{R}^3\text{-}3\text{R}^2$ (Velde, 1985) (Fig. 5.12A; muestra LPS-516-243), las composiciones de los filosilicatos se ubican en el campo de la illita y coinciden con los analizados en la roca de caja. En el diagrama triangular de coordenadas muscovita-celadonita-pirofilita (Newman y Brown, 1987) (Fig. 5.12B), muestran una variación desde el campo de la illita-esmectita ($n=4$) al campo de la illita.

Pulso 9. Está distribuido a lo largo de la veta a distintas profundidades (Fig. 5.8C) donde forma venas y venillas que cortan a los pulsos anteriores. En zonas profundas ocupa un mayor volumen donde a veces es el cemento de brechas con textura en cocarda alrededor de clastos de roca de caja y de pulsos previos (Fig. 5.10I); también es común la textura en drusa con cristales bien desarrollados dentro de las cavidades. Atraviesa la roca de caja y forma *stockwork*, venas y venillas con anchos entre 0,5 y 2 cm (Fig. 5.10H) y máximos de hasta 15 cm, y también reabre venillas de los pulsos previos en la roca de caja. Consiste en cuarzo de grano medio a grueso con texturas masiva, en peine y en drusa (Fig. 5.10E, H - I). Los cristales de cuarzo euhedrales, de hasta 2 mm y con terminaciones prismáticas rellenan total o parcialmente las cavidades (Fig. 5.10I). Se observaron cuarzo amatista y cristales individuales con zonación dada por una alternancia de bandas translúcidas y lechosas paralelas a las caras cristalinas (Fig. 5.10I), estas últimas con elevado contenido de inclusiones fluidas. Al microscopio se observan los cristales anhedrales y subhedrales de cuarzo de 100 μm a 1 mm de tamaño, dominan texturas masiva y de recristalización en mosaico y cristales individuales con textura plumosa (Apéndice, Figs. I, J). Este pulso contiene pirita ($\leq 2\%$) y marcasita diseminadas o en las suturas de las venillas (Apéndice, Figs. I). Puede contener fragmentos de sulfuros removilizados del pulso 8.

Episodio 3

El tercer episodio (E3) tiene un desarrollo restringido (Fig. 5.8D) y representa un escaso volumen del relleno hidrotermal (<10% en vol.), es tardío y estéril. Forma venas y venillas que cortan los pulsos previos en la veta e invaden la roca de caja y rellena parcial y/o totalmente cavidades generadas entre los cristales de cuarzo drusiforme del

pulso 9, tanto en la veta como en la roca de caja. Consiste en 3 pulsos formados por fluorita (pulso 10), dolomita, calcita y siderita (pulso 11), sulfatos (yeso), APS (Alumino-Fosfatos-Sulfatos) y filosilicatos (caolinita y dickita) (pulso 12).

Pulso 10. Consiste en fluorita en sus variedades violeta, verde e incolora; la variedad violeta es la más abundantes (Fig. 5.14B). La fluorita es más frecuente y ocupa mayor volumen de la veta en las zonas profundas, mientras que a menores profundidades es escasa (Fig. 5.8D). Rellena venillas que cortan los pulsos previos en la veta (Figs. 5.10F; 5.14A) e invaden la roca de caja (Fig. 5.14A). En zonas poco profundas rellena huecos entre el cuarzo drusiforme del pulso anterior. La fluorita desarrolla cristales euhedrales de hasta 0,5 cm de tamaño y puede contener cristales cúbicos de pirita ($\leq 0,3$ mm) (Apéndice, Fig. K).

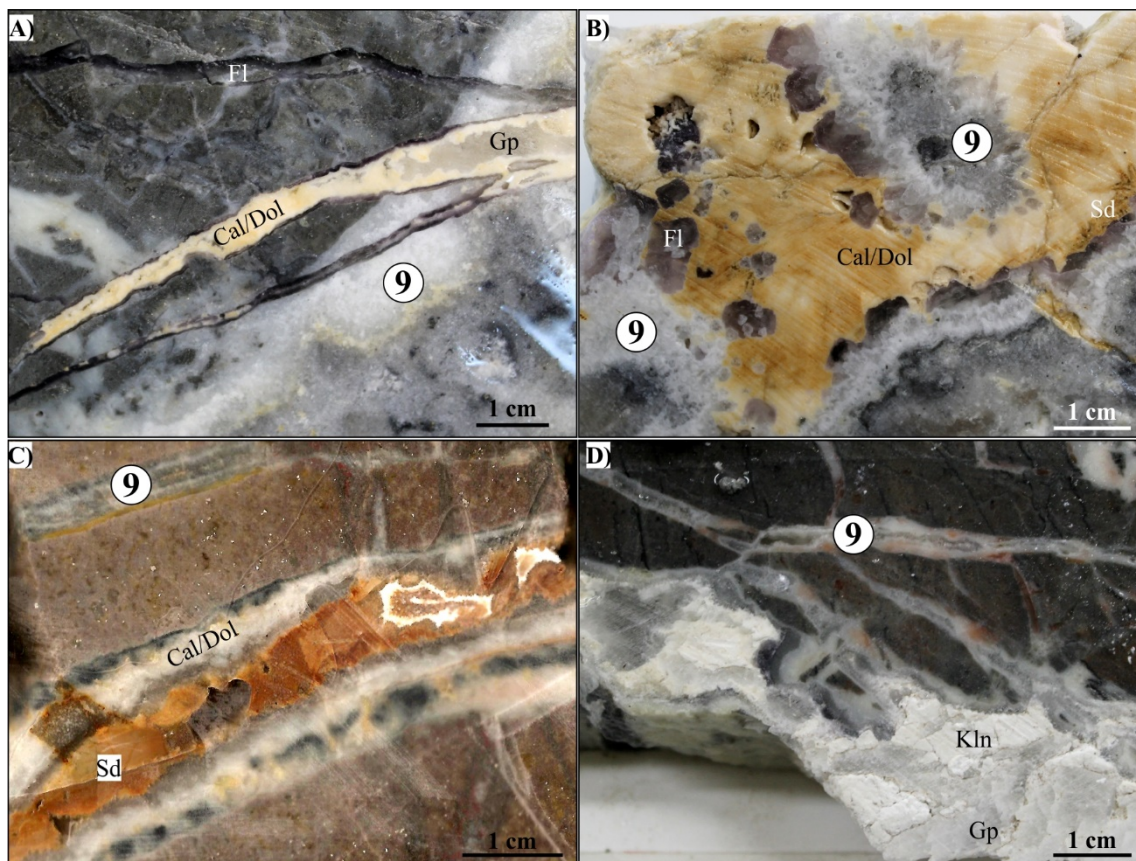


Figura 5.14. Texturas macroscópicas del pulso 9 en la Veta Sulfuro. **A)** Venillas de fluorita (Fl) reabiertas por carbonatos (Cal/Dol) y oquedades rellenas con yeso (Gp) (muestra: LPS-516-291; sondaje S-D10-152-203,6m). **B)** Fragmentos de fluorita en pulso de carbonato (Cal-Dol: calcita-dolomita; Sd: siderita) (muestra: LPS-516-292; sondaje S-D10-152-204 m). **C)** Venilla de siderita (Sd) rellena espacios entre pulso previos (muestra: LPS-618-127; sondaje: S-D10-102-126,1m). **D)** Caolinita (Kln) y yeso (Gp) rellenan

espacios abiertos en venillas de cuarzo (Qz) del pulso 8 (muestra: DD-13320; sondaje S-M10-72-176,2m).

Pulso 11. Los carbonatos están representados por dolomita, calcita y siderita en venas y venillas de 0,8 mm a 2 cm de ancho que cortan, brechan y reabren los pulsos previos en la veta y en la roca de caja (Figs. 5.10B; 5.14A - C). La dolomita (Mg) se encuentra en zonas profundas (< 50 m s.n.m.). La calcita (Ca) y la siderita (Fe) también están en zonas profundas como relleno tardío de la veta y forman venillas tardías en zonas intermedias y distales a la veta, desde sectores más profundos a los superficiales (Fig. 5.8B). Se identificaron 2 variedades de calcita en base a su apariencia textural en secciones delgadas: Cal₁- calcita fibrosa y de aspecto turbio con extinción ondulosa y/o en abanico que está en las paredes de las venas y venillas (Fig. 5.15A) y Cal₂-calcita límpida, tardía e intersticial (Fig. 5.15B - C).

La dolomita se presenta en cristales euhedrales romboédricos gruesos (entre 350 μm y 1,6 mm; Fig. 5.15B) con zonación, frecuentemente intercrecidos con calcita Cal₂ (Fig. 5.15C).

La composición química de los carbonatos (n = 11, Tabla 5.3, Fig. 5.15E, F) muestra que la calcita fibrosa (Cal₁) presenta mayores contenidos de Fe y Mg (Fig. 5.15E) que la calcita tardía (Cal₂). En las imágenes de catodoluminiscencia las variedades de calcita son visibles debido a las variaciones en el color de luminiscencia e intensidad ocasionadas por variaciones en los contenidos de cationes tales como Mn²⁺, Fe²⁺ y Mg²⁺ (Voss et al., 1989; Wei et al., 2015). Dolomita y siderita no son luminiscentes debido a sus contenidos de Fe y Mg que pueden inhibir la luminiscencia (Gies, 1975). La calcita fibrosa Cal₁ tiene baja luminiscencia por su elevado contenido de Fe y Mg y la calcita límpida tardía (Cal₂) tiene luminiscencia alta (Fig. 5.15D).

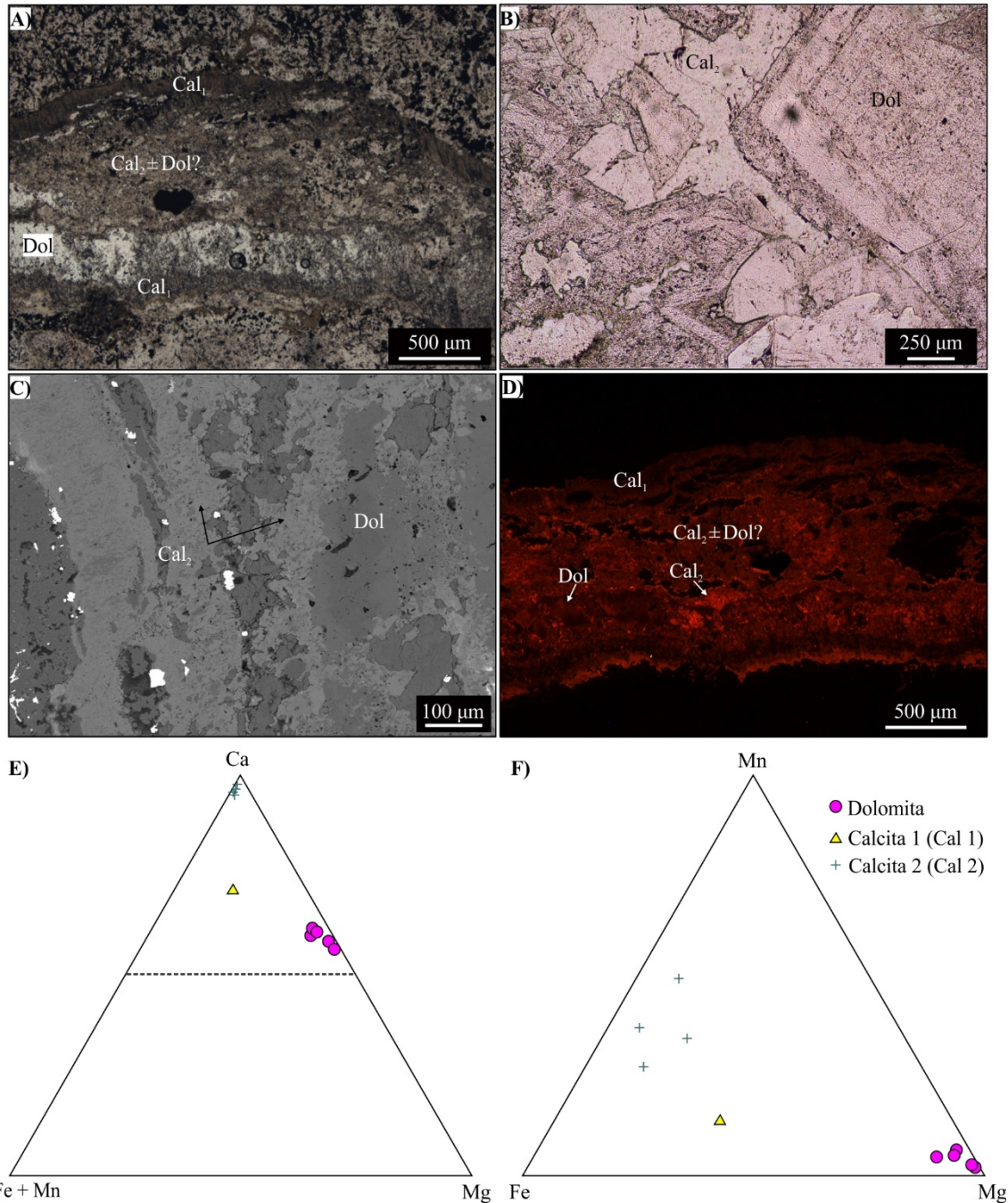


Figura 5.15. Microfotografías de texturas de carbonatos del pulso 11 en la Veta Sulfuro. **A)** Microfotografía sin analizador intercalado, de venilla rellena con calcita fibrosa (Cc1) calcita límpida (Cc2) (muestra: LPS-516-287; sondaje: S-D10-152-210,7m). **B)** Microfotografías sin analizador intercalado de otro sector de la misma venilla anterior, de venilla con cristales de dolomita con zonación y calcita límpida (Cc2) intersticial (muestra: LPS-516-163; sondaje: S-M10-64-255 m). **C)** Imagen de electrones retrodispersados de la imagen A) que muestra la estrecha asociación entre calcita y dolomita en la venilla. **D)** Imagen de CL del mismo sector de la imagen A) que muestra Cc1 con luminiscencia baja y Cc2 intercrecida con Dol en el centro de la venilla y cristales de dolomita con luminiscencia baja; algunos exhiben zonación en la luminiscencia. **E)** Diagrama ternario con las composiciones relativas de Ca, Fe+Mn y Mg en los carbonatos analizados. **F)** Diagrama ternario con las composiciones relativas de Mn, Fe y Mg en la dolomita y en las dos generaciones de calcita analizadas.

Pulso 12. Los sulfatos yeso/anhidrita forman venillas de hasta 2 mm de ancho que cortan los pulsos anteriores en la veta y atraviesan la roca de caja. A profundidades mayores de 50 m s.n.m. rellenan cavidades en la veta (Fig. 14A, D). Aluminio-fosfatos-sulfatos o APS, representados por alunita y APS con composiciones intermedias entre los extremos ricos en Ca (woodhouseita) y Sr (svanbergita), rellenan cavidades en zonas someras de la veta, desde la superficie hasta 70 m s.n.m. (Figs. 5.10I) y venillas milimétricas que invaden la roca de caja. Los cristales de alunita de hasta 25 μm presentan hábito pseudo-hexagonal y acicular. En las imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido los cristales aciculares tienen un núcleo más brillante de APS con bordes más oscuros ricos en K y alunita casi pura (Fig. 5.16C).

Caolinita y dickita rellenan cavidades en la veta y forman venillas milimétricas que cortan la roca de caja (Figs. 5.10E; 5.14D; 5.16A, B). Dickita está con más frecuencia cerca de la superficie hasta los 70-100 m s.n.m. mientras que a mayor profundidad (hasta -50 m s.n.m.) puede estar junto con caolinita. Esta última se identificó en todas las profundidades y en las imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido presenta una morfología con caras pseudohexagonales y agregados cristalinos con disposición en acordeón o en forma de “booklets” de hasta 110 μm de tamaño (Fig. 5.16D).

Cuatro muestras de caolinita que rellena la veta se analizaron con espectrometría de infrarrojo y se compararon con los valores de FWHM obtenidos para las mismas muestras (Tabla 5.4). En una muestra (LPS-516-218; Fig. 5.17A) se identificaron las cuatro bandas de absorción 3696 cm^{-1} , 3668 cm^{-1} , 3652 cm^{-1} y 3619 cm^{-1} que corresponden a caolinita de alta cristalinidad. En otra muestra (LPS-516-188; Fig. 5.17A) se identificaron las 3 bandas de absorción 3704 cm^{-1} , 3650 cm^{-1} y 3622 cm^{-1} en la zona de vibración de los grupos OH características de dickita (Farmer, 1974). En 2 muestras

(LPS-516-291V, 244V; Fig. 5.17A) la banda 3696 cm⁻¹ característica de caolinita se ensancha, disminuye la absorción y se desplaza hacia 3700 cm⁻¹, la banda 3668 cm⁻¹ es más débil o desaparece y la banda 3652 cm⁻¹ se ensancha y se desplaza hacia 3655 cm⁻¹ (Fig. 5.17A).

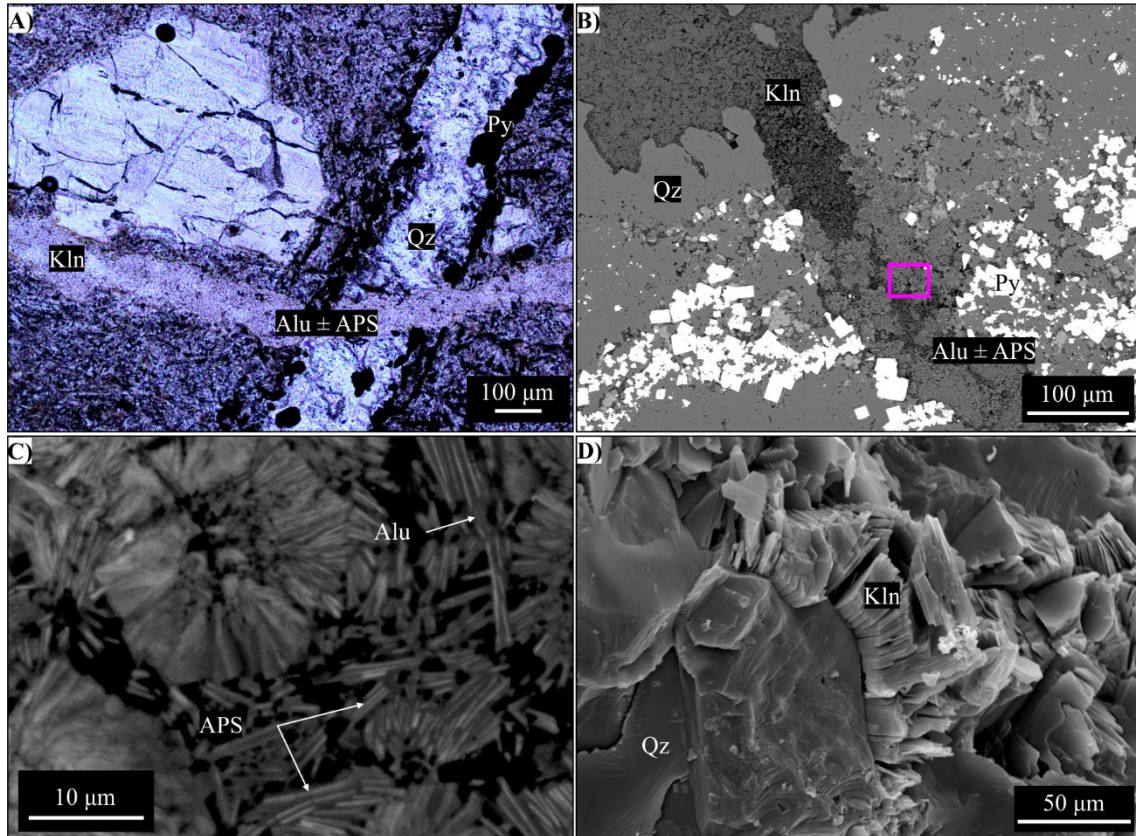


Figura 5.16. A) Microfotografías sin analizador intercaldo, de venilla tardía de caolinita (Kln), APS y alunita (Alu) que corta venilla con pirita (Py) y cuarzo (Qz) y atraviesa un fenocristal (muestra: LPS-516-223; sondaje S-D10-87-76,9m). B) Imagen de electrones retrodispersados en la venilla que se muestra en la imagen A, con caolinita (Kln), alunita (Alu) y APS. C) Imagen de electrones retrodispersados de cristal de alunita pseudo-hexagonal marcado en el recuadro de la imagen B. Presenta núcleos más brillantes ricos en APS. D) Imagen MEB de caolinita (Kln) como relleno de oquedades entre cristales de cuarzo (Qz).

Estos espectros son típicos de estructuras intermedias entre caolinita y dickita por transformación de caolinita a dickita (Beaufort et al., 1998).

Las caolinitas de las 4 muestras analizadas presentan valores FWHM que varían entre 0,14 y 0,22 y manifiestan grados de cristalinidad altos, con picos de difracción agudos y bien definidos (Fig. 5.17B).

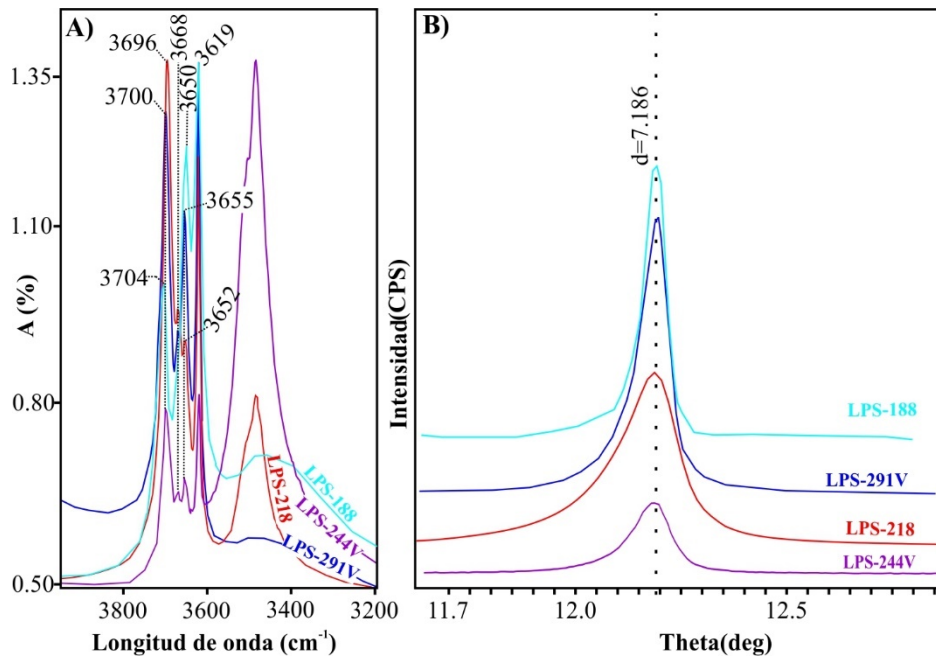


Figura 5.17. A) Espectros de FTIR de caolinita en el pulso 9: LPS-516-188, LPS-516-218, LPS-516-244V y LPS-516-291V. B) Difractogramas de la fracción <5 μm de muestra seca al aire (AD) donde se muestran las reflexiones 001 (2θ) de las mismas muestras que se representan en la figura A).

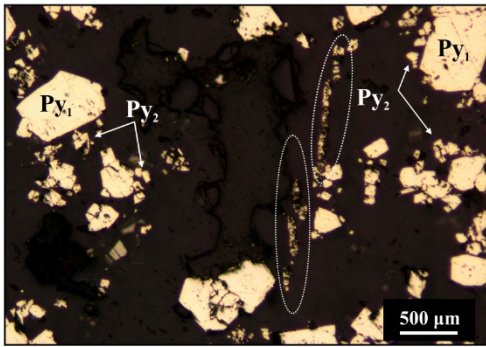
Los resultados de los análisis químicos de 5 muestras de caolinita se presentan en la [tabla 5.2](#). El rango de la composición de caolinita es $(\text{Al}_{3,94} - 3,97 \text{ Mg}_{0,01-0,02} \text{ Fe}_{0,00} 0,01 \text{ Na}_{0,00-0,01} \text{ Ca}_{0,00-0,01}) \text{ Si}_{4,00-4,02} \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$. Los mismos se representan en el diagrama $\text{MR}^3\text{-}2\text{R}^3\text{-}3\text{R}^2$ (Velde, 1985) (Fig. 5.12).

El último evento está representado entre los 5 y 15 m por debajo de la superficie, en la zona de alteración supergénica. La veta en este sector presenta una textura oquerosa en partes, posiblemente por lixiviación de los minerales arcillosos que rellenan la veta, y se caracteriza por la presencia de abundantes óxidos e hidróxidos de hierro y jarosita producto de la oxidación de los sulfuros primarios.

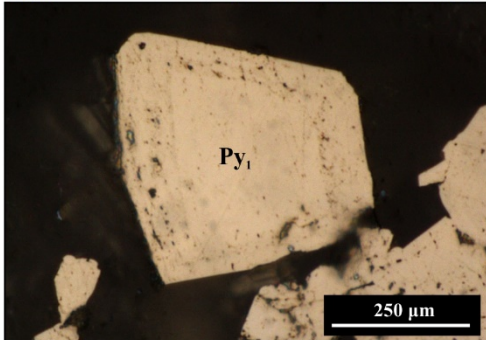
5.3.2.2 Mineralogía y textura de los sulfuros, sulfosales y electrum

Molibdenita	
	<p>Microfotografía con luz reflejada de venilla (0,15mm de ancho) de molibdenita (Mo) in situ (-35 m.s.n.m) en contacto con cristales anhedrales de calcopirita intersticial (Cpy). Pulso 3 Sección central (muestra: LPS-516-291; sondaje S-D10-152 - 203,6m).</p>
	<p>Microfotografía con luz reflejada de venilla de molibdenita (Mo) apenas removilizada en zonas profundas (-70 m.s.n.m). Los cristales presentan hábitos fibroso y fibroso-radiado los cuales le otorgan la forma “coloforme” a la banda cuando se observa en muestra de mano. Los cristales alcanzan hasta 250 µm de tamaño y presentan zonación. Pulso 3 Sección sur (muestra: LPS-516-163; sondaje: S-M10-64-255m).</p>
	<p>Imagen de electrones retrodispersados de venilla de molibdenita (3) removilizada por pulso de cuarzo (Qz) (Pulso 4), en zonas someras (85 m.s.n.m). Se observan cristales de molibdenita (Mo) con hábito fibroso de hasta 25 µm de tamaño. Pulso 3. Sección central (muestra: LPS-516-219; sondaje S-D10-87- 75,1m).</p>
	<p>Mapa composicional de la imagen anterior. Se observa molibdenita intercrecida con illita y oro o electrum (Au) < 10 µm.</p>

Pirita



Microfotografía con luz reflejada con 3 poblaciones de pirita: -cristales de hasta 0,6mm (Py1), -cristales de tamaños entre 2 y 50 μm que rodean a la primera, a veces en forma de cúmulos de dos o mas cristales (Py2). Ambas presentan cristales cúbicos y dodecaedros fracturados y con numerosos huecos de disolución y -agregados de cristales muy finos que se disponen siguiendo bordes o contactos entre cristales de cuarzo (líneas punteadas color blanco). **Pulso 7**



Microfotografía con luz reflejada de cristal de pirita (Py₁) con núcleo límpido y borde con numerosas oquedades. **Pulso 7**, en otro sector de la muestra anterior.

Sección central (muestra: LPS-516-219, sondaje: S-D10-87-75,1m).

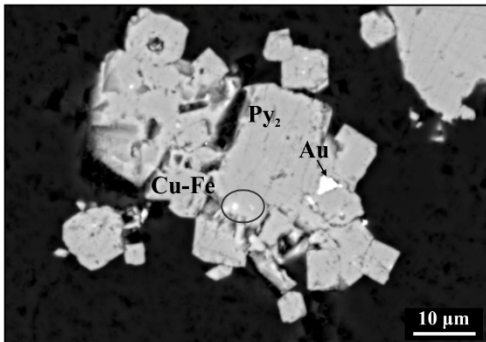


Imagen de electrones retrodispersados de cristales de pirita (Py₂) con inclusiones de oro o electrum (Au) (1,5 hasta 10 μm) y de sulfuros de Cu-Fe (<15 μm). **Pulso 7**, en otro sector de la muestra anterior.

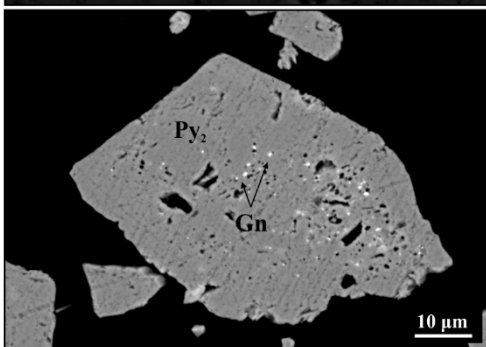
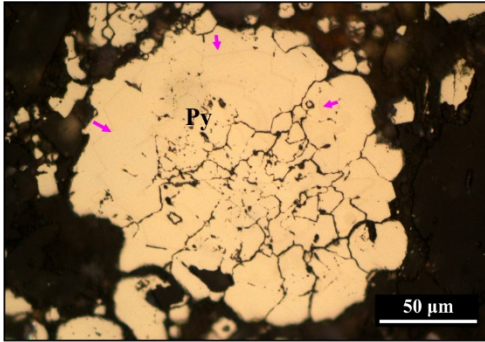
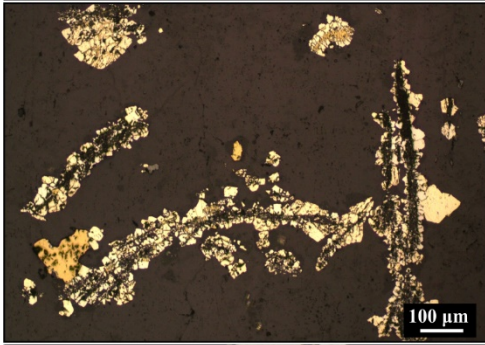


Imagen de electrones retrodispersados de cristales de pirita (Py₂) con inclusiones de galena (Gn) (0,4 a 2 μm). **Pulso 7**, en otro sector de la muestra anterior.



Microfotografía con luz reflejada de cristal de pirita craquelado (160 µm) en zonas someras (50 m.s.n.m). Se observan bordes de crecimiento (flechas en color magenta) formados por una nueva generación de pirita y huecos de disolución en el centro y en los bordes. **Pulso 8.**

Sección sur (muestra LPS-516-61; sondaje S-D06-15-103,6m).



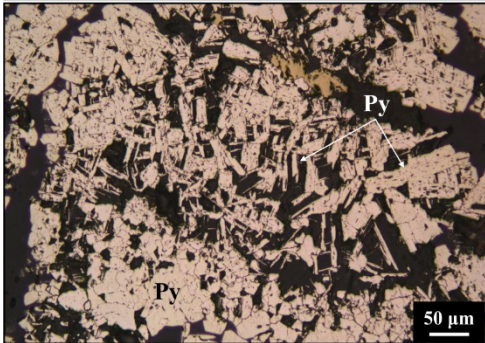
Microfotografía con luz reflejada de agregados de cristales de pirita y arsenopirita que se disponen alineados según bordes o contactos entre cristales de cuarzo. **Pulso 8.**

Sección norte (muestra LPS-618-204; sondaje S-D06-32-92.1 m).



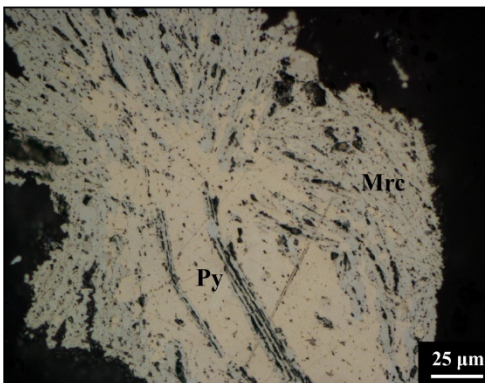
Microfotografía de detalle con luz reflejada de agregados de cristales de pirita y arsenopirita de la imagen anterior. Las piritas presentan numerosos huecos y fracturas, algunas piritas presentan núcleos límpidos y bordes con huecos y fracturas. Calcopirita (Cpy) reemplaza a pirita y arsenopirita en los bordes y a través de fracturas.

Sección norte (muestra: LPS-618-204; sondaje: S-D06-32-92,1m).



Microfotografía de detalle con luz reflejada de cristales de pirita en agregados subhedrales y con hábito prismático a laminar (posiblemente por reemplazo de algún mineral previo). **Pulso 8.**

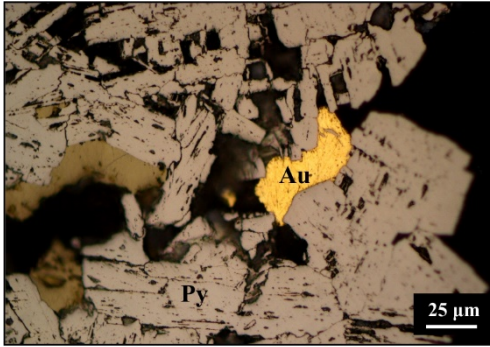
Sección sur (muestra: LPS-516-89; sondaje: S-D06-76, 165,8 m).



Núcleos de cristales de pirita (Py) reemplazados por cristales tabulares a fibrosos de marcasita (Mrc). Se disponen siguiendo la sutura entre cristales de cuarzo con textura en peine. **Pulso 9**, en zonas someras (125 m.s.n.m).

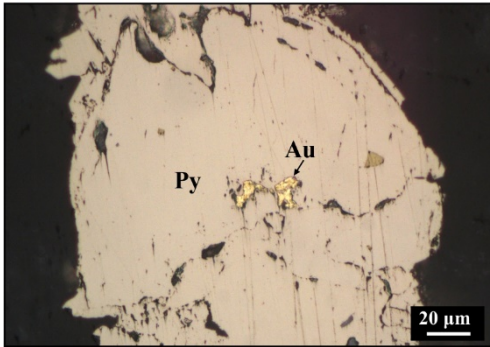
Sección norte (muestra: LPS-618-211; S-D08-61-39,80 m).

Calcopirita	
	<p>Agregados anhedrales de calcopirita (Cpy) de hasta 600 μm y tennantita-tetraedrita (Tnt-Ttr) y en sectores reemplazada en los bordes por este último. Calcopirita reemplaza los bordes de pirita (Py) y rellena espacios entre cristales de este sulfuro. Pulso 8. Sección sur (muestra LPS-516-61; sondaje S-D06-15-103,6m).</p>
	<p>Calcopirita (Cpy) incluye cristales de tennantita-tetraedrita (Tnt-Ttr) y pirita (Py). Bornita (Bn) en bordes y fracturas de cristales de calcopirita. Covellina y digenita (Cv-Dg) reemplazan bordes de calcopirita y bornita. Pulso 8. Sección central (muestra: LPS-516-217; sondaje S-D10-87-73,5m).</p>
Electrum (Au)	
	<p>Microfotografía de detalle con luz reflejada de inclusiones de oro o electrum (Au) con tamaño de hasta 70-80 μm en molibdenita (Mo) de zonas profundas (-70 m.s.n.m). Pulso 3. Sección sur (muestra: LPS-516-163; sondaje: S-M10-64-255m).</p>
	<p>Microfotografía de detalle con luz reflejada de cristal de calcopirita (Cpy) anhedral y sulfosal de cobre (Tnt-Ttr) subordinada en venilla de molibdenita in situ (-35 m.s.n.m). Oro o electrum (Au) (15 μm) en contacto con calcopirita. Pulso 3. Sección central (muestra: LPS-516-291; sondaje S-D10-152 - 203,6m).</p>
	<p>Microfotografía con luz reflejada de oro o electrum (Au) en contacto y en huecos entre cristales de pirita (Py₂) en zonas someras (85 m.s.n.m). Pulso 7. Sección central (muestra: LPS-516-219, sondaje: S-D10-87-75,1m).</p>



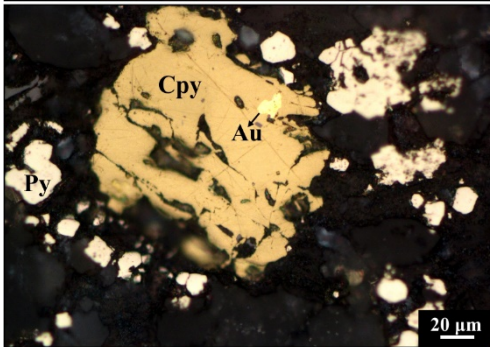
Microfotografía de detalle con luz reflejada de oro o electrum (Au) (50 μm) en contacto con cristales de pirita subhedrales y prismáticos. **Pulso 8.**

Sección sur (muestra: LPS-516-89; sondaje: S-D06-76, 165,8 m).



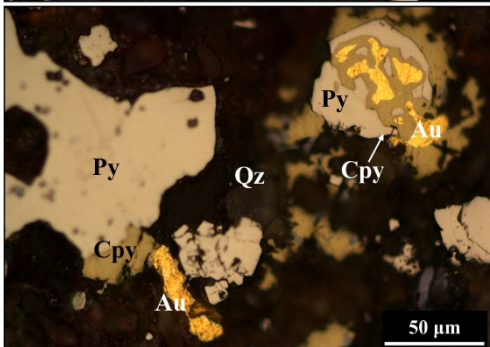
Microfotografía con luz reflejada de cristal anhedral de pirita (Py) en zonas someras (90 m.s.n.m). Se observan numerosos huecos y fracturas, algunos rellenos con oro o electrum (Au) de 2,5 hasta 15 μm de diámetro. **Pulso 8.**

Sección norte (muestra: LPS-618-204; sondaje: S-D06-32-92,1m).



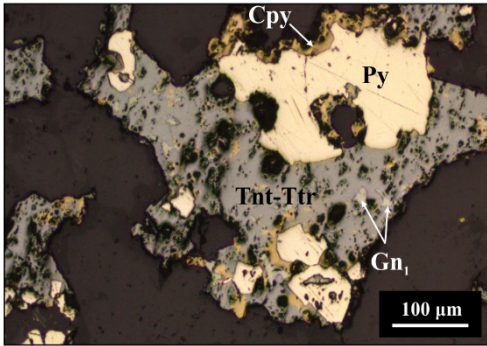
Inclusiones de oro o electrum (Au) de hasta 15 μm de tamaño en calcopirita. **Pulso 8.**

Sección sur (muestra LPS-516-61; sondaje S-D06-15-103,6m).



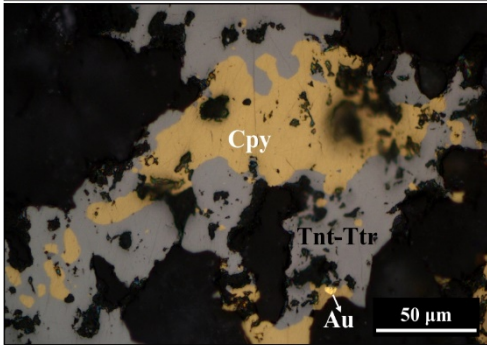
Oro o electrum en otro sector de la muestra anterior. Oro o electrum (Au) de 50 μm en contacto con calcopirita (Cpy) y como inclusiones de hasta 25 μm en este sulfuro. **Pulso 8**

Tennantita-Tetraedrita



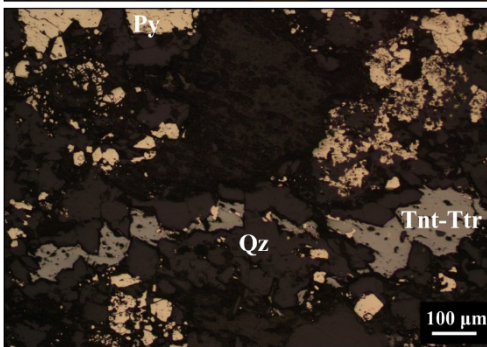
Tennantita-tetraedrita (Tnt-Ttr) reemplaza a calcopirita en contacto con pirita y rellena espacios entre cristales de este sulfuro. La sulfosal tiene numerosas inclusiones de galena (Gn₁) de 2 a 15 μm. **Pulso 8.**

Sección central (muestra LPS-516-214, sondaje: S-D10-87-72m).



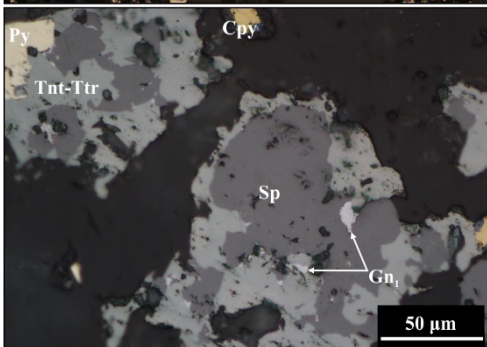
Tennantita-tetraedrita (Tnt-Ttr) reemplaza a calcopirita (Cpy). Oro o electrum (Au) como inclusión (5 μm) en calcopirita. **Pulso 8.**

Sección norte (muestra LPS-618-16, sondaje: S-D10-136-59m).



Tennantita-tetraedrita (Tnt-Ttr) rellena huecos en venillas de cuarzo. **Pulso 8.**

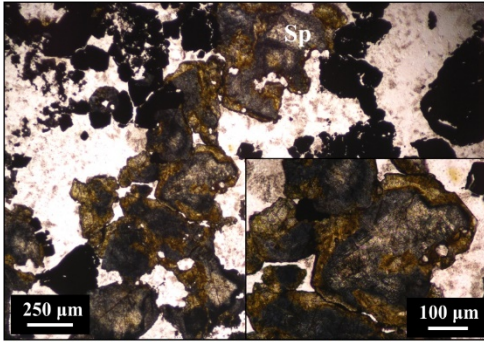
Sección sur (muestra LPS-516-61; sondaje S-D06-15-103,6 m).



Tennantita-tetraedrita (Tnt-Ttr) reemplaza los bordes de esfalerita y tiene inclusiones de Gn₁. **Pulso 8.**

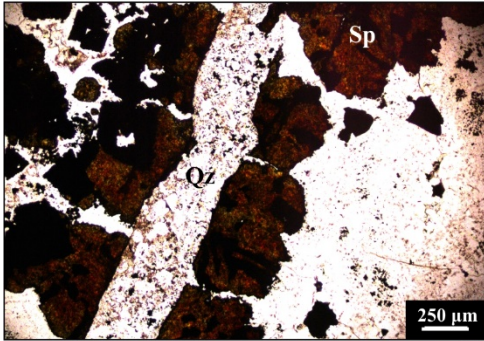
Sección central (muestra LPS-516-239; sondaje S-D10-88-106,2 m)

Esfalerita y Galena



Microfotografía sin analizador de cristales de esfalerita incoloros, verdosos, azulados, marrón oscuro y anaranjados. En el margen inferior derecho se muestra un cristal de esfalerita con zonación concéntrica: núcleo incoloro con tonalidades verdosas rodeado de una zona azulada y borde de color marrón. **Pulso 8**

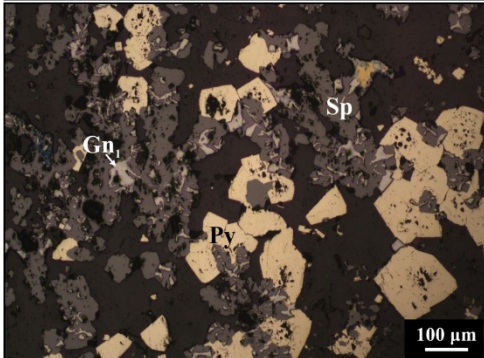
Sección central (muestra: LPS-516-214; sondaje: S-D10-87-72 m).



Microfotografía sin analizador de venilla de esfalerita en contacto con otros sulfuros del **pulso 8** reabierto por cuarzo (Qz) tardío. **Pulso 9.**

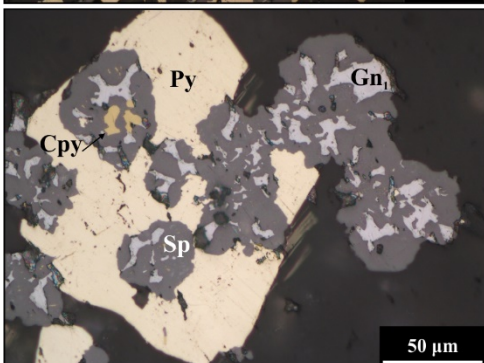
La esfalerita, a diferencia de la esfalerita en las secciones sur y central, se caracteriza por su color rojizo (con mayor contenido de Fe).

Sección norte (muestra: LPS-618-204; sondaje: S-D06-32-92,1m).



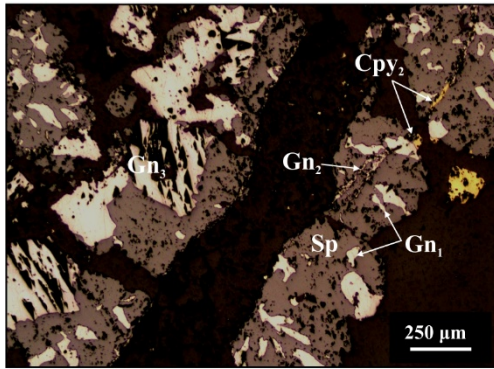
Microfotografía con luz reflejada de esfalerita (Sp) y galena (Gn₁) en agregados de cristales anhedrales que rellenan huecos y reemplazan cristales de pirita (Py) en los bordes y a través de fracturas. **Pulso 8.**

Sección central (muestra LPS-516-240; sondaje S-D10-88 - 105,4m).



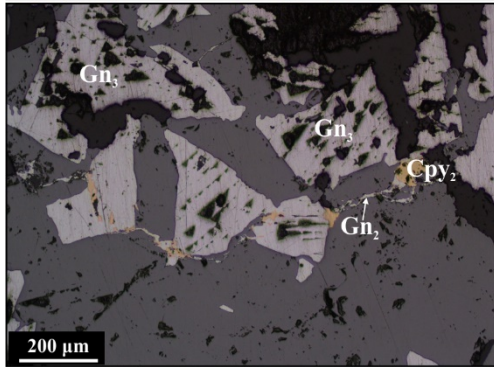
Microfotografía con luz reflejada de cristal de pirita (Py) reemplazado por esfalerita (Sp). La esfalerita contiene inclusiones de galena (Gn₁), de calcopirita (Cpy) y pirita (Py). **Pulso 8**

Sección central (muestra LPS-516-240; sondaje S-D10-88 - 105,4m).



Microfotografía con luz reflejada de venilla de esfalerita (Sp), galena (Gn) y calcopirita (Cpy₂). La galena se encuentra como inclusiones en esfalerita (Gn₁), en microvenillas (15 μm de ancho) junto con calcopirita (Cpy₂) subordinada que atraviesan a esfalerita (Gn₂) y en cristales euhedrales a subhedrales de mayor tamaño (140 μm) con pits en los bordes de esfalerita (Gn₃). **Pulso 8.**

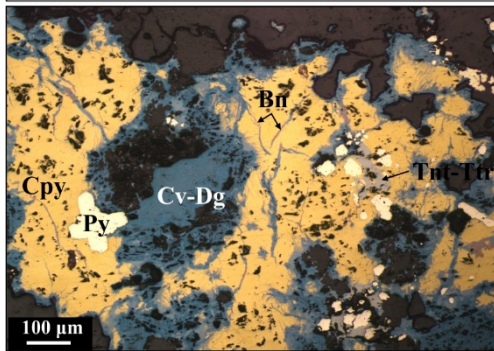
Sección norte (muestra: LPS-618-204; sondaje: S-D06-32-92,1m).



Microfotografía con luz reflejada que muestra galena (Gn₂) y calcopirita (Cpy₂) en microvenillas que cortan cristales de esfalerita (Sph), conectan los cristales de mayor tamaño (Gn₃) y rellenan huecos más pequeños. **Pulso 8.**

Sección norte (muestra: LPS-618-207; sondaje: S-D06-32-94 m).

Covellina y digenita



Microfotografía con luz reflejada de covellina y digenita (Cv-Dg) que reemplazan parcialmente a bornita (Bn), tennantita-tetraedrita (Tnt-Ttr) y calcopirita (Cpy) en los bordes cristalinos y a través de fracturas.

Sección central (muestra LPS-516-217; sondaje S-D10-87-73,5 m).

5.3.2.3 Edad de la mineralización

Se realizó una datación Re-Os en molibdenita para definir la edad de la mineralización en la Veta Sulfuro. La muestra de molibdenita datada corresponde al pulso de molibdenita portador de la mineralización aurífera (pulso 3) y se ubica en la sección central de la veta a una cota de 85 m s.n.m. Los resultados revelan una edad modelo de $169,72 \pm 0,88$ Ma (Bajociano; [Tabla 5.5](#)) lo que permite ubicar a la mineralización en el Jurásico Medio.

En el sector oriental del Macizo del Deseado, en las áreas La Calandria-La Juanita y Bajo La Leona ubicadas 30 km al noreste y 48 km al sureste de La Paloma,

respectivamente, afloran intrusivos graníticos correspondientes a la Fm. La Leona del Triásico Superior (edad Rb/Sr 203 ± 2 Ma y 202 ± 2 Ma; Rapela y Pankhurst, 1996). En el área Bajo La Leona, los granitos hospedan vetas de cuarzo auríferas con anomalías elevadas de molibdeno y metales base. Se realizó una datación Re-Os en molibdenita para definir la edad de la mineralización en dichas vetas, establecer su vinculación genética y temporal con los granitos de la Fm. La Leona y comparar los resultados con los obtenidos en la molibdenita de la Veta Sulfuro. Los resultados revelan una edad modelo de $207,63 \pm 1,05$ Ma (Retiano; Tabla 5.5) lo que permite asignar la mineralización al Triásico Superior.

5.4 DISCUSIÓN

5.4.1 Correlación entre los metales y su distribución en la Veta Sulfuro

La variabilidad de los coeficientes de correlación determinados entre las distintas poblaciones de datos podría estar ocasionada por la distribución heterogénea de los pulsos mineralizantes a lo largo de la veta (Fig. 5.8), al brechamiento y removilización de los sulfuros por nuevos pulsos de fluidos que los depositaron luego como fragmentos en otros sectores de la veta.

Al analizar la población más acotada de valores, la correlación alta positiva del Au con el Mo, el Cu y el Sb podría obedecer a que los episodios enriquecidos en Au son portadores de molibdenita (E1) y de calcopirita y tennantita-tetraedrita (E2). Asimismo, la correlación positiva alta entre Cu, Sb y Ag indicaría la presencia de tetraedrita y la correlación media positiva del Au y la Ag sugiere la presencia de electrum en los episodios E1 y E2. La correlación positiva alta entre Pb y Zn obedece a la asociación que forman galena y esfalerita en el episodio E2. La correlación alta a perfecta entre el Cd y el Zn indica la presencia de Cd en la estructura de la esfalerita. El Co y el Ni muestran

una correlación alta entre ellos que posiblemente obedezca a la sustitución de Fe por Ni y Co en la pirita.

Los altos contenidos de los elementos analizados (Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn y Sb) entre las cotas 50 y 100 m s.n.m (Fig. 5.3) podrían atribuirse a la apertura de la estructura y rápida liberación de la presión seguida de la ebullición del fluido hidrotermal que generó la formación de las brechas (Simmons et al., 2005) cementadas por sulfuros de metales base con Au y Ag del episodio de relleno (E2). Los metales analizados disminuyen hacia la superficie y con la profundidad, excepto el As cuya concentración es mayor en una cota superior (entre 100 y 150 m s.n.m.) y el Mo que, si bien disminuye hacia los niveles superficiales, no lo hace con la profundidad (Fig. 5.3C). La presencia de este metal en los niveles más profundos posiblemente obedezca a su precipitación de un fluido hidrotermal al comienzo de la formación de la veta (E1) y bajo condiciones físico-químicas diferentes al episodio E2.

Al comparar la distribución de los metales preciosos (Au y Ag) y del Cu con Mo, Pb y Zn (Fig. 5.4), se observa que los tres primeros exhiben una distribución mayor en los sectores sur y centro, mientras que Mo, Pb y Zn muestran valores elevados a lo largo de la sección longitudinal. Sin embargo, los clavos de Mo disminuyen a partir de la latitud 4716200 mN hacia el norte mientras que los clavos de Pb y Zn continúan con gran extensión en esa dirección. Estas diferencias en las concentraciones y distribución de los metales a lo largo de la veta podrían deberse a las diferentes concentraciones y solubilidad de estos metales en los fluidos mineralizantes durante el episodio E2, en el cual el Pb y el Zn habrían precipitado con el Cu, Au, Ag y Sb en los sectores sur y central, y continuaron precipitando a menor temperatura en el sector norte, donde el fluido estaba exhausto en Cu, Au, Ag y Sb. Los clavos de Mo también tienen una amplia distribución en los sectores central y norte de la veta, pero el Mo muestra correlación baja con el Pb y el Zn dado que

precipitó en un episodio mineralizante anterior (E1). La amplia distribución del Mo, excepto en la parte más profunda de la veta, podría reflejar su removilización por fluidos hidrotermales durante el episodio E2. Además, los clavos de alta ley de Mo, Pb y Zn coinciden de manera parcial con los clavos de alta ley de Au y tienen mayor extensión longitudinal a profundidades ligeramente mayores. El Au muestra una distribución muy similar a la Ag a lo largo de la sección de la veta, y también al Cu en el sector central y sur, aunque en este último sector el Cu forma clavos de menor extensión (Fig. 5.4D). A diferencia del Cu y de la Ag, el Au presenta valores altos en la zona de oxidación. Se interpreta que dicho comportamiento pudo obedecer a la disolución de los sulfuros y sulfosales durante la alteración supergénica y liberación del Au incorporado como solución sólida, micro o nanopartícula en estos minerales y a la alta movilidad de la Ag y el Cu con respecto al Au. El Pb también parece estar menos afectado por la oxidación en el sector norte lo cual es consistente con el comportamiento geoquímico de este elemento inmóvil en zonas de oxidación (Thornber, 1985).

Las relaciones entre metales preciosos y metales base indican que los metales base, que son menos solubles y precipitan de los fluidos a mayores temperaturas (Buchanan, 1981; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005), se concentran en las partes más profundas de la veta, excepto el Zn y el Pb que también se encuentran en zonas superficiales en el sector norte ya que estos elementos pueden permanecer en solución y precipitar también a menores temperaturas (Hemley y Hunt, 1992). La paleo-dirección del flujo dada por las relaciones $R = (Au \cdot 1000 + Ag \cdot 100) / (Pb + Zn)$ y Pb/Cu (Fig. 5.6E, F), sugiere que los fluidos hidrotermales mineralizantes fluyeron desde las zonas más profundas del sector sur hacia el sector norte.

5.4.2 Controles estructurales y litológicos en la distribución de los metales

Los clavos mineralizados consisten en sectores de alto contenido metálico que representan zonas de máxima paleo-permeabilidad a lo largo de fallas pre o sin-mineralización y son perpendiculares al vector de desplazamiento de la falla (Nelson, 2006; Fig. 5.18A). Presentan una diversidad de formas las cuales reflejan la influencia de los controles estructurales y litológicos (Simmons et al., 2005). La estrecha relación entre los clavos de alta ley y las zonas de elevada paleo-permeabilidad en las estructuras (*jogs*, *step-overs*, *bends*, *relay zones*) ha sido documentada por diversos autores (Cox et al., 2001; Cox, 2005; Micklethwaite et al., 2009; Paez et al., 2011, 2016). A escala del depósito, la intersección entre fallas y los contrastes entre rocas de caja con distinta competencia y/o permeabilidad influyen en la dirección del flujo de los fluidos hidrotermales y en las morfologías de los clavos mineralizados (Cox, 2005). Las fallas normales consisten en segmentos con distintos ángulos de buzamiento que se unen a lo largo del plano de falla. En la unión de los segmentos, se generan zonas de apertura sub-horizontales (*fault jogs* dilatacionales) paralelas al rumbo de la falla (Sibson, 2000; Cox et al., 2001; Cox, 2005; Fig. 5.18B). Esto da lugar a una mejor conectividad horizontal y mayor permeabilidad entre segmentos a lo largo del rumbo de la falla y a la subsecuente formación de clavos mineralizados subhorizontales (Cox et al., 1995; Cox, 2005; Micklethwaite, 2009).

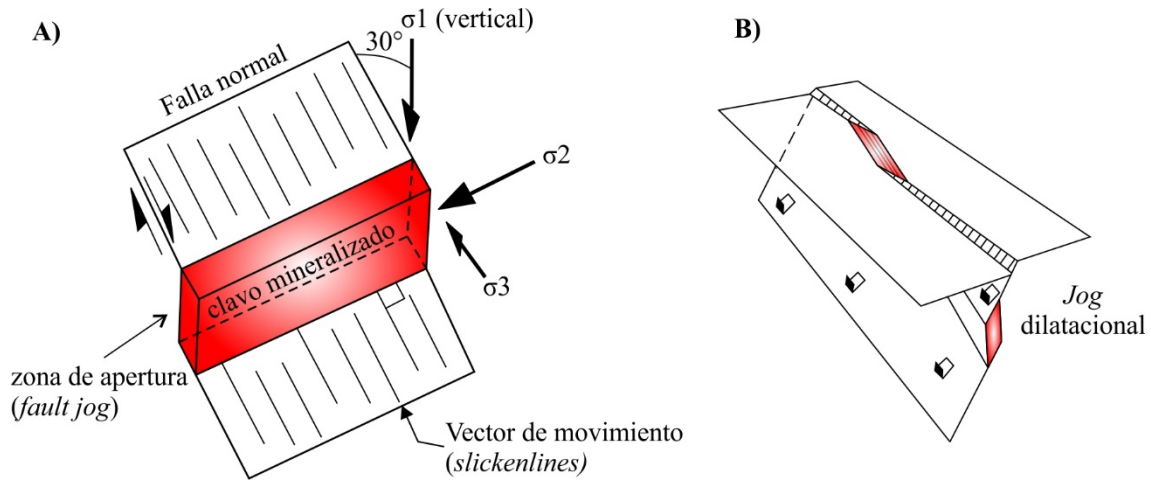


Figura 5.18. **A)** Modelo de zona de apertura extensional formada en un *fault jog* a lo largo de una falla normal, que muestra la relación angular entre los ejes principales de esfuerzo, la falla, el clavo mineralizado y el vector de movimiento. La zona de apertura extensional representa una zona de elevada permeabilidad a lo largo del σ_2 en la cual la precipitación de los metales da lugar a la formación de clavos mineralizados (modificado de Nelson, 2006). **B)** Interacción de los fluidos con las fallas normales: muestra la geometría sub-horizontal de un *jog* dilatacional en una falla normal y su expresión superficial (modificado de Sibson, 2000).

Los clavos mineralizados de la Veta Sulfuro se caracterizan por tener complejas texturas de brechas hidrotermales que sugieren repetidos eventos de fracturamiento, liberación de presión y subsecuente relleno durante la formación de la veta. Diversas investigaciones han demostrado que los sistemas de fallas y/o fracturas en los sistemas hidrotermales con fuerte control estructural son rápidamente cementados y sugieren que son necesarios repetidos eventos de desplazamientos para explicar los múltiples eventos de apertura y relleno durante la formación de las vetas (Cox et al., 2001; Cox, 2005; Simmons et al., 2005; Micklethwaite, 2009). Esta repetición de eventos puede originarse por la presión de los fluidos o bien en respuesta a los esfuerzos regionales y/o locales (Micklethwaite, 2009). Otras investigaciones estructurales han reconocido también el importante rol de la sismicidad en el incremento de la permeabilidad y consecuente formación de depósitos minerales (Sibson, 1987, 1996; Micklethwaite y Cox, 2004; Woodcock et al., 2007 y referencias allí citadas).

Fernández et al. (2020) destacan la importancia que desempeñaron las estructuras heredadas en el desarrollo de los depósitos epitermales de interés económico en el distrito

La Paloma. La reactivación de las diaclasas preexistentes como fallas oblicuas generó diferentes geometrías de los clavos mineralizados. Estos varían desde horizontales o sub-horizontales a verticales para los desplazamientos con una componente dominante normal y de cizalla, respectivamente (Nelson 2006). Dado que los clavos mineralizados tienden a ser paralelos a la dirección de esfuerzos intermedia (σ_2) (Nelson 2006), las múltiples permutaciones entre σ_2 y σ_3 determinadas por Fernández et al. (2020) hacen que el sistema sea aún más complejo. Sin embargo, según dichos autores, esta complejidad no es el resultado de diferentes eventos de deformación en respuesta a cambios importantes en el campo de esfuerzo regional y/o en el ambiente tectónico. Sino que es el resultado de la reactivación de una red de diaclasas preexistentes con distintas orientaciones, y en el marco de un campo de esfuerzos dominado por un σ_1 vertical y múltiples permutaciones entre los esfuerzos σ_2 y σ_3 .

La geometría sub-horizontal de los clavos y de las áreas de mayor espesor en la Veta Sulfuro es consistente con el comportamiento dominante extensional de la falla que arrojó el análisis estructural (Fernández et al., 2020). Además, los clavos mineralizados se profundizan hacia el sur y algunos como los de Au, Ag, Cu y Mo tienden a verticalizarse (Fig. 5.7B - D, F), lo que sugiere un componente significativo de cizalla durante la depositación de los minerales de mena y/o un eficiente flujo de los fluidos hidrotermales ascendentes en la intersección de la Veta Sulfuro con las fallas ENE y N en el extremo sur (Fig. 5.19). Este sector, donde los clavos mineralizados se verticalizan (a partir de la latitud 4,715,700 mN), posiblemente represente la principal zona de ascenso de los fluidos del sistema hidrotermal. La intensidad de la alteración argílica y de la silicificación identificada en el sector sureste del distrito tanto en el mapeo de campo como en el procesamiento de imágenes ASTER, también sugiere un alto flujo de fluidos hidrotermales en dicho sector. Se interpreta que la intersección entre la falla regional ENE

a NE y la falla N-S en el extremo sur, constituyó una zona de mayor permeabilidad y/o conducto por donde se canalizaron los fluidos hidrotermales que formaron las vetas y los clavos mineralizados sub-horizontales en las estructuras extensionales NNO a NO (Veta Sulfuro). Asimismo, la zonación de los metales y las relaciones entre metales preciosos y metales base analizadas (Fig. 5.6) también indican un gradiente térmico N-S y el aporte de los fluidos desde el extremo sur de la veta.



Figura 5.19. Vista en planta de la Veta Sulfuro que muestra la subdivisión adoptada en este trabajo entre sectores sur, centro y norte (separados por líneas punteadas azules). Las líneas punteadas blancas son fallas. Las flechas blancas en negrita muestran la dirección de máxima extensión obtenida por Fernández et al. (2020). También se muestra la ubicación de la sección 4715919 mN (línea negra).

Algunas de las fallas NE a ENE podrían haber permanecido activas luego de la precipitación de los metales dado que los clavos mineralizados muestran una segmentación controlada por fallas de rumbos NE a ENE (Fernández et al., 2020). Además, hay evidencias de rechazos de aproximadamente 25 m entre las unidades estratigráficas generados por dichas estructuras.

En el sector norte, donde la estructura exhibe un ligero cambio de rumbo hacia el NO (a partir de la latitud 4716050 mN, Fig. 5.19), los clavos de Au, Ag y Cu son más pequeños y están irregularmente distribuidos (Fig. 5.4A, B, D). La inclinación de los clavos mineralizados de Au, Ag y Cu y de las zonas de mayor espesor ($\sim 35^\circ$ hacia el S; Fig. 5.7A - D) refleja una cinemática normal con menor componente dextral. Dado que la proporción de cizalla que participe en el movimiento de la falla dependerá de la oblicuidad de la estructura en relación con el vector de apertura (Nelson 2006) (en este caso en dirección ENE), se interpreta una cinemática con una mayor componente de cizalla para este segmento de veta del sector norte de rumbo NO (Fig. 5.21). Sin embargo, este componente de cizalla parece haber jugado un rol menos importante durante la precipitación del Zn y el Pb, tal como se explica a continuación.

En las proximidades a la latitud 4716050 mN, que marca el límite entre los sectores centro y norte de la veta, se localizan los mayores clavos mineralizados de Zn y Pb que se extienden hacia el norte (Fig. 5.4G, H). En este sector las rocas volcanoclásticas forman depósitos continuos y de gran espesor intercalados entre las andesitas coherentes. La mineralización de Zn y Pb se encuentra diseminada en las rocas volcanoclásticas como cemento de los niveles más permeables y también en venillas de hasta 1 cm de ancho.

Por lo tanto, se puede considerar que el tamaño de los clavos de Zn y Pb en este sector pudo estar controlado por los contenidos de estos metales y la solubilidad en los fluidos mineralizantes como se explica en la sección 4.1, y también por la porosidad de las rocas encajantes (volcanoclásticas) que favoreció la percolación de los fluidos hidrotermales y la formación de cuerpos mineralizados más extensos, más que por el control estructural ejercido por la cinemática de las fallas.

5.4.3 Paragénesis del relleno de la Veta Sulfuro

En la Veta Sulfuro, el episodio 1 (E1) marca la etapa inicial del sistema con la depositación de sílice con textura masiva y bandeada coloforme (posteriormente recristalizado a cuarzo con textura en mosaico). Esta textura, heredada de un gel de sílice precursor (Dong et al., 1995), indica que el fluido debió estar sobresaturado con respecto a sílice (Fournier, 1985). Dicha concentración pudo haber sido alcanzada durante la rápida apertura de las estructuras NNO-NO que debió producir el descenso de la presión y la rápida depositación del gel silícico de un fluido en ebullición o bien por la pérdida de agua a la fase vapor que habría aumentado la concentración de sílice en la solución residual (Fournier, 1985). Además, la presencia de adularia rómbica en las zonas más profundas perforadas de la veta (pulso 1) también indicaría la ebullición de los fluidos hidrotermales (Browne y Ellis, 1970; Browne, 1978; Henley 1985; Hedenquist, 1990) en la etapa inicial del sistema. Dado que existe una correlación positiva entre la textura mencionada y la presencia de adularia con la mineralización aurífera (Dong et al., 1995) y que la ebullición (y/o el *flashing*) es uno de los principales mecanismos que causan la precipitación de los metales en los depósitos epitermales (Brown 1986; Simmons y Christenson 1994; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005), es muy factible que la asociación molibdenita ± sulfuros y sulfosales de Cu ± Au (± electrum) del pulso 3 haya precipitado de un fluido en ebullición.

La textura en cocarda también es frecuente en este episodio 1 (pulso 5, Fig. 5.10 C-E) y está precedida por brechamiento hidrotermal que también pudo ser tectónico (Sibson, 1987, 1996; Micklethwaite y Cox, 2004; Woodcock et al., 2007). La sobrepresión del fluido que precedió al brechamiento debió generar la supersaturación de sílice al despresurizarse y entrar en ebullición (Fournier, 1985), depositándose las bandas concéntricas de gel de sílice. La textura de recristalización en mosaico del cuarzo

observada al microscopio y que caracteriza a los pulsos de este episodio, es el producto de la recristalización del gel de sílice o sílice amorfa (Camprubí y Albinson, 2007; Dong et al., 1995) e indica temperaturas de recristalización $>180^{\circ}\text{C}$ (Fournier, 1985; Saunders, 1994).

El segundo episodio (E2) de relleno de la veta está representado por brechas polimícticas con una distribución de los clastos desde levemente rotados a caótica, en un cemento compuesto por sulfuros de metales base y cuarzo. Los primeros dos pulsos de este episodio (pulsos 7 y 8) precipitaron la mineralización aurífera y de metales base y tienen una distribución más acotada que los pulsos del episodio anterior (Fig. 5.8C). Sus distribuciones sugieren un fuerte control estructural asociado a zonas de mayor dilatación y/o de apertura en la veta ya formada y sellada por cuarzo y minerales hidrotermales del episodio E1.

En el sistema investigado se interpreta que un nuevo episodio de apertura y rápida liberación de la presión seguida de la ebullición del fluido hidrotermal en las zonas de mayor apertura mencionadas, condicionó la formación de las brechas (Simmons et al., 2005). El fraccionamiento del CO_2 , H_2 , H_2S a la fase vapor y el subsecuente enfriamiento del fluido, debieron generar la desestabilización de los complejos que transportaban los metales (Simmons et al., 2016) y la depositación de los sulfuros de metales base con Au y Ag como cemento de las brechas y relleno de las venillas que conforman los pulsos mineralizantes de alta ley (pulsos 7 y 8) de este episodio. El cuarzo en estos pulsos es subordinado y consiste en un agregado microcristalino a cristalino con textura en mosaico que podría haberse formado por recristalización de Si amorfa (Dong et al., 1995), posiblemente al entrar en ebullición el fluido hidrotermal que transportaba los metales en estos pulsos. La variación en la mineralogía de los sulfuros dada por la disminución del contenido de calcopirita y el aumento de galena y esfalerita desde el sector sur y central

hacia el sector norte, podría obedecer a las diferentes concentraciones y solubilidad de estos metales en los fluidos mineralizantes durante el pulso 8, tal como se explicó en la sección 4.1. Además, la complejidad en las relaciones de corte evidenciadas por las texturas de los sulfuros en este pulso, sobre todo en el sector norte donde se observaron venillas de galena (Gn_2) y calcopirita (Cpy_2) y cristales de galena (Gn_3), también demuestran una fluctuación en la composición de los fluidos, posiblemente en el estado de sulfuración y/u oxidación de los mismos. En el sector sur y centro donde hay más Cu, la esfalerita contiene inclusiones de calcopirita en forma de *blebs* y como calcopirita *disease*, que podrían indicar saturación simultánea del fluido hidrotermal en relación a esfalerita y calcopirita y co-precipitación de estos sulfuros o bien disolución y reemplazo de esfalerita por calcopirita como resultado de la interacción de esfalerita con soluciones que transportaban Fe-Cu (Bortnikov, et al., 1991).

Es probable que durante la ebullición del fluido, el incremento del pH debido a la pérdida de CO_2 haya causado la destrucción de los complejos clorurados y la precipitación de sulfuros de metales base. Sin embargo, el aumento inicial del pH y de la fO_2 (Browne, 1986; Simmons y Browne, 2000) debió aumentar la solubilidad del Au y de la Ag en el fluido hidrotermal en las primeras etapas de la ebullición. No obstante, cuando la pérdida de H_2S , el principal ligando del Au, superó el aumento del pH, debió ocasionar una rápida disminución de la solubilidad del Au y su depositación (Brown, 1986) como oro libre y /o electrum, solución sólida, micro o nanopartícula en los sulfuros de metales base. No se descarta que la disminución de la temperatura y/o dilución de los fluidos hidrotermales provenientes del sector sur por la mezcla con aguas superficiales (Hemley y Hunt, 1992) haya contribuido a la depositación de los metales.

El siguiente pulso (pulso 9) presenta una distribución mayor a lo largo de la veta que los pulsos mineralizantes 7 y 8. El tamaño de los cristales y las texturas del cuarzo

(en peine, drusiforme y en cocarda; [Fig. 5.9H, I](#)) sugieren su depositación en espacios abiertos, a partir de un fluido hidrotermal ligeramente saturado con respecto a sílice, en condiciones estables o con ligeras fluctuaciones durante el crecimiento de los cristales ([Fournier, 1985; Dong et al., 1995](#)).

El episodio 3 está compuesto por fluorita (pulso 10), carbonatos (calcita, dolomita, siderita) del pulso 11, caolinita, dickita y sulfatos (yeso, alunita y APS ricos en Ca y Sr) del pulso 12, y representa el último estadio del sistema hidrotermal. La fluorita indica que los fluidos contenían cantidades significativas de volátiles de origen magmático ([Corbet y Leach, 1998](#)). Se interpreta que la composición de los distintos carbonatos que formaron venillas tardías estériles y rellenaron huecos en la veta, estuvo controlada por la concentración de Ca, Fe, Mn y Mg en la solución hidrotermal formada por aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor descendentes durante el colapso del sistema hidrotermal ([Simpson et al., 2001](#))

Dickita, caolinita, alunita y APS que rellenan huecos en la veta desde la superficie hasta profundidades de -50 m s.n.m. son minerales tardíos en la paragénesis. La alta cristalinidad de la caolinita, su hábito y su contenido bajo a nulo en hierro sugieren un origen hipogénico para la caolinita. La asociación caolinita ± dickita con alunita pseudocúbica y APS sugiere que se habrían formado durante la alteración argílica avanzada generada por aguas ácidas (pH 2-3; [Hedenquist, 2000](#)) calentadas por vapor que se originan en la zona vadosa por la oxidación de H₂S a H₂SO₄ ([Schoen et al., 1974; Simmons et al., 2005; Simpson y Mauk, 2007; Sillitoe, 2015](#)). En el sistema investigado, estas aguas pudieron penetrar en los niveles más profundos a través de las zonas de ascenso de los fluidos o fallas durante la disminución de la actividad hidrotermal o pulsos hidrotermales ascendentes ([Simmons y Browne, 2000; Sillitoe 2015](#)).

5.4.4 Edad de la mineralización

La edad Re/Os ($169,72 \pm 0,88$ Ma) obtenida para la molibdenita representa la edad absoluta de la mineralización del pulso 3 en la Veta Sulfuro. Esta edad concuerda con la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($168,48 \pm 1,21$) obtenida para la fracción más gruesa de interestratificado illita-esmectita rico en illita (ver sección 6.3.2).

Edades similares se han reportado para adularia en otros depósitos epitermales ubicados en el sector oriental del Macizo del Deseado, tales como Martinetas (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \sim 168$ Ma; [Dubé et al., 2000](#)) y Cerro Moro (edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre $178,7 \pm 0,3$ y $171,3 \pm 0,3$ Ma; [Mugas Lobos et al., 2021](#)). En el sector central y occidental del Macizo del Deseado, la mayoría de los depósitos epitermales se formó entre los 157 y 151 Ma ([Echavarría et al., 2021](#)). Se obtuvieron edades más jóvenes para los minerales hidrotermales del relleno de la veta y los halos de alteración de la veta Huevos Verdes en el distrito San José (151 Ma a 141 Ma; [Echavarría et al. 2021](#)). Sin embargo, los autores consideran que las edades más jóvenes que corresponden a la illita (~ 141 Ma) pueden haber sido afectadas por la pérdida parcial de Ar radiogénico durante procesos térmicos tardíos superpuestos y no representan de forma confiable el momento de la formación del mineral. La Paloma junto con Cerro Moro y Martinetas son, según las edades radiométricas conocidas hasta la fecha, los distritos epitermales más antiguos del Macizo del Deseado.

La edad obtenida para la Veta Sulfuro permite especular con una relación temporal cercana entre el sistema hidrotermal y el magmatismo representado por las coladas y los intrusivos andesíticos de la Formación Bajo Pobre ([Lesta y Ferello, 1972](#); $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 177 ± 4 Ma; [Guido et al., 2006](#), Rb/Sr en roca total de 173 ± 8 Ma; [Tessone et al., 1999](#)). La edad Re/Os ($207,63 \pm 1,05$) obtenida para la molibdenita de las vetas hospedadas en el granito de la Formación La Leona, que vincula esta mineralización al

magmatismo del Triásico Superior, es similar a la edad de la mineralización polimetálica asociada a intrusivos dioríticos de la Formación La Leona en el distrito El Pingüino (193 Ma; Jovic, 2010), y representa la edad de la mineralización más antigua conocida hasta el momento en el Macizo del Deseado.

5.4.5 Comparación con otros depósitos epitermales

En el Macizo del Deseado los depósitos epitermales han sido clasificados como de baja sulfuración (Cerro Vanguardia, Schalamuk et al., 1997; El Dorado-Monserrat, Echavarría et al., 2005; Cerro Negro, Permyu Vidal, 2014; Martinetas, De Martino, 2020; Cerro Moro, Mugas Lobos et al., 2020), de baja a intermedia sulfuración (Manantial Espejo, Wallier, 2006) y de sulfuración intermedia (Mina Martha, González Guillot et al., 2004; Páez, 2012; Páez et al., 2016; El Pingüino, Jovic et al., 2011; San José; Echavarría et al., 2021). El depósito El Pingüino presenta un estilo de mineralización de tipo polimetálico bastante atípico que consiste en vetas polimetálicas comúnmente con mineralización rica en metales base y metales preciosos de edad jurásica inferior (Jovic, et al, 2011).

La Veta Sulfuro, de acuerdo a la clasificación de Albinson et al. (2001) (Fig. 5.5), es un depósito de Au epitermal de baja sulfuración con una tendencia hacia los depósitos polimetálicos con Zn + Pb. La mineralogía y texturas de los minerales que acompañan los metales y la razón Ag/Au <10 (~6:1) son típicas de un depósito epitermal de baja sulfuración (Ag/Au entre 0,5 y 20; Gemmell, 2004). Sin embargo, las texturas de cuarzo de grano grueso con alto contenido metálico representado por esfalerita pobre en Fe, galena, calcopirita y tennantita-tetraedrita de grano grueso en el episodio E2, se asemejan a las texturas y contenidos metálicos descritos en los depósitos Mina Martha y El Pingüino ubicados en el sector oeste y central del Macizo del Deseado, respectivamente.

Si bien es aún escaso el conocimiento sobre el contenido metálico de los depósitos epitermales en el sector oriental del Macizo del Deseado, [Mugas Lobos et al. \(2021\)](#) describen clavos mineralizados con un elevado contenido de metales base con Au y Ag (esfalerita pobre en Fe, galena, calcopirita, piritita, marcasita, oro, plata nativa y minerales portadores de plata) en las vetas del distrito Cerro Moro. El contenido de Pb, Zn y Cu de la Veta Sulfuro es similar al de los depósitos Mina Martha, El Pingüino y Cerro Moro, el contenido de Ag es 10 veces mayor en estos tres depósitos pero la Veta Sulfuro es inusualmente rica en Mo (hasta 1,5 %). No se han reportado anomalías de esa magnitud en los depósitos estudiados del Macizo del Deseado, excepto en las vetas hospedadas en el granito de la Formación La Leona que se describe en la sección 5.3.2.3 y que también se ubican en el sector oriental del macizo.

En otros depósitos epitermales de Argentina, como Andacollo, en Neuquén y Casposo, en San Juan, se han reportado anomalías de Mo. En el primero la molibdenita se encuentra en venillas tempranas ([Mendiberri et al., 2019](#)) y en Casposo, la molibdenita con hábito dendrítico está en cuarzo microcristalino y en la matriz de una brecha formada durante los últimos episodios de la mineralización ([Palma et al., 2021](#)).

En otros depósitos epitermales de baja a intermedia sulfuración del mundo (Sleeper y Mule Canyon en Nevada, EEUU; [Nash et al. 1991](#); [John et al. 2003](#)), se han reportado anomalías de Mo muy inferiores (<120 ppm) a las determinadas en la Veta Sulfuro.

5.5 REFERENCIAS

- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., and Chomiak, B.A., 2001. Controls on formation of lowsulfidation epithermal deposits in Mexico—Constraint from fluid inclusion and stable isotope data: Society of Economic Geologists Special Publication 8: 1–32.
- Arribas A, Schalamuk IB, de Barrio RE, Fernández RR, Itaya, 1996. Edades radiométricas de mineralizaciones auríferas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. XXIX Congr. Br. Geol. 7: 254–257.

- Beaufort D, Patrier P, Meunier A, Ottaviani MM (1992) Chemical variations in assemblages including epidote and/or chlorite in the fossil hydrothermal system of Saint Martin (Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 51: 95–114
- Bortnikov, N.S., Genkin, A.D., Dobrovolskaya, M.G., Muravitskaya, G.N., Filimonova, A.A., 1991. The Nature of Chalcopyrite Inclusions in Sphalerite: Exsolution, Coprecipitation, or "Disease"? *Economic Geology* 86: 1070-1082.
- Bluman A.G., 2003. *Elementary Statistics, A step by step Approach*, (2nd Ed.), Mc Graw-Hill, N. York, 637p.
- Bobis, R.E., 1994, A review of the description, classification and origin of quartz textures in low sulphidation epithermal veins: *Journal of the Geological Society of the Philippines*, v. 49, p. 15–39.
- Browne, P.R.L., 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annu Rev Earth Planet Sci* 6: 229-250.
- Browne P.R.L, Ellis, A.J., 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; mineralogy and related geochemistry. *Am J Sci* 269 (2): 97-131.
- Brown, K. L., 1986. Gold deposition from geothermal discharges in New Zealand. *Economic Geology* 81: 979-983.
- Buchanan, L.J., 1981. Precious-metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest. En: Dickinson, W.R. and Payne, W.D. (eds.), *Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest* 14: 237-262.
- Clark, L.V. and Gemmell, J.B., 2018. Vein Stratigraphy, Mineralogy, and Metal Zonation of the Kencana Low-Sulfidation Epithermal Au-Ag Deposit, Gosowong Goldfield, Halmahera Island, Indonesia. *Economic Geology* 113: 209-236.
- Corbett, G., Leach, T., 1997. Southwest pacific gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. En: Corbett & Leach (eds): *Short course manual*, 225 p.
- De Martino, F.J., 2020. Investigación sobre el control estructural y litológico de la mineralización en el prospecto de oro y plata Martinetas, sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad de La Plata (EDULP), La Plata, Argentina (291 pp).
- Dietrich A, Gutierrez R, Nelson E, Laye, P., 2012. Geology of the Huevos Verdes vein system and san José district, Deseado massif, Patagonia, Argentina. *Miner Deposita* 47: 233–249. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0327-2>.
- Dong, G.Y., and Zhou, T., 1996. Zoning in the Carboniferous-Lower Permian Cracow epithermal vein system, central Queensland, Australia: *Mineralium Deposita* 31: 210–224.
- Dong, G.Y., Morrison, G., and Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland—classification, origin, and implication: *Economic Geology* 90: 1841–1856.
- Dubé B, Zubia M, Dunning G, Villeneuve M., 2000. Estudio geocronológico de los campos filoneanos de baja sulfuración hospedados en la formación Chon Aike en el Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. In: Zubia M, Genini A (eds) *Yacimientos auroargentíferos epitermales del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. SEGEMAR Serie Contribuciones Técnicas Recursos Minerales* 13: 11–17.
- Camprubí A., Albinson, T., 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario. Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México. Tomo LVIII, n°1*, 27-81.
- Cox, S.F., 1995. Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault-valve behavior from the Wattle Gully Fault, Victoria, Australia: *Journal of Geophysical Research* 100: 841–859.

- Cox, S.F., 2005. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in oreproducing hydrothermal systems at depth in the crust. *Economic Geology* 100th Anniversary 39–75.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., Braun, J., 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. En: Richards, J.P., Tosdal, R.M. (eds.), *Structural Controls on Ore Genesis*. Rev. in *Economic Geol.* 14: 1–24.
- Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B. and Etcheverry, R.O., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences* 19 (4): 415–432.
- Echavarría, L., Dietrich, A., Gutierrez, R., Rodriguez, M.E., 2021. Geology and epithermal silver-gold vein mineralization of the San José mining district, Santa Cruz province, Argentina. *J S Am Earth Sci* 110. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103371>
- Echeveste, H., 2005. Metalogénesis del Distrito Argentino-Aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Ph.D. thesis. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina, pp. 272.
- Farmer, V.C., 1974. *The Infrared Spectra of Minerals*. Mineralogical Society, London. <http://dx.doi.org/10.1180/mono-4>
- Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada De Palomera, P. y Tessone, M. 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo Jurásico de la Patagonia: Revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 665–681.
- Fernández M.L., Mazzoli, S., Zatti, M., Savignano, E., Genge, M.C., Garrone, A., Franchini, M., 2020. Structural controls on Jurassic gold mineralization, and Cretaceous-Tertiary exhumation in the foreland of the southern Patagonian Andes: New constraints from La Paloma area, Deseado Massif, Argentina. *Tectonophysics* 775, 228-302. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228302>.
- Fournier, R.O., 1985. The behaviour of silica in hydrothermal solutions. En Berger, B.R. y Bethke, P.M. (eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, 2. *Reviews in Economic Geology* 2: 45-60.
- Gemmell, J.B., 2004. Low and intermediate-sulfidation epithermal deposits. *Special Publication, Centre for Ore Deposits and Exploration Studies (CODES)*, v.5: 57-63.
- Gies, H., 1975. Activation possibilities and geochemical correlations of photoluminescing carbonates, particularly calcites. *Mineralium Deposita* 10: 216-227.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M., Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *J. S. Am. Earth Sci.* 30: 134–150.
- Goodell, P.C. y Petersen, U., 1974. Julcani mining district, Peru: A study of metal ratios: *Economic Geology* 69: 347–361.
- Guido, D.M. y Campbell, K.A., 2011. Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203: 35-47.
- Guido, D.M. y Jovic, S.M., 2019. Relevance of epithermal deposits in Argentina. *South American Metallogeny: Sierra to Craton*. Society of Economic Geologist Conference, Santiago, Chile. Conference proceedings available at www.segwerb.org.
- Guido, D. y Schalamuk, I., 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. En: Eliopoulos, D. et al. (eds.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Balkema-Rotterdam, Athens, Greece, 493–496.

- Guido, D.M., Jovic, S.M., Schalamuk, I.B., 2005. A new metallogenic association (Sn–Cd–In–Zn–Ag–Au) in the Deseado Auroargentiferous province, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Meeting the Global Challenge — 8th SGA Meeting, Beijing, China. *Mineral Deposit Research* 2: 965–968.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I., Franz, G., 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 61 (2): 187–196.
- Hedenquist, J.W., 1990. The thermal and geochemical structure of The Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand. *Geothermics* 19 (2): 151-185.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits: Reviews in *Economic Geology* 13: 221–244.
- Hemley, J.J. y Hunt, J.P., 1992. Hydrothermal Ore-Forming Processes in the light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General Geologic Applications. *Economic Geology* 87: 23-43.
- Henley, R.W., 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. In: Berger BR, Bethke PM (eds) *Geology and geochemistry of epithermal systems*. *Rev Econ Geol* 2: 1-24 <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.4.538>
- Howarth R.J. y Sinding-Larsen R., 1983. Multivariate analysis, in *Handbook of exploration geochemistry*, vol. 2, Statistics and data analysis in geochemical prospecting (G.J.S. Govett: editor), Elsevier, Amsterdam, 437pp.
- John, D.A., Hofstra, A.H., Fleck, R.J., Brummer, J.E. y Saderholm, E.C. 2003. Geologic setting and genesis of the Mule Canyon low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, north-central Nevada. *Economic Geology* 98: 425-463.
- Jovic, S.M., 2010. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Ph.D. thesis. Editorial de la Universidad de La Plata (EDULP), La Plata, Argentina (278 pp).
- Jovic, S., Guido, D., Schalamuk, I., Ríos, F., Tassinari, C. and Recio, C., 2011. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Argentina: Characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 46: 257-271.
- Lawley, C.J.M., Selby, D., 2012. Re-Os geochronology of quartz-enclosed ultrafine molybdenite: implications for ore geochronology. *Economic Geology* 107 (7): 1499–1505. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.7.1499>
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región Extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. In: Leanza, A. (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 602–687.
- Li, Y., Selby, D., Feely, M., Costanzo, A., Li, X.H., 2017. Fluid inclusion characteristics and molybdenite Re-Os geochronology of the Qulong porphyry copper-molybdenum deposit, Tibet. *Miner Deposita* 52(2): 137-158
- López, L., Jovic, S. M., Guido, D. M., Permuy Vidal, C., Páez, G. N. and Ruiz, R., 2015. Geochemical distribution and supergene behavior of indium at the Pingüino epithermal polymetallic vein system, Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 64: 747-755.
- Mendiberri, J., Pons, M. J. y Arce, M. 2019. Alteración hidrotermal y mineralogía de las vetas Sofía-Julia-Valencia, Andacollo, Neuquén. *Actas de resúmenes del XIII Congreso de mineralogía, petrología ígnea y metamórfica y metalogénesis*, Actas: 340-341, Córdoba.
- Micklethwaite, S., 2009. Mechanisms of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralisation: Cracow goldfield, Australia. *Journal of Structural Geology* 31: 288–300.

- Micklethwaite, S., y Cox, S.F., 2004. Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. *Geology* 32: 813–816.
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T.J., Rimstidt, J.D., Bodnar, R.J., 2012, Mineral textures and fluid inclusions petrography of the epithermal Ag-Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 114, p. 20–35.
- Mugas Lobos, A.C, Márquez-Zavalía, M.F, Lira, R., Hernández, L.B., 2021. Mineralogy and microthermometry of the Escondida, Gabriela and Margarita mineralized structures from the Cerro Moro epithermal deposit, Deseado Massif, Argentina. *J S Am Earth Sci* 105. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103077>.
- Nash, J.T., Utterback, W.C. y Saunders, J.A. 1991. Geology and geochemistry of the Sleeper gold deposits, Humboldt County, Nevada. *Geology and Ore Deposits of the Great Basin, Symposium Proceedings: 1063-1084*, Reno.
- Nelson, E.P., 2006. Drill-hole design for dilational ore shoot targets in fault-fill veins. *Econ. Geol.* 101, 1079–1085.
- Newman, A., Brown, G., 1987. The chemical constitution of Clays. In: Newman A (ed) *Chemistry of Clays and Clay Minerals*. Mineralogical Society Monograph 6, 129 pp.
- Páez, G.N., Ruiz, R., Guido, D.M., Jovic, S.M., Schalamuk, I.B., 2011. Structurally controlled fluid flow: High-grade silver ore-shoots at Martha epithermal mine, Deseado Massif, Argentina. *Journal of Structural Geology* 33: 985-999.
- Páez, G.N., Ruiz, R., Guido, D.M., Ríos, F.J., Subias, I., Recio, C., Schalamuk, I.B., 2016. Highgrade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: the interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis. *Ore Geol. Rev.* 72, 546–561.
- Paine M., 1998. Manual on statistical analysis of environmental data, Vol II: CANMET/MMSL–INTEMIN, 259 pp.
- Palma, D., Ruiz, R., Jovic, S., Guido, D., De Martino, F., 2021. Molibdenita dendrítica del depósito epitermal (Ag-Au) Casposo, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina: detección a partir de Espectrometría Raman. *Revista de la Asociación Geología Argentina*: 121-126.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Márquez, M., 1993. Geocronología y petrogénesis de los granitoides Jurásicos del noroeste del Macizo del Deseado. In: 12° Congreso Geológico Argentina. vol. 4. Actas, pp. 134–141.
- Permuy Vidal, C., Guido, D.M., Jovic, S.M., Bodnar, R.J., Moncada, D., Melgarejo J.C., Hames W., 2016. The Marianas-San Marcos vein system: characteristics of a shallow low sulfidation epithermal Au–Ag deposit in the Cerro Negro district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineral Deposita* 51 (6): 725–748.
- Saunders, J.A., 1994. Silica and gold textures in bonanza ore of the Sleeper deposit, Humboldt County, Nevada: Evidence for colloids and implications for epithermal ore-forming processes: *Economic Geology* 89: 628–638.
- Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R.R. 1997. Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12 (3): 173–186.
- Schalamuk, I., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. y Echeveste, H., 1999. Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Zappettini, E. (ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, 1177-1188.
- Schoen, R., White, D.E., Hemley, J.J., 1974. Argillization by descending acid at 706 Steamboat Springs, Nevada. *Clays and Clay Minerals* 22 (1): 1-22.
- Secretaría de Minería Argentina, 2020. Centro de Información Minera Argentina (CIMA) website <http://cima.minem.gob.ar/dataset/2100/catastro-minero-unificado>

- Shimizu, T., Matsueda, H., Ishiyama, D., and Matsubaya, O., 1998, Genesis of epithermal Au-Ag mineralization of the Koryu mine, Hokkaido, Japan: *Economic Geology*, 93: 303–325.
- Sibson, R.H., 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal Systems. *Geology* 15, 701–704.
- Sibson, R.H., 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *J. Struct. Geol.* 18, 1031–1042.
- Sibson, R.H., 2000. Fluid involvement in normal faulting. *J. Geodyn.* 29, 469–499.
- Sillitoe, R., 2015. Epithermal paleosurfaces. *Miner Deposita* 50: 767-793. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0614-z>
- Simmons, S. F. y Christenson, B. W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294: 361–400.
- 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., White, N.C., John, D.A., 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology 100th Anniversary*: 485-522.
- Simmons, S.F., Brown, K.L., Tutolo, B.M., 2016. Hydrothermal Transport of Ag, Au, Cu, Pb, Te, Zn, and Other Metals and Metalloids in New Zealand Geothermal Systems: Spatial Patterns, Fluid-Mineral Equilibria, and Implications for Epithermal Mineralization. *Economic Geology* 111: 589-618.
- Simpson, M., Mauk, J.L., 2007. The Favona Epithermal Gold-Silver Deposit, Waihi, New Zealand. *Econ Geol* 102(5): 817-839.
- Squire, R.J., Robinson, J.A., Rawling, J.T., Wilson, C.J.L., 2008. Controls on Ore Shoot Locations and Geometries at the Stawell Gold Mine, Southeastern Australia: Contributions of the Volcanosedimentary, Alteration, and Structural Architecture. *Economic Geology* 103: 1029-1041.
- Starling, T., 2011. Structural Study of the Don Nicolás and Chispas districts, Santa Cruz, Argentina. Reporte Interno Minera IRL Patagonia Ltd., 42 pp.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M., Rolando, A., 1999. New Radiometric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. In: II South American Symposium on Isotope Geology, Villa Carlos Paz, Argentina, pp. 132–135.
- Thornber, M.R., 1985. Supergene alteration of sulphides. VII. Distribution of elements during the gossan-forming process. *Chem. Geol.* 53: 279-301.
- Velde, B., 1985. Clay minerals: a physico-chemical explanation of their occurrence. *Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam
- Wallier, S., 2009. The Geology and Evolution of the Manantial Espejo Epithermal Silver (-Gold) Deposit, Deseado Massif, Argentina. Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- Woodcock, N.H., Dickson, J.A.D., Tarasewicz, J.P.T., 2007. Transient permeability and reseat hardening in fault zones: evidence from dilation breccia textures. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 270: 43–53.

Tabla 5.1. Composición química de filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano fino (< 2µm).

Sección	4715919 mN														
Sondaje	S-D10-88											S-D10-87			
Muestra	LPS-516-243					LPS-516-239						LPS-516-219			
Pulso	Pulso 8					Pulso 5						Pulso 5			
Análisis	243 site 4 1	243 site 4 2	243 site 4 3	243 site 4 4	243 site 4 5	239 site 6	239 site 6-2	239 site 6-3	239 site 6-4	239 site 6-5	239 site 6-1	219 site7 ill39	219 site7 ill38	219 site7 ill37	
(wt%)	48,43	38,12	51,66	50,44	50,98	46,43	48,08	48,89	48,24	47,63	50,02	48,16	49,33	50,02	
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	46,43	48,08	48,89	48,24	47,63	50,02	48,16	49,33	50,02	
TiO ₂	28,70	24,64	33,12	32,65	32,60	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	2,12	0,24	0,15	0,29	0,29	34,38	35,17	34,73	35,12	34,29	35,77	34,93	36,40	36,41	
IFeO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,05	0,06	0,04	0,10	0,05	0,19	0,33	0,18	
MnO	1,73	0,73	1,22	1,13	1,12	0,02	0,00	0,01	0,08	0,00	0,02	0,01	0,00	0,07	
MgO	0,21	0,47	0,40	0,36	0,39	0,19	0,19	0,29	0,13	0,25	0,20	0,25	0,07	0,11	
CaO	0,36	0,04	0,14	0,16	0,17	0,01	0,06	0,06	0,01	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	
Na ₂ O	6,07	5,73	6,87	6,93	7,38	0,11	0,13	0,13	0,14	0,17	0,17	0,14	0,12	0,15	
K ₂ O	87,71	69,96	93,56	91,96	92,96	7,93	8,34	7,93	8,15	8,01	8,08	8,81	8,31	8,48	
Total						89,08	92,02	92,10	91,95	90,53	94,35	92,51	94,55	95,43	

Cálculo en base a 22 oxígenos

Cationes	243 site 4 1	243 site 4 2	243 site 4 3	243 site 4 4	243 site 4 5	239 site 6	239 site 6-2	239 site 6-3	239 site 6-4	239 site 6-5	239 site 6-1	219 site7 ill39	219 site7 ill38	219 site7 ill37
Si	6,81	6,69	6,73	6,70	6,72	6,42	6,44	6,52	6,46	6,48	6,51	6,45	6,43	6,46
^{IV} Al	1,19	1,31	1,27	1,30	1,28	1,58	1,56	1,48	1,54	1,52	1,49	1,55	1,57	1,54
^{VI} Al	3,57	3,79	3,82	3,82	3,79	4,02	4,00	3,98	4,01	3,98	4,00	3,95	4,02	4,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,25	0,04	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,36	0,19	0,24	0,22	0,22	0,04	0,04	0,06	0,03	0,05	0,04	0,05	0,01	0,02
Σ Oct.	4,19	4,02	4,08	4,08	4,05	4,06	4,04	4,05	4,05	4,04	4,05	4,03	4,07	4,05
K	1,09	1,28	1,14	1,18	1,24	1,40	1,43	1,35	1,39	1,39	1,34	1,50	1,38	1,40
Ca	0,03	0,09	0,06	0,05	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,01	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
Σ Intercapa	1,22	1,39	1,23	1,27	1,34	1,43	1,47	1,39	1,43	1,44	1,39	1,54	1,41	1,44

1. Todo el hierro como Fe²⁺

Tabla 5.1 Continuación

Sección	4715919 mN														
Sondaje	S-D10-87														
Muestra	LPS-516-219														
Pulso	Pulso 5														
Análisis	219 site7	ill36 219 site7	ill35219 site7	ill34219 site7	ill33219 site7	ill32219 site7	ill31219 site7	ill30219 site5	ill29219 site5	ill28219 site5	ill27219 site5	ill26219 site5	ill25219 site5	ill24219 site5	ill23
(wt%)															
SiO ₂	49,44	48,23	47,92	43,84	49,98	49,20	50,05	44,98	47,85	48,06	50,35	48,86	51,40	50,86	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,04	0,03	0,07	0,04	0,12	0,13	0,00	
Al ₂ O ₃	36,71	35,31	34,04	32,28	36,15	36,14	36,68	32,56	34,65	35,12	35,87	35,42	37,20	36,68	
IFeO	0,25	0,42	0,16	0,36	0,20	0,38	0,08	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,05	
MnO	0,06	0,00	0,04	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	
MgO	0,09	0,08	0,23	0,10	0,11	0,08	0,21	0,10	0,09	0,07	0,09	0,09	0,12	0,14	
CaO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,07	0,02	0,00	0,02	0,11	0,10	0,00	
Na ₂ O	0,17	0,14	0,06	0,05	0,14	0,18	0,26	0,19	0,22	0,38	0,34	0,27	0,53	0,12	
K ₂ O	8,82	8,40	8,14	7,85	8,37	8,75	8,77	8,03	8,04	7,71	7,73	7,69	8,02	8,47	
Total	95,63	92,59	90,59	84,56	94,95	94,80	96,10	86,00	90,93	91,42	94,46	92,65	97,51	96,38	
<i>Cálculo en base a 22 oxígenos</i>															
Cationes															
Si	6,40	6,44	6,52	6,42	6,48	6,42	6,43	6,46	6,48	6,46	6,53	6,47	6,47	6,49	
^{IV} Al	1,60	1,56	1,48	1,58	1,52	1,58	1,57	1,54	1,52	1,54	1,47	1,53	1,53	1,51	
^{VI} Al	3,99	3,99	3,97	3,98	4,00	3,98	3,98	3,97	4,00	4,02	4,01	4,01	4,00	4,01	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	
Fe	0,03	0,05	0,02	0,04	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Mg	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	
Σ Oct.	4,04	4,05	4,04	4,06	4,05	4,04	4,04	4,00	4,03	4,04	4,04	4,05	4,03	4,05	
K	1,46	1,43	1,41	1,47	1,38	1,46	1,44	1,47	1,39	1,32	1,28	1,30	1,29	1,38	
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	
Na	0,04	0,04	0,02	0,01	0,04	0,04	0,06	0,05	0,06	0,10	0,09	0,07	0,13	0,03	
Σ Intercapa	1,51	1,47	1,43	1,48	1,42	1,51	1,50	1,53	1,45	1,42	1,37	1,39	1,43	1,41	

Tabla 5.1 Continuación

Sección		4715919 mN													
Sondaje	S-D10-87														
Muestra	LPS-516-219														
Pulso														Pulso 4	
Análisis	219 site5 ill222	219 site5 ill12	219 site2 ill219	219 site5 ill202	219 site2 ill192	219 site2 ill172	219 site2 ill162	219 site2 ill182	219 site2 ill152	219 site2 ill142	219 site2 ill13	219 site2 ill12	219 site2 ill11	219 site2 ill10	219 site3 ill9
(wt%)															
SiO ₂	50,64	47,74	49,70	49,13	48,53	49,09	46,29	49,66	48,22	48,66	49,71	49,87	46,60	47,65	
TiO ₂	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al ₂ O ₃	36,67	34,48	35,99	34,75	32,45	34,24	32,89	35,37	33,26	33,81	35,47	33,72	34,42	33,65	
1FeO	0,00	0,00	0,13	0,05	0,08	0,09	0,03	0,05	0,01	0,05	0,06	0,16	0,04	0,15	
MnO	0,06	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,02	0,12	0,00	0,00	
MgO	0,24	0,20	0,17	0,33	0,93	0,42	0,39	0,26	0,59	0,47	0,29	0,77	0,37	0,15	
CaO	0,10	0,04	0,08	0,00	0,06	0,07	0,04	0,06	0,10	0,00	0,10	0,00	0,21	0,24	
Na ₂ O	0,14	0,08	0,13	0,10	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,07	0,07	0,05	0,08	0,22	
K ₂ O	8,26	8,16	8,28	8,42	8,20	8,38	8,71	8,32	8,30	8,45	8,69	8,57	8,34	8,28	
Total	96,12	90,77	94,50	92,82	90,32	92,35	88,46	93,82	90,64	91,54	94,41	93,27	90,06	90,33	
<i>Cálculo en base a 22 oxígenos</i>															
Cationes															
Si	6,48	6,48	6,47	6,52	6,62	6,55	6,48	6,51	6,56	6,56	6,50	6,60	6,40	6,52	
^{IV} Al	1,52	1,52	1,53	1,48	1,38	1,45	1,52	1,49	1,44	1,44	1,50	1,40	1,60	1,48	
^{VI} Al	4,00	3,99	4,00	3,96	3,84	3,93	3,92	3,98	3,89	3,92	3,96	3,86	3,97	3,94	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
Mg	0,05	0,04	0,03	0,07	0,19	0,08	0,08	0,05	0,12	0,09	0,06	0,15	0,08	0,03	
Σ Oct.	4,05	4,04	4,05	4,03	4,04	4,03	4,00	4,04	4,02	4,03	4,02	4,04	4,05	3,99	
K	1,35	1,41	1,38	1,43	1,43	1,43	1,56	1,39	1,44	1,45	1,45	1,45	1,46	1,44	
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	
Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,06	
Σ Intercapa	1,40	1,44	1,42	1,45	1,46	1,45	1,58	1,42	1,48	1,47	1,48	1,46	1,51	1,54	

Tabla 5.1. Continuación

4715919 mN													
Sección	S-D10-87								S-D10-116				
Sondaje	LPS-516-219								LPS-516-188				
Muestra	Pulso 4								Pulso 5				
Pulso	219 site3 ill8	219 site3 ill7	219 site3 ill6	219 site3 ill5	219 site3 ill4	219 site3 ill3	219 site3 ill2	219 site3 ill1	188-ill 1	188-ill 2	188-ill 3	188-ill 4	188-ill 5
(wt%)													
SiO ₂	47,57	49,02	47,47	50,05	50,39	49,76	49,70	51,46	50,89	50,61	52,35	50,74	50,36
TiO ₂	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	33,90	34,76	34,79	35,72	35,67	35,33	35,04	36,44	36,75	36,16	37,70	36,72	36,15
1FeO	0,18	0,06	0,09	0,10	0,07	0,11	0,13	0,16	0,11	0,16	0,11	0,12	0,08
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,06	0,00	0,00	0,04
MgO	0,17	0,16	0,25	0,19	0,21	0,17	0,12	0,23	0,20	0,23	0,24	0,25	0,21
CaO	0,08	0,31	0,05	0,11	0,18	0,11	0,13	0,13	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,25	0,09	0,17	0,09	0,07	0,10	0,10	0,10	0,90	1,01	0,93	0,79	0,67
K ₂ O	8,92	7,97	8,73	8,12	8,06	8,18	8,00	8,17	7,26	6,72	7,21	7,05	6,99
Total	91,16	92,41	91,54	94,38	94,66	93,83	93,22	96,71	96,18	94,95	98,53	95,67	94,49
<i>Cálculo en base a 22 oxígenos</i>													
Cationes													
Si	6,48	6,52	6,42	6,52	6,54	6,52	6,55	6,53	6,48	6,51	6,50	6,48	6,51
^{IV} Al	1,52	1,48	1,58	1,48	1,46	1,48	1,45	1,47	1,52	1,49	1,50	1,52	1,49
^{VI} Al	3,91	3,98	3,97	4,00	3,99	3,98	3,99	3,99	4,00	4,00	4,01	4,02	4,02
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
Σ Oct.	3,98	4,02	4,03	4,04	4,04	4,03	4,03	4,05	4,05	4,07	4,07	4,08	4,07
K	1,55	1,35	1,51	1,35	1,33	1,37	1,34	1,32	1,18	1,10	1,14	1,15	1,15
Ca	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,22	0,25	0,22	0,19	0,17
Σ	1,63	1,42	1,56	1,39	1,38	1,41	1,39	1,36	1,41	1,36	1,36	1,34	1,32

Tabla 5.2. Composición química de caolinita.

Sección	4715919								
Sondaje	S-D10-116		S-D10-87		S-D10-88				
Muestra	LPS-516-188	LPS-516-189	LPS-516-223		LPS-516-239				
Pulso	Pulso 12	Pulso 12	Pulso 12		Pulso 4			Pulso 12	
Analisis (wt%)	188-kaol 2	189-kaol2	223kaol3	223kaol2	239kaol site 3	239kaol site 3-2	239kaol site 7	239kaol site 6	239kaol site 5-1
SiO ₂	45,16	40,99	45,19	43,80	43,02	43,59	42,39	44,32	44,94
TiO ₂	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	37,71	34,22	37,91	36,78	36,09	36,40	35,83	37,22	37,74
1FeO	0,04	0,01	0,02	0,13	0,13	0,06	0,06	0,03	0,06
MnO	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00	0,07	0,02	0,06
MgO	0,10	0,14	0,18	0,12	0,05	0,04	0,13	0,05	0,06
CaO	0,01	0,01	0,03	0,09	0,02	0,02	0,05	0,00	0,00
Na ₂ O	0,03	0,01	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05	0,05
K ₂ O	0,74	0,04	0,02	0,06	0,02	0,04	0,09	0,02	0,10
Total	83,80	75,46	83,41	81,02	79,47	80,23	78,67	81,73	83,03
<i>Cálculo en base a 14 oxígenos</i>									
Si	4,00	4,02	4,01	4,01	4,01	4,02	3,99	4,01	4,01
VIAl	3,94	3,95	3,96	3,97	3,97	3,95	3,98	3,97	3,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Σ Oct.	3,96	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	3,99	4,00
K	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Si/Al	1,02	1,02	1,01	1,01	1,01	1,02	1,00	1,01	1,01

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Table 5.3. Composiciones químicas de carbonatos

Sección	4715919										
Sondaje	S-D10-152										
Muestra	LPS-516-287										
Analisis	LPS 287 C5- S1 Cb 1 (1)	LPS 287 C5- S1 Cb 2	LPS 287 C5 S1 Cb4 (2)	LPS 287 C5 S2 Cb3-1	LPS 287 C5 S2 Cb3-2	LPS 287 C5 S2 Cb4-1	LPS 287 C5 S1 Cb 1 (2)	LPS 287 C5 S1 Cb 4 (1)	LPS 287 C5 S1 Cb4 (3)	LPS 287 C5 S1 Cb4 (4)	LPS 287 C5 S2 Cb4-2
(wt%)											
SiO ₂	0,07	0,10	0,10	0,27	0,15	0,07	0,01	0,15	0,00	0,00	0,03
TiO ₂	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,26	0,18	0,13	0,24	0,19	0,22	0,18	0,34	0,07	0,08	0,20
FeO	8,29	1,39	0,74	1,38	1,03	1,29	2,23	1,15	0,25	0,85	0,42
MnO	3,45	0,07	0,74	1,34	1,64	0,83	1,25	1,36	0,64	1,70	0,67
MgO	5,19	0,20	0,08	0,40	0,17	0,21	14,31	14,33	17,41	14,57	16,35
CaO	40,29	55,92	55,18	53,10	52,25	54,45	33,95	34,61	32,51	34,85	33,01
Na ₂ O	0,10	0,02	0,00	0,03	0,14	0,12	0,01	0,24	0,21	0,22	0,16
K ₂ O	0,48	0,57	0,07	0,59	0,00	0,57	0,39	0,38	0,38	0,43	0,41
CO ₂ (*)	45,24	45,65	44,67	44,80	43,40	45,01	44,86	45,37	45,48	45,30	45,04
Total	103,38	104,10	101,72	102,15	98,97	102,77	97,19	97,94	96,95	98,00	96,29
Fórmula estructural basada en 1 átomo de oxígeno para calcita y siderita, en 2 átomos de oxígeno para dolomita											
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Fe ²⁺	0,11	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,06	0,03	0,01	0,02	0,01
Mn	0,05	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02
Mg	0,13	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,70	0,69	0,84	0,70	0,79
Ca	0,70	0,96	0,97	0,93	0,94	0,95	1,19	1,20	1,12	1,21	1,15
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02

(*) CO2 calculado por estequiometría

Tabla 5.4. Cristalinidad de la caolinita expresada en FWHM (full width at half maximum intensity) medido para la reflexión 001 y en el espectro del infrarojo medio (MIR)

Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	FWHM (°2theta)	MIR
4715919 mN	S-D10-116	LPS-516-188	48	0,14	Dickita
	S-D10-87	LPS-516-218	74,5	0,19	*
	S-D10-88	LPS-516-244V	103,6	0,22	* (Kln > Dickita)
	S-D10-152	LPS-516-291V	203,6	0,18	* (Kln ± Dickita)

* Alta cristalinidad

Tabla 5.5. Edades Re/Os en molibdenita

Muestra	Ubicación	Peso(g)	Re (ppm)	±	¹⁸⁷ Re (ppm)	±	¹⁸⁷ Os (ppb)	±	Edad	± [^]	± [*]	± [#]
EG-2273	Bajo La Leona (Veta Cecilia)	0,02	346,65	1,29	217,88	0,81	754,97	2,39	207,63	0,09	0,83	1,05
LPS-516-219	Veta Sulfuro	0,02	17,74	0,07	11,15	0,04	31,57	0,10	169,72	0,18	0,71	0,88

[^]error que incluye solo el error de la espectrocopia de masas

^{*}error que incluye todas las fuentes de errores analíticos

[#]error que incluye todas las fuentes de errores analíticos más la constante de desintegración

APÉNDICE

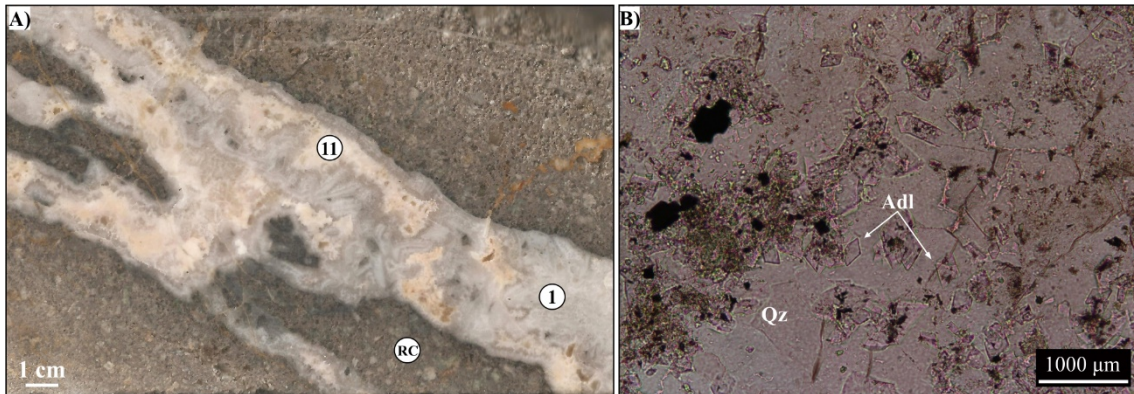


Figura A. Venilla de cuarzo con textura *lattice-bladed* (**Pulso 1**) con huecos rellenos por carbonatos tardíos (**Pulso 11**). **Figura B.** Microfotografía sin analizador de cristales rómbicos de adularia en venilla de cuarzo y escasos sulfuros diseminados (**Pulso 1**).

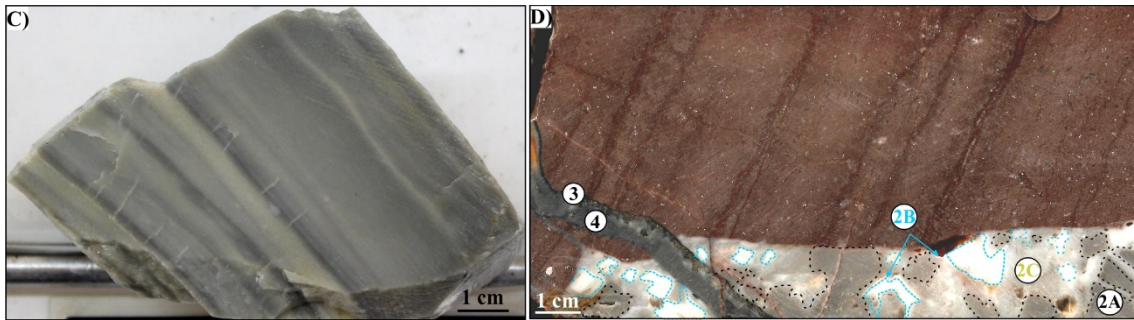


Figura C. Bandeado costriforme de cuarzo microcristalino (calcedonia recristalizada a cuarzo) gris, blanco a beige (**Pulso 2**). **Figura D.** Venilla de cuarzo (**Pulso 2**) formada por fragmentos de cuarzo microcristalino gris (2A) y blanco lechoso (2B) brechados por cuarzo microcristalino a cristalino fino con textura masiva y oquedades (2C).

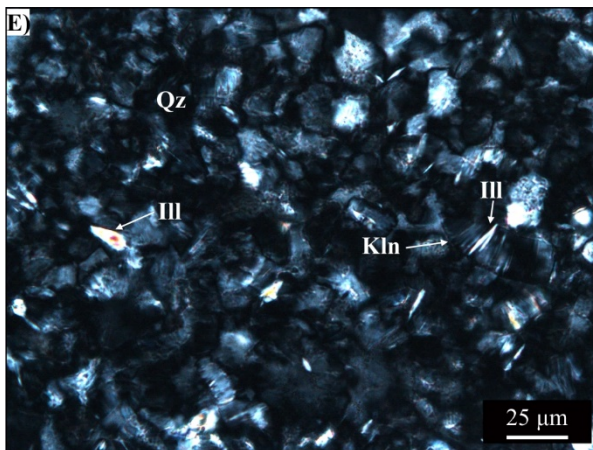


Figura E. Microfotografía con analizador de cuarzo con textura en mosaico, cristales de caolinita con forma de acordeón (*booklets*) parcialmente reemplazada por illita (**Pulso 2**).

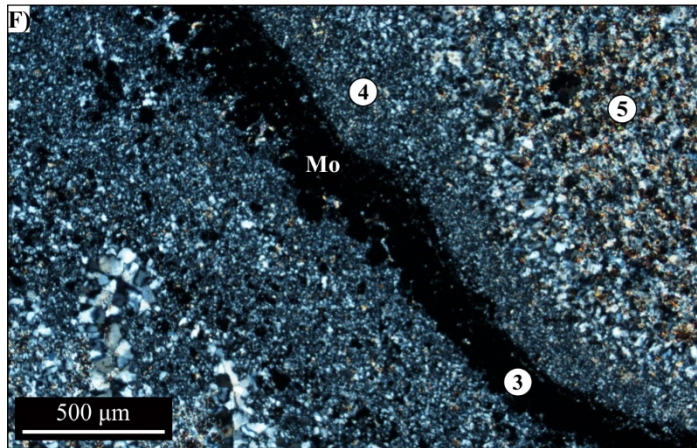


Figura F. Microfotografía con analizador de cuarzo con textura en mosaico (**Pulso 4**) que rodea la venilla de molibdenita. Hacia el extremo superior derecho de la imagen se observa cuarzo con textura en mosaico intercrecido con illita (**Pulso 5**).

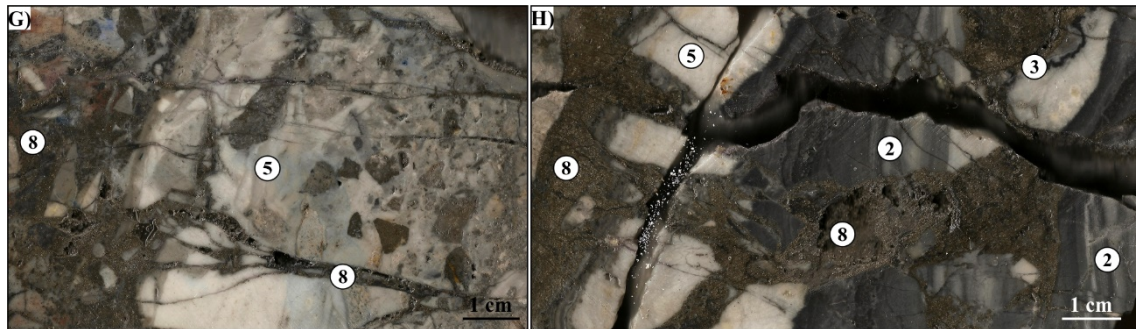


Figura G. Venilla de pulso 8 que atraviesa clastos de pulsos previos en la veta y genera *crackle* brechas locales que gradan a clasto-rotada y caótica hacia la izquierda de la imagen. **Figura H.** Brecha clasto-rotada a caótica formada por clastos angulosos de pulsos previos cementados por sulfuros (**Pulso 8**).

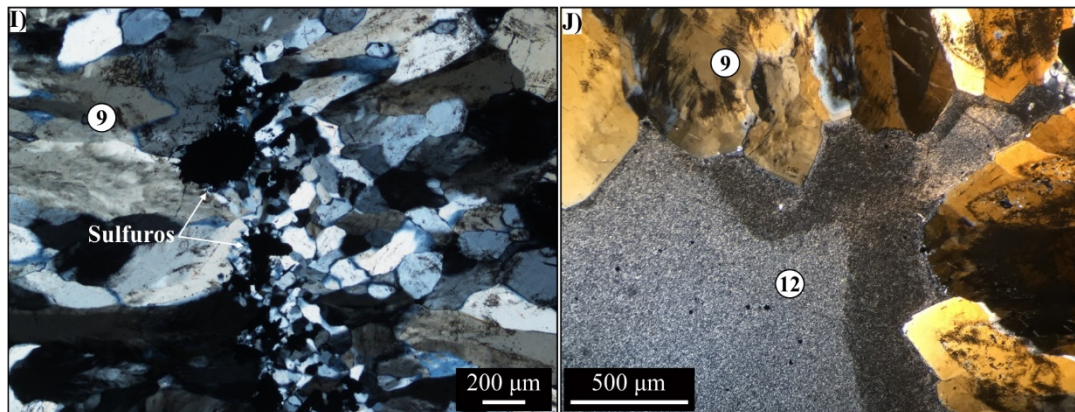


Figura I. Microfotografía con analizador de cristales de cuarzo con textura plumosa y textura de recrystalización en mosaico hacia el centro de la venilla. Contiene sulfuros en la sutura de la venilla (**Pulso 9**). **Figura J.** Microfotografía con analizador de cristales de cuarzo euhedrales con terminaciones prismáticas (**Pulso 9**) que tapizan parcialmente una oquedad rellena con caolinita ± APS tardíos (**Pulso 12**). Se observan cristales con zonación formada por un centro con abundante inclusiones fluidas y bandas lípidas externas paralelas a las caras cristalinas (**Pulso 9**).

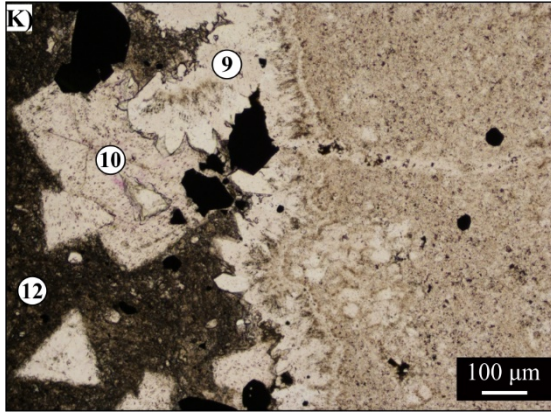


Figura K. Microfotografía sin analizador de cristales euédrales de fluorita en una oquedad tapizada por cristales de cuarzo del pulso 9 (**Pulso 10**). Sulfuros (pirita) en contacto y como inclusiones en los cristales de fluorita.



CAPÍTULO 6

ALTERACIÓN HIDROTERMAL DE LAS ROCAS DE CAJA

TESIS DOCTORAL
MARÍA LIS FERNÁNDEZ



6.1 INTRODUCCIÓN

Los minerales secundarios presentes en las rocas de caja que hospedan depósitos epitermales son producto de la interacción con los fluidos hidrotermales que circularon por las mismas. Estos minerales reemplazan fases preexistentes a través de procesos simultáneos de disolución-reemplazo y rellenan fracturas y/o huecos por precipitación directa de fluidos (Simmons y Browne, 2000). Las asociaciones mineralógicas presentes en las zonas estériles y mineralizadas, la distribución y paragénesis de los minerales y la intensidad de la alteración de las rocas de caja han sido empleadas para conocer indirectamente las relaciones fluido/roca, la temperatura, la composición y la evolución de los fluidos hidrotermales en el ambiente epitermal (Browne, 1978; Reyes, 1990; Simmons y Browne, 2000; Mauk y Simpson, 2007).

La distribución espacial de los filosilicatos hidrotermales también es de primordial importancia en esta variedad de yacimientos para el procesamiento de los metales. Uno de los factores que más afectan la eficiencia de la molienda y los resultados metalúrgicos es la presencia de minerales arcillosos que producen (a) pérdida en la recuperación de los metales, (b) aumento del consumo de reactivo por partículas finas, (c) transferencia de grandes cantidades de minerales de arcilla en el concentrado, (d) aumento de las cantidades de partículas finas en la trituración y molienda y (e) el fenómeno de floculación en la zona de espuma (Bulatovic et al., 1999; Bulatovic, 2007).

La mineralización en el distrito La Paloma presenta un fuerte control estructural que dio lugar al desarrollo de halos de alteración alrededor de la zona de aporte y ascenso de fluidos (Veta Sulfuro). La característica más notable es la destrucción completa de minerales primarios en contacto con la zona mineralizada, lo cual sugiere infiltración de grandes volúmenes de fluidos hidrotermales y una fuerte interacción fluido-roca. Esta

interacción ha sido menor al alejarse de la veta donde la alteración hidrotermal parece haber sido controlada por la composición de las rocas de caja.

En este capítulo se presenta el estudio de los minerales hidrotermales que incluyen filosilicatos, carbonatos, silicatos, pirita y óxidos de titanio de las rocas volcánicas alteradas en contacto con la Veta Sulfuro. La distribución de estos minerales, sus relaciones texturales y sus composiciones químicas permitieron construir la secuencia paragenética de los minerales hidrotermales y su uso como trazadores de la mineralización vetiforme de $Au \pm Ag$ y metales base (Zn, Pb, Mo, Cu). Los filosilicatos también proveen información clave sobre la evolución química y térmica de los fluidos y los procesos de interacción fluidos:roca durante la actividad del sistema hidrotermal jurásico y para cuantificar el impacto de la geología y la mineralogía en los procesos metalúrgicos. Se presentan las primeras edades de Ar-Ar en illita que permiten acotar la cronología de la alteración de la roca de caja de la Veta Sulfuro.

6.2 METODOLOGÍA

6.2.1 Trabajos de campo

Para conocer la alteración hidrotermal que afecta a las rocas de caja de la Veta Sulfuro se describieron los testigos corona de los sondeos facilitados por la empresa Minera Don Nicolás S.A. Se seleccionaron 88 muestras de la roca de caja a distintas profundidades y desde zonas próximas a distales a la veta procedentes de 5 sondajes ubicados en la zona central del depósito (sección 4715919 mN) ([Fig. 6.1](#)).

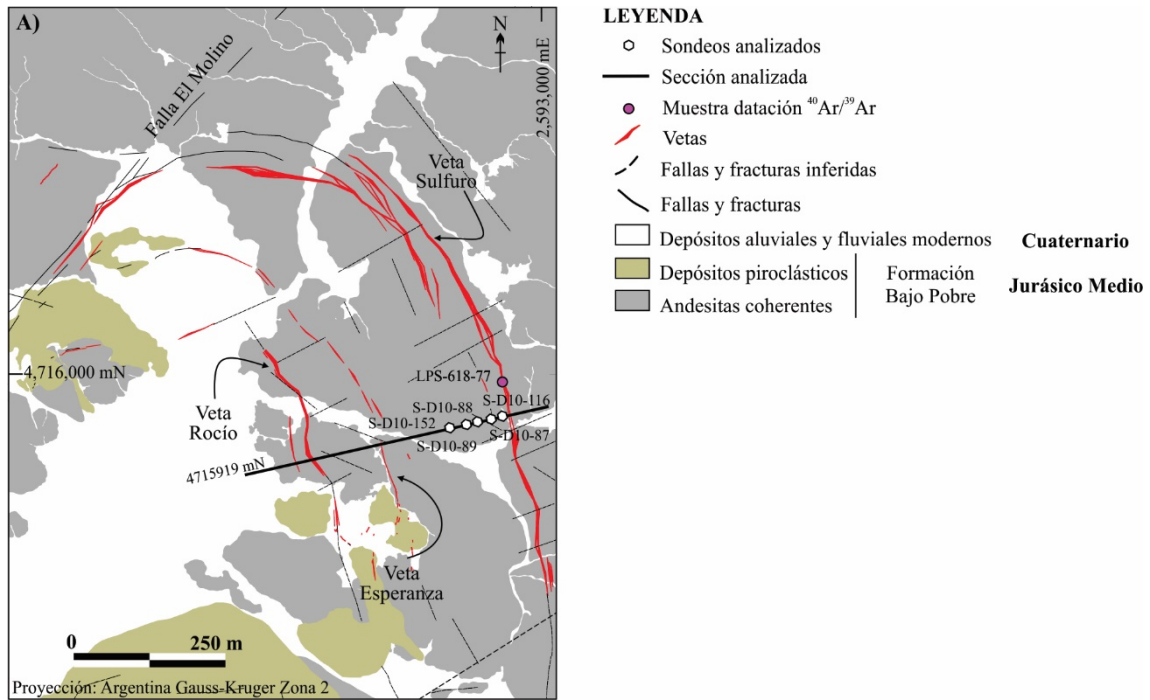


Figura 6.1. Mapa geológico de la veta Sulfuro que muestra la ubicación de la sección 4715919 mN (sector central) y de los sondajes estudiados en este capítulo.

6.2.2 Trabajos de laboratorio

6.2.2.1 Microscopía óptica

El estudio de las alteraciones se inició con la descripción de los testigos con lupa binocular y selección de zonas para realizar cortes delgados. Luego se analizaron secciones delgadas (n=77) con microscopio petrográfico con luz transmitida y reflejada del laboratorio de la Universidad Nacional del Comahue. Este método permitió identificar los principales minerales secundarios, sus texturas, estimar sus porcentajes y relaciones paragenéticas.

6.2.2.2 Difracción de rayos X

Un grupo de muestras de testigos coronas (n= 51) del depósito se analizó por difracción de rayos X sobre muestra total y fracción arcilla (<2 μm) en los laboratorios de la Universidad Nacional del Comahue y del Instituto de Geología y Paleontología de la Universidad Nacional de Río Negro. Para el análisis de roca total los trozos de rocas

fueron desagregados, cuarteados y molidos (2 g) en mortero de ágata Mc Crone pasante tamiz 200. Luego se realizaron difractogramas del polvo orientado al azar entre 2 y 60° 2θ para los cuales se utilizaron un difractómetro Rigaku DMAX-2D del laboratorio CIMAR de la Universidad Nacional del Comahue y un difractómetro Rigaku modelo Smartlab del Instituto de Geología y Paleontología de la Universidad Nacional de Río Negro. Para la identificación de los minerales se empleó el Software Jade 7 con base ICDD PDF-4 Minerals y bases propias del equipo.

Para en análisis de minerales arcillosos se utilizaron aproximadamente 6 g de muestra, las cuales fueron desagregadas, homoionizadas con estroncio y se realizó una dispersión con sonda ultrasónica. Se sometió la muestra al lavado por centrifugación y separación de la fracción $<2 \mu\text{m}$ por sedimentación y/o centrifugación y preparación de muestra orientada sobre un portaobjeto de vidrio. Se realizó difracción de rayos X de la muestra orientada seca al aire entre 2 - 40° 2θ y difracción entre 2 - 40° 2θ de la muestra orientada expandida en vapor de etilenglicol durante 72 horas a 60°C . Finalmente, se calcinó la muestra en una mufla a 550°C y se efectuó el difractograma. Se utilizó el software Jade 7 y con los métodos de [Moore y Reynolds \(1989\)](#) y [Newmod® y Reynolds](#) se identificó y semi-cuantificó la fracción $<2 \mu\text{m}$.

Un segundo grupo de muestras ($n = 75$) fue analizado en el Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers (Francia) con difractómetro Philips Bruker D8 Advance y un difractómetro Philips X'Pert Pro. La fracción $<4 \mu\text{m}$ fue extraída mediante desagregación y reducción de tamaño de partícula por molienda con agua destilada en un mortero de ágata y luego mediante tratamiento con ultrasonido. La extracción se realizó por sedimentación para agregados orientados sobre un portaobjeto de vidrio. La muestra seca al aire y luego de la expansión con etilenglicol fue analizada en el rango 2° a 30° 2θ , con

radiación $\text{CuK}\alpha_{1+2}$, a 40 kV y 40 mA y recolectada por un detector linxeye. La humedad relativa no fue controlada durante la adquisición de los datos.

A partir de los DRX en preparados orientados, los "materiales illíticos" sensu [Środoń \(1984\)](#) pueden corresponder a una de las siguientes tres categorías: (1) mineral de illita puro; (2) interestratificados I/S con diversos contenidos de illita; y (3) mezclas de (1) y (2). La diferenciación e identificación de dichos componentes en una muestra se realiza a través de las posiciones de las reflexiones $d(002)$ y $d(003)$ en valores de 2θ obtenidas del ensayo de muestra glicolada ([Środoń 1984](#); [Środoń y Eberl 1984](#)). Este paso permite diferenciar illitas puras y/o mezclas dominadas por interestratificados I/S con distintos contenidos de illita.

Los siguientes atributos son indicadores de cierto grado de expandibilidad en las muestras de los ensayos glicolados, y se tienen en cuenta cuando se trabaja con mezclas que contienen illitas puras e interestratificados I/S con alto contenido de illita:

- (1) La reflexión 001 se torna más asimétrica y se observa un hombro o cola hacia los bajos ángulos.
- (2) La reflexión 001 se desplaza hacia ángulos ($^{\circ}2\theta$) más altos, mientras que la 002 lo hace hacia menores ángulos.

El contenido de capas illíticas en el interestratificado illita-esmectita (I/S) se estimó en base al cálculo de las composiciones específicas en muestra glicolada a partir de las diferencias $\Delta 2\theta$ (ver cuadro) de las reflexiones basales ([Moore y Reynolds, 1997](#)). Las reflexiones basales que se tienen en cuenta para dicho cálculo se mueven en direcciones opuestas a medida que varía el porcentaje de capas illíticas ([Moore y Reynolds 1997](#)).

Illita (%)	Notación Reichweite	001 (Illita)/ 002 (esmectita)		002 (Illita)/ 003 (esmectita)		$\Delta 2\theta$
		d (Å)	2θ	d (Å)	2θ	
10	0	8.58	10.31	5.61	15.80	5.49
20	0	8.67	10.20	5.58	15.88	5.68
30	0	8.77	10.09	5.53	16.03	5.94
40	0	8.89	9.95	5.50	16.11	6.16
50	0	9.05	9.77	5.44	16.29	6.52
60	1	9.22	9.59	5.34	16.60	7.01
70	1	9.40	9.41	5.28	16.79	7.38
80	1	9.64	9.17	5.20	17.05	7.88
90	3	9.82	9.01	5.10	17.39	8.38

Las principales características de los interestratificados I/S, fueron estudiadas y sintetizadas por Hower (1967, 1981), Perry y Hower (1970, 1972), Środoń (1999), e independientemente del mecanismo de reacción para la transformación de esmectita a illita (cf. Meunier y Velde 2004 y Lanson et al. 2009), se diferencian dos grupos principales: (1) los interestratificados con apilamiento variable o desordenados y (2) los interestratificados ordenados. El primer grupo de interestratificados resulta en un significativo aumento de la expandibilidad en el ensayo glicolado y se caracterizan por la permanencia de la reflexión a los $5^\circ 2\theta$ (17,65 Å), aunque la cantidad de capas esmectíticas en el interestratificado varíe. Cuando los valores de esmectita (S) se hallan entre el 50–90% en el interestratificado, la combinación de las reflexiones (002) I/ (003)S al glicolar pasa de 16,50 a 15,80 $^\circ 2\theta$ (5,36 a 5,60 Å). Para este grupo, la notación Reichweite será R: 0, indicando menos del 60% de capas illíticas. El segundo grupo se caracteriza por presentar una reflexión próxima a los 6.5 $^\circ 2\theta$ (13,58 Å) en muestra natural que se desdobra y desplaza en dos reflexiones alrededor de los 10 y 16 $^\circ 2\theta$ en el ensayo glicolado. En estos casos, el apilamiento vertical de las capas de illita y esmectita corresponde a un ordenamiento R: 1, alternancia ISISIS con 60–80% de capas illíticas, o a un ordenamiento R: 3 alternancia ISII, con más de 85–90% de capas illíticas.

6.2.2.3 Espectrometría de infrarrojo

Los espectros infrarrojos medio (MIR) (400 a 4000 cm^{-1}) fueron obtenidos por transmitancia diluyendo la muestra en KBr(s), en el laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers (Francia). Se analizaron 19 muestras por medio de un espectrómetro Nicolet760 FT-IR equipado con un divisor de haz KBr y un detector DTGS-KBr. La resolución fue establecida en 4 cm^{-1} con adición de 100 scans. Los pellets de KBr fueron realizados con 1 mg de muestra y 150 mg de polvo de KBr(s), molido en un mortero, secado a 120°C y prensado bajo 8 toneladas durante 5 minutos en una prensa hidráulica. Para el análisis de los espectrogramas se empleó el Software Omnic.

6.2.2.4 Cristalinidad de caolinita

La cristalinidad de caolinita ha sido estimada con el empleo de los siguientes métodos:

1-Medición del ancho de la reflexión (001) a la mitad de su altura (FWHM 2 θ): esta determinación brinda información acerca de la magnitud del orden de empaquetamiento a lo largo del eje “c”: cuanto mayor es el espesor de los dominios coherentes a lo largo de este eje, menor será el ancho a la mitad de la altura de la reflexión basal. La principal ventaja de este método es su sencilla ejecución, ya que el tratamiento puede hacerse tanto en forma manual como mediante un programa de deconvolución de curvas de DRX. Una ventaja adicional es que el método no es sensible a los problemas de orientación preferencial durante la preparación de las muestras, como ocurre con otras metodologías. Las desventajas se presentan en la limitación de la información recibida (ya que considera solo el ordenamiento a lo largo del eje “c”) y su sensibilidad a los minerales accesorios (por ejemplo anatasa, cuya reflexión más intensa se encuentra cerca de la reflexión 001 de caolinita) y a la reflexión en 7 Å de los tubos de halloysita. Para la toma de la medida del FWHM, se consideró la simetría del pico de 7 Å y se realizó la deconvolución de

dicho pico con el fin de obtener una medición del mineral, aislando la influencia de otros minerales que generen superposición de picos como la señal (002) de la clorita.

2- Método de espectroscopía de infrarrojo (FTIR): El orden estructural de las caolinitas puede ser analizado por las diferencias de posición y la intensidad relativa de las bandas de estiramiento OH y bandas en la zona de flexura de Al₂OH en el espectro infrarrojo (Brindley, et al., 1986; Muller y Bocquier, 1987; Prost y otros, 1989; Madejová y otros, 1997). Caolinita muestra 4 bandas de estiramiento del OH en 3696, 3668, 3652 y 3619 cm⁻¹ y 2 bandas en la zona de flexura de Al₂OH en 914 y 938cm⁻¹ (Madejová et al., 2011). Dickita muestra 3 bandas de estiramiento del OH en 3704, 3654 y 3622 cm⁻¹ (Farmer, 1974). Cuando la cristalinidad de la caolinita se reduce, la banda en 3668cm⁻¹ desaparece gradualmente, precedida por una inversión del máximo entre las bandas 3668 y 3652 cm⁻¹. Cuando la cristalinidad disminuye también comienza a desaparecer la banda 939 cm⁻¹ y/o empieza a formar un hombro. Sobre la base de estimación visual (IR-E; Vaculiková et al., 2011) de la resolución y de las intensidades relativas de las bandas mencionadas, se pueden dividir en tres grupos de acuerdo a Vaculiková et al. (2011): a) caolinita de alta cristalinidad cuando las bandas de estiramiento del OH y las bandas en la zona de flexura tienen buena resolución; b) caolinita parcialmente ordenada cuando las bandas de estiramiento OH en 3668, 3652 y 938 cm⁻¹ pueden ser identificadas pero sus intensidades son bajas y/o tienden a formar un hombro, y c) caolinita de baja cristalinidad si se observa solo una banda cerca de 3660 cm⁻¹ y/o pequeñas inflexiones cerca de 3668, 3652 y 938 cm⁻¹ en los espectros (Madejová et al., 1997). Además de la buena resolución en las bandas de estiramiento del OH en 3668 cm⁻¹ y 3652 cm⁻¹, la ausencia de la reflexión en 874 cm⁻¹ que representa el Fe en la posición octaédrica, indica caolinita con buen ordenamiento interno y sin contenido de Fe⁺³ en su estructura.

La cristalinidad de la caolinita también puede ser calculada a partir de los índices de cristalinidad CI1 y CI2 (Neal y Worrall, 1977) calculados a partir de las ecuaciones: $CI1 = I(\nu1) / I(\nu3)$; $CI2 = I(\nu4) / I(\nu1)$ (2) donde $I(\nu1)$ y $I(\nu4)$ son intensidades de las bandas de estiramiento OH a 3696 cm^{-1} y 3619 cm^{-1} y $I(\nu3)$ es la intensidad de la banda de flexura a 914 cm^{-1} . De acuerdo con los valores obtenidos de los índices de cristalinidad de las caolinitas se clasifican como baja cristalinidad cuando ($CI1 < 0,7$ y $CI2 > 1,2$), parcialmente ordenadas ($0,7 < CI1 < 0,8$, $0,9 < CI2 < 1,2$) y estructuras de alta cristalinidad ($CI1 > 0,8$, $CI2 < 0,9$) (Russell y Fraser, 1994; Madejová y Komadel, 2001).

6.2.2.5 Catodoluminiscencia

Estos estudios se realizaron en el Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la UNS, Bahía Blanca. Se utilizó un Microscopio Nikon Eclipse 50i Pol de polarización y epifluorescencia, al cual se le adosó una platina de Catodoluminiscencia CITL Mk5. La muestra se colocó en esta platina con cámara de vacío y luego fue irradiada con el haz de electrones. Su respuesta fue visualizada mediante los oculares microscópicos y mediante cámara a través de un procesador de imágenes (Micro Metrics) que transmite a una computadora, donde fue posible la visualización en el monitor, tomar fotografías y generar archivos digitales.

6.2.2.6 Microscopía electrónica de barrido (MEB)

Las observaciones por microscopía electrónica de barrido se realizaron mediante imágenes de electrones secundarios en fragmentos de roca metalizados con oro para estudios morfológicos, y con imágenes de electrones retrodispersados sobre secciones delgadas metalizadas con carbono para determinar composiciones químicas y relaciones texturales entre minerales hidrotermales identificados. Se utilizó un Microscopio Electrónico de Barrido JEOL® JSM-IT500 acoplado con un detector de espectroscopía

de energía dispersiva de rayos X (EDS, detector a base de silicio Bruker) del laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers (Francia). Las condiciones analíticas utilizadas fueron las siguientes: voltaje de 15 kV, intensidad de corriente de 1 nA, distancia de trabajo de 11 mm y tiempo de conteo de 50s. Los elementos analizados fueron Na, Mg, Al, Si, Mn, Fe, Ti, K y Ca. Los estándares utilizados para calibrar el sistema de microanálisis con EDS consistieron en albita (Na, Al, Si), almandino (Mg, Fe), diópsido (Ca), ortoclasa (K), espesartina (Mn) y metal de titanio (Ti). Para la corrección por efectos de matriz se utilizó el método de corrección PhiRhoZ.

6.2.2.7 Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La preparación de la muestra se realizó sin ningún tratamiento químico para evitar cualquier impacto en la estructura de los filosilicatos. Para determinar la cantidad de ^{39}Ar recogido durante la irradiación de las muestras, todas las fracciones granulométricas (5 - 2 μm , 2 - 0,5 μm , < 0,5 μm) fueron ligeramente compactadas mecánicamente y luego unos 1 a 2 mg de estas fracciones fueron encapsulados en tubos de cuarzo antes de la irradiación. Las muestras fueron irradiadas durante 20 h en el núcleo del reactor nuclear Triga Mark II de Pavía (Italia) con varias alícuotas del estándar de sanidina de Taylor Creek como monitor de flujo ($28,608 \pm 0,033$ Ma; [Renne et al., 2011](#)). El ^{40}Ar atmosférico se estimó utilizando un valor de la relación inicial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de $298,56 \pm 0,31$ ([Lee et al. 2006](#)). Los análisis de argón se realizaron en Géosciences Montpellier (Francia) siguiendo el procedimiento detallado en [Münch et al. \(2021\)](#). Para cada fracción, se calculó una Edad Total del Gas añadiendo el ^{39}Ar recolectado a la cantidad de ^{39}Ar liberada durante el calentamiento por etapas. Por lo tanto, la Edad Total del Gas, que es equivalente a una edad K-Ar, se considera como la edad representativa de cada fracción siguiendo a [van der Pluijm et al. \(2001\)](#). Se utilizó el software ArArCalc© v2.5.2 ([Koppers, 2002](#)) para la

conversión y la representación gráfica de los datos. Todas las edades se indican su error en el intervalo de 2σ .

6.3 RESULTADOS

6.3.1 Alteración hidrotermal

En el distrito La Paloma las vetas están rodeadas por una zona alteración hidrotermal definida por anomalías aeromagnéticas (Fig. 6.2). La anomalía Th/K (enriquecimiento en K) (Fig. 6.2A) está definida por una amplia zona de 5 x 2,5 km elongada en dirección norte-sur, que coincide con la orientación principal de las vetas en el distrito. La zona desmagnetizada es el resultado de la fuerte alteración hidrotermal que provocó la destrucción total y/o parcial de los minerales magmáticos (plagioclasas, piroxeno y magnetita) en las rocas de composición andesítica (lavas y depósitos volcanoclásticos) que hospedan las vetas. En contraste con la anomalía Th/K, la desmagnetización está confinada a unos pocos metros (< 20 m) de las principales vetas epitermales (Fig. 6.3B).

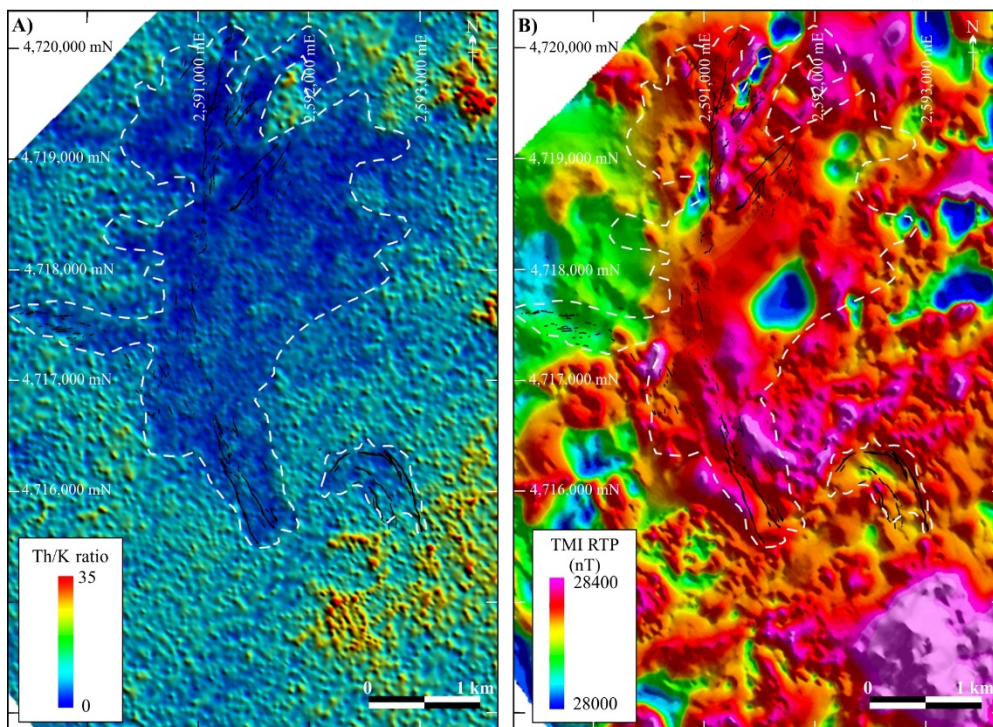


Figura 6.2. Mapas geofísicos del distrito La Paloma. **A)** Mapa radiométrico de Th/K. **B)** Mapa de magnetometría aérea de alta resolución, carta de intensidad magnética total reducida al polo (RTP-TMI). Las líneas punteadas blancas indican el límite de la zona de anomalía Th/K alrededor de las vetas epitermales. En color negro se muestran los afloramientos de las vetas.

Las rocas volcánicas presentan alteración hidrotermal incipiente (<30% de los minerales primarios reemplazados por minerales secundarios), moderada (30-75%), e intensa (>75–100%). (Fig. 6.3). La alteración hidrotermal afecta a las plagioclasas, a los fenocristales máficos y/o a los cristales de la pasta y/o matriz tanto en las unidades coherentes como en las volcaniclásticas.

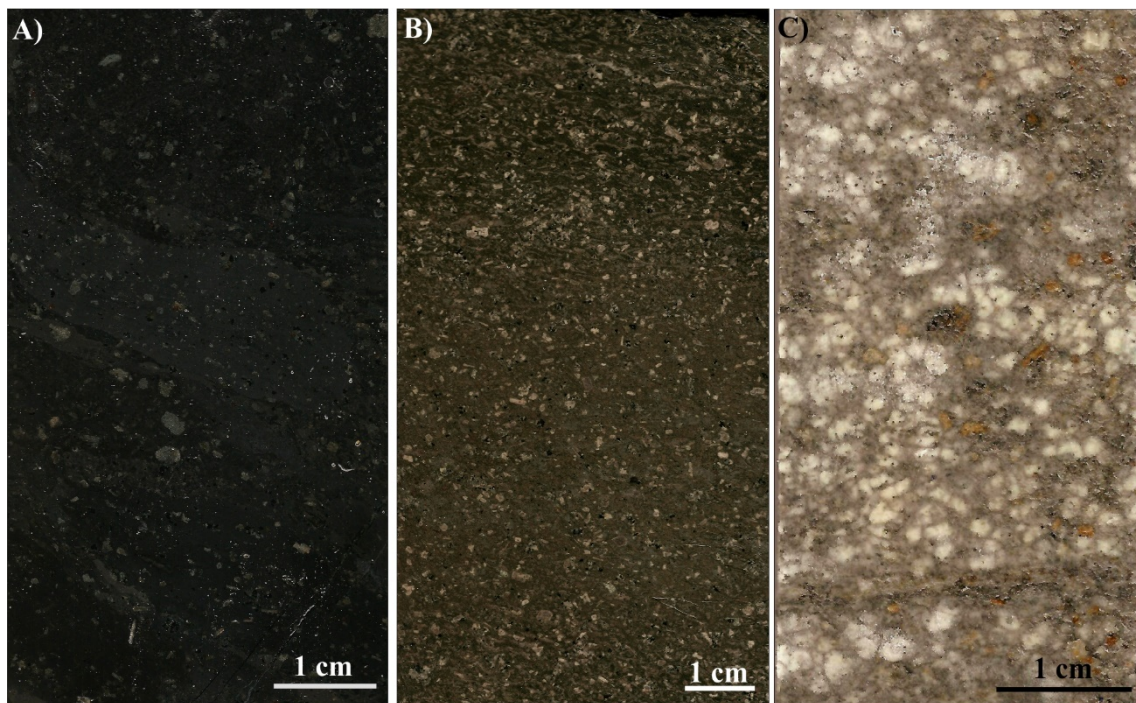


Figura 6.3. **A)** Andesita con alteración hidrotermal incipiente (muestra: LPS-516-196; sondaje: S-D10-116-28m). **B)** Andesita con alteración hidrotermal moderada (muestra: LPS-516-249; sondaje: S-D10-88-88,75m). **C)** Andesita con alteración hidrotermal intensa (muestra: LPS-516-286; sondaje: S-D10-152 – 215,7m).

El ancho del halo de alteración intensa es variable y se extiende desde el contacto con la veta hasta un máximo de aproximadamente 10-15 m de distancia en el bloque colgante, y hasta 20 m hacia el bloque piso, excepto en las zonas con brechas de falla donde su extensión es mayor (hasta 30 m) (Fig. 6.4A). Este halo de alteración intensa también está asociado a estructuras subsidiarias donde exhibe un ancho menor (máximo 5-10 m). Se caracteriza por la destrucción total de los minerales magmáticos pero la roca

preserva la textura original, excepto en zonas donde fue intensamente fracturada y brechada y los clastos no conservan la textura. Las rocas con alteración intensa gradan a rocas con alteración moderada a partir de los 10-15 m del contacto con la veta principal (Fig. 6.4A). Estas rocas pueden contener relictos de plagioclasas y óxidos de Fe-Ti con cristales de piroxeno, anfíbol y olivino completamente reemplazados por minerales hidrotermales y la pasta exhibe un reemplazo parcial. Comúnmente se intercala con tramos de alteración intensa. Las volcanitas con alteración incipiente son poco frecuentes y se localizan más lejos del contacto con la veta (a partir de los 20-30 m) y como relictos en las secciones estudiadas rodeadas de rocas con alteración moderada a intensa. Se caracterizan por contener minerales máficos primarios (piroxenos, anfíboles y olivinos) con reemplazo incipiente a parcial, mientras que las plagioclasas y óxidos de Fe-Ti están frescas o presentan un reemplazo incipiente.

6.3.2 Distribución espacial y composición de los minerales hidrotermales

Se identificaron los siguientes minerales hidrotermales en las rocas alteradas circundantes y en contacto con la Veta Sulfuro: adularia, albita, carbonatos (dolomita, siderita y calcita), clorita, illita, interestratificado illita-esmectita con variaciones en el porcentaje de capas de illita, caolinita-dickita, esmectita, cuarzo, pirita, óxidos de Fe-Ti, epidoto, laumontita y fosfatos-sulfatos aluminicos (APS) (Tabla 6.1). La distribución de estos minerales se muestra en la figura 6.4. Se analizaron un total de 226 minerales hidrotermales, sus relaciones texturales y composiciones químicas, las que se describen a continuación.

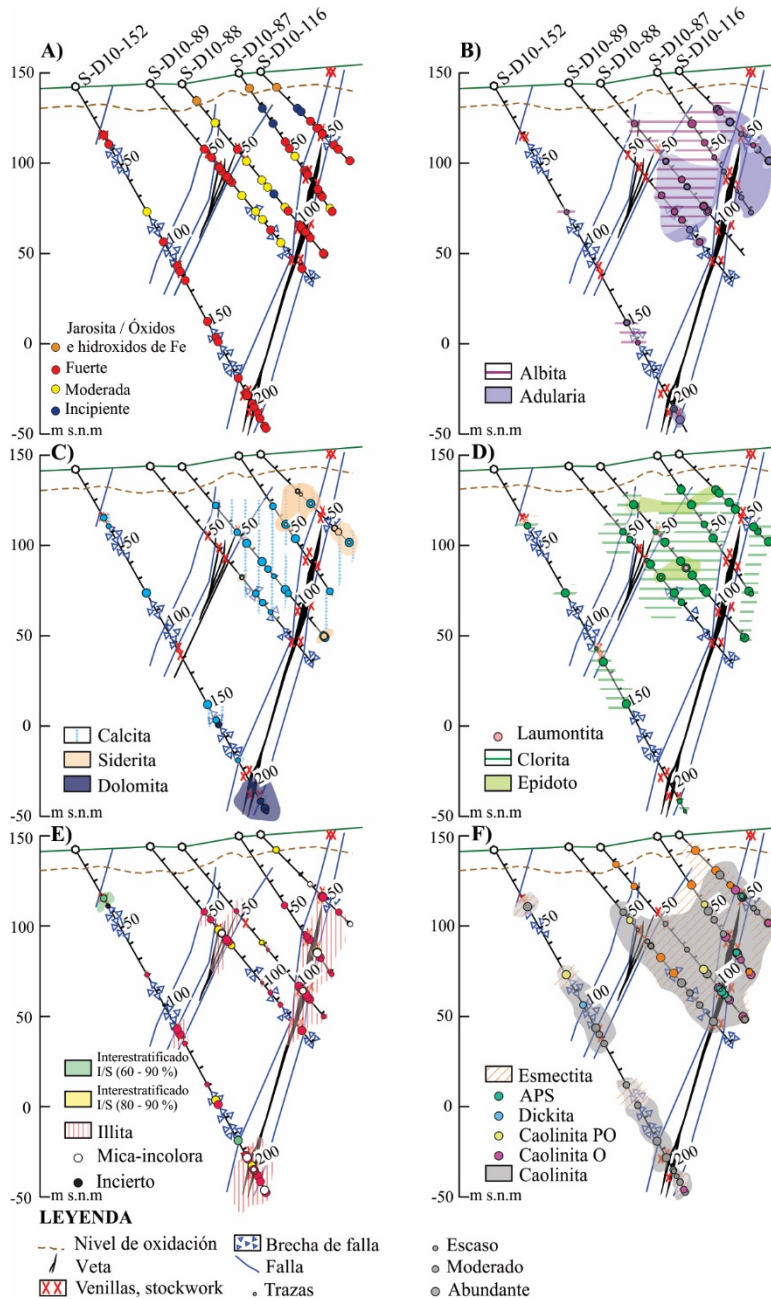


Figura 6.4. Distribución de los minerales hidrotermales en la sección 4715919 mN. **A)** Intensidad de la alteración. **B)** Distribución de albita y adularia. **C)** Distribución de carbonatos (dolomita, calcita y siderita). **D)** Distribución de clorita, epidoto y laumontita. **E)** Distribución de filosilicatos dioctaédricos potásicos. **F)** Distribución de caolinita, APS y esmeclita. Los círculos rellenos muestran la ubicación de las muestras analizadas. Abreviaturas: PO: parcialmente ordenada, O: ordenada.

6.3.2.1 Adularia y Albita

Adularia y albita fueron paragenéticamente los primeros minerales hidrotermales en formarse y se identificaron en 25 y 20 muestras (de un total de 77 muestras), respectivamente, analizadas según la metodología descrita. Ambos feldespatos se encuentran como minerales hidrotermales relícticos en el halo de alteración próximo a la

veta y son frecuentes como minerales de reemplazo de fenocristales de plagioclasa y en los microlitos de la pasta de las volcanitas, con el aumento de la distancia a la veta.

Adularia se identificó en muestras con alteración fuerte y moderada desde el contacto con las vetas hasta aprox. 15 m de distancia, donde constituye hasta el 15% del vol. de la roca y puede coexistir con albita. Disminuye su cantidad ($\leq 2\%$ del vol.) en zonas distales a la veta con alteración moderada e incipiente donde domina albita (Fig. 6.4B). La adularia reemplaza los fenocristales de plagioclasa en forma de parches (Fig. 6.5B) y las observaciones en el SEM indican que además reemplaza la pasta de las rocas volcánicas y rellena las microfracturas de los fenocristales.

En el halo de alteración intensa próximo a la veta, la albita es un mineral poco común y está en cantidades traza, pero es un mineral frecuente en zonas con alteración moderada e incipiente (Fig. 6.4B). Albita es un producto de alteración de los fenocristales de plagioclasa (Fig. 6.5C, D) en forma parches, a lo largo de los planos de clivaje, en los bordes cristalinos (Fig. 6.5E) y también en los microlitos de la pasta de las rocas volcánicas coherentes.

El difractograma de la figura 6.6 corresponde a una muestra de roca volcánica alterada ubicada a ~ 20 m de la veta que contiene las señales características de adularia y albita hidrotermales y de plagioclasa magmática. En los difractogramas de rayos X, señales fuertes en $3,3 - 3,18 \text{ \AA}$ indican la presencia de feldespatos. La identificación se confirma con las reflexiones medias a débiles en $6,4$ a $6,5 \text{ \AA}$ y una fuerte señal entre $4,22$ y $4,04 \text{ \AA}$. En los feldespatos de potasio, el espaciado en las últimas dos reflexiones es cercano a $4,2 \text{ \AA}$, mientras que en los feldespatos calco-sódicos el espaciado es próximo a $4,03 \text{ \AA}$; composiciones intermedias presentan espaciados intermedios. Además, las plagioclasas calco-sódicas tienen dos reflexiones fuertes en el rango $3,18-3,22 \text{ \AA}$, mientras que los feldespatos potásicos tienen reflexiones fuertes en $3,31-3,29 \text{ \AA}$ y $3,24-3,23$.

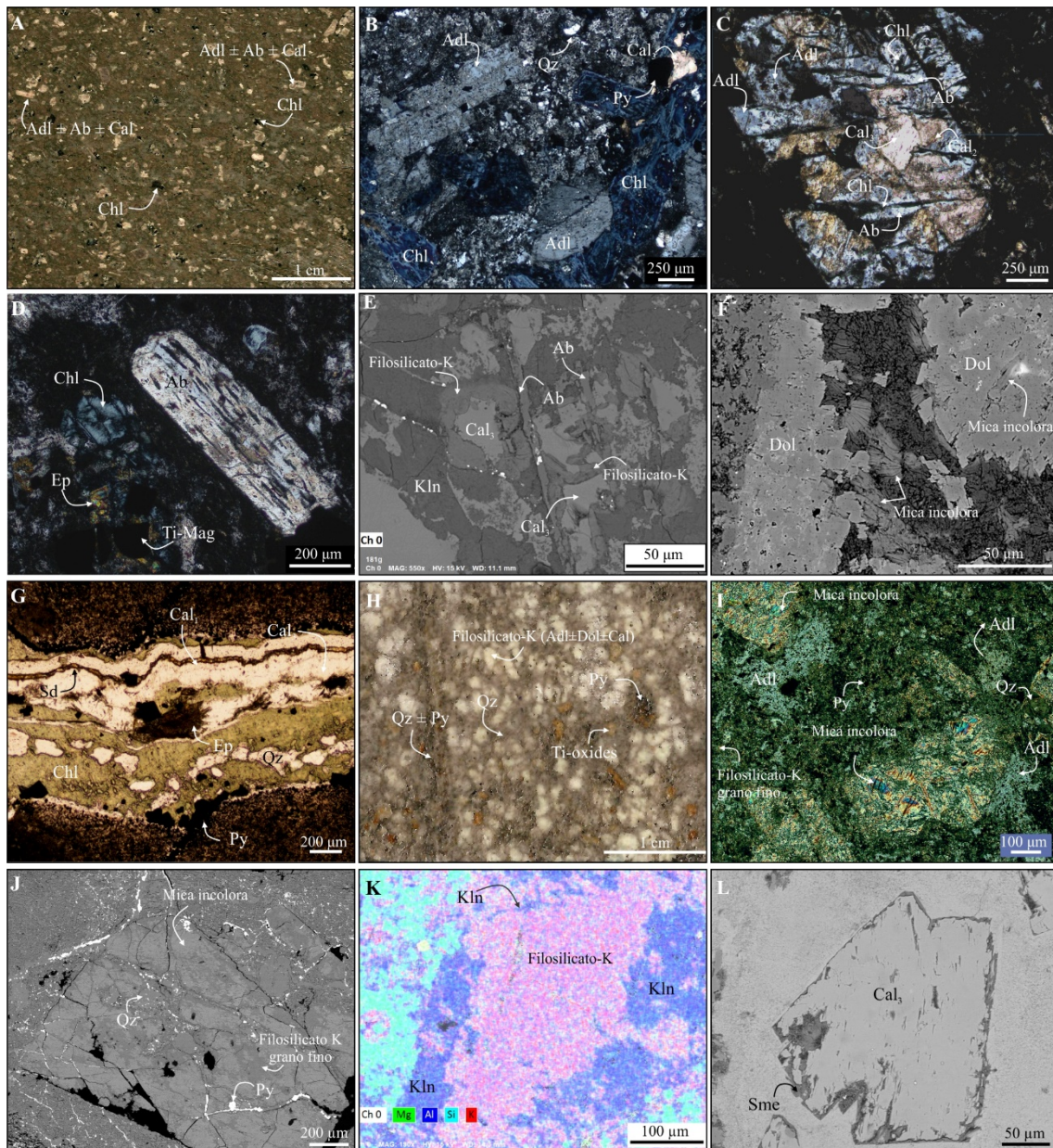


Figura 6.5. A) Muestra macroscópica de andesita coherente (A1) reemplazada por asociación temprana de minerales hidrotermales. B) Fenocristales de plagioclasa reemplazados por adularia y fenocristales máficos reemplazados por clorita y cantidades menores de calcita y pirita. Cuarzo y pirita reemplazan la pasta de la andesita y en sectores locales invaden los fenocristales. C) Microfotografía de un fenocristal de plagioclasa reemplazado por parches de albita, adularia, calcita 2 y 3. Clorita rellena fracturas en los cristales de plagioclasa. D) Microfotografía de la asociación de minerales temprana distal a la veta (>20 m). Fenocristales de plagioclasa reemplazados por albita y minerales maficos reemplazados por clorita y epidoto. E) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de plagioclasa reemplazado por albita a lo largo de los planos de clivaje. Albita y calcita 3 están parcialmente disueltos y reemplazados por filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano fino (Filosilicato-K). Caolinita tardía se superpone a albita, calcita y filosilicatos potásicos. F) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de plagioclasa reemplazado por dolomita. Filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano grueso (mica incolora) rellena huecos de disolución en un cristal de dolomita con zonación. G) Microfotografía de una venilla rellena por minerales hidrotermales tempranos. H) Muestra macroscópica de andesita coherente (A1) con alteración pervasiva de filosilicatos dioctaédricos potásicos (Filosilicatos-K), cuarzo, pirita y óxidos de Ti, contemporánea con la mineralización. I) Microfotografía de la muestra anterior. Filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano grueso (mica incolora) y de grano fino ± cuarzo reemplazan a adularia en fenocristales de plagioclasa. Filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano fino, cuarzo y pirita reemplazan la pasta de la

vulcanita. **J**) Imagen de electrones retrodispersados de un fenocristal de plagioclasa reemplazado por filosilicatos dioctaédricos potásicos de diferente granulometría. Filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano fino reemplazan a mica incolora. Cuarzo y pirita atraviesan el fenocristal. **K**) Distribución de los elementos analizados (Mg, Al, Si, K) que muestra un fenocristal reemplazado por filosilicato dioctaédricos potásicos (Filosilicato-K) y este último por caolinita tardía. **L**) Imagen de electrones retrodispersados de cristal de calcita 3 (Cal₃) con bordes reemplazados por esmectita tardía. Abreviaturas: Ab: albita, Adl: adularia, Cal: calcita, Chl: clorita, Dol: dolomita, Ep: epidoto, Kln: caolinita, Py: pirita, Qz: cuarzo, Sme: esmectita, Ti-Mag: Titanio-magnetita.

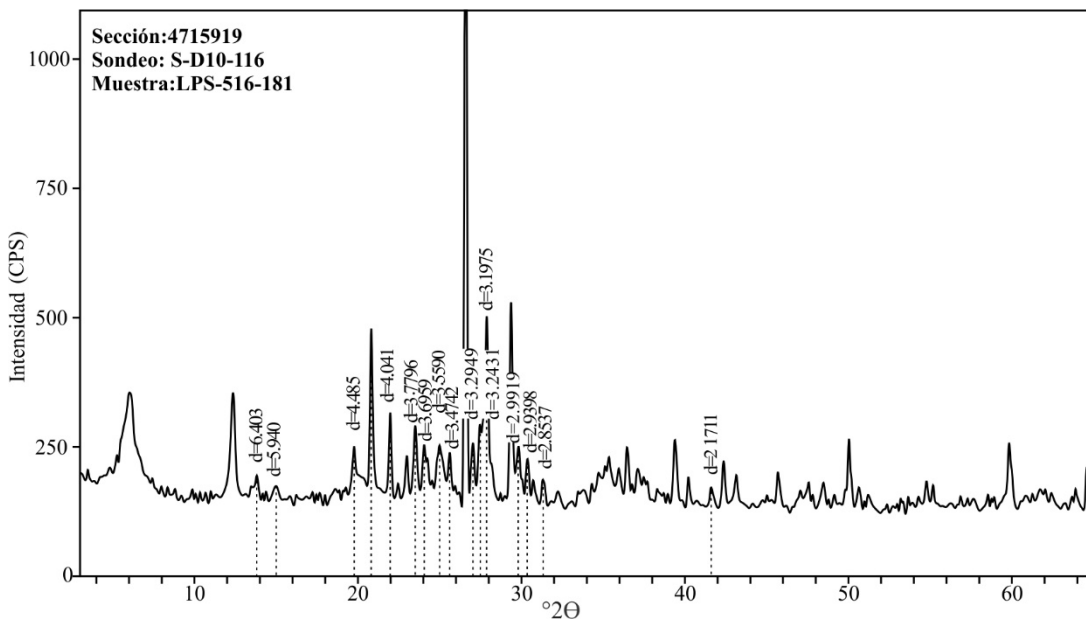


Figura 6.6. Difractograma de muestra de andesita en donde se observan las señales características de feldespato potásico (adularia) y albita, ambos de origen hidrotermal y plagioclasas calco-sódicas de origen magmático.

Los análisis químicos más representativos de los feldespatos hidrotermales se presentan en la [Tabla 6.2](#).

6.3.2.2 Carbonatos

Tres minerales del grupo de los carbonatos (calcita, dolomita y siderita) reemplazan los fenocristales (plagioclasas y minerales máficos) y la pasta de las andesitas; también forman amígdalas y rellenan venas y venillas.

La dolomita se identificó en 6 muestras en zonas profundas (> 0 m s.n.m.) en rocas volcánicas con alteración fuerte ([Fig. 6.4C](#)) donde reemplaza fenocristales de plagioclasa. Ocurre en contacto con la veta en el bloque piso y hasta 35 m hacia el bloque colgante

donde coexiste con calcita (Fig. 6.4C). En las imágenes obtenidas con el microscopio electrónico, los cristales de dolomita presentan zonación y bordes ricos en calcio parcialmente corroídos y cavidades de disolución rellenas con filosilicatos (Fig. 6.5F).

Siderita se identificó en un grupo reducido de muestras (n=9) analizado donde es escasa (< 1% hasta 6-8% vol.). Ocurre comúnmente en zonas someras (Fig. 6.4C) como relleno de venillas en las rocas de caja (Fig. 6.5G).

La calcita se identificó en amplio grupo de muestras (n=31) desde las zonas profundas hasta las más someras en rocas con alteración fuerte y moderada a débil, donde comprende hasta el 15 % del vol. de la roca (Fig. 6.4C). Está ausente en las rocas volcánicas con alteración intensa en contacto con la veta y/o zonas de stockwork (Fig. 6.4C). Al microscopio se diferenciaron tres tipos de calcita: calcita fibrosa 1, calcita turbia 2, y una calcita límpida 3. La calcita 1 se observó en los bordes de venillas milimétricas y en ocasiones reabre venillas de pirita ± clorita previas (Fig. 6.5G). Calcita 2 y 3 reemplazan de en forma de parche los fenocristales de plagioclasa y accesorios máficos (Fig. 6.5B, C), la pasta y/o matriz, así como forman amígdalas y venillas. Calcita 2 y 3 se observaron en contacto con clorita y feldespatos secundario en los fenocristales (Fig. 6.5B -D), sin embargo, la calcita 3 también re-abre y brecha venillas de clorita (Figs. 6.5G, 7) y también engloba fragmentos de clorita en las amígdalas. En las imágenes obtenidas con el microscopio electrónico, calcita 3 presenta bordes corroídos rodeados por filosilicatos y cavidades de disolución también rellenas con estos filosilicatos (Fig. 6.5E).

En las imágenes de catodoluminiscencia dolomita y siderita no son luminiscentes debido a su contenido de Fe, que actúa como inhibidor de la fluorescencia (Gies, 1975). Calcitas fibrosa y turbia 1 y 2, tienen baja luminiscencia y se observa a la vez que calcita 2 invade e incorpora fragmentos de la calcita fibrosa (Fig. 6.7C). Calcita límpida tardía (Cal 3) consiste en granos con diferente intensidad de luminiscencia (Fig. 6.7F).

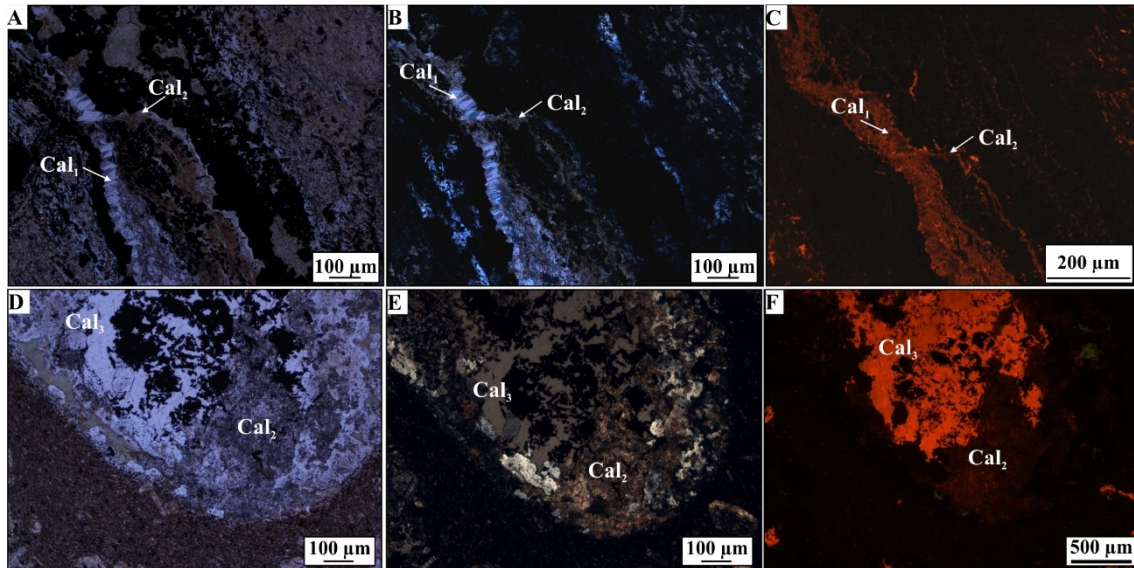


Figura 6.7. **A)** y **B)** Microfotografías sin y con analizador intercalado, respectivamente, de vena de pirita (Py) reabierto por calcita fibrosa (Cal₁) y calcita turbia (Cal₂). **C)** Imagen de CL del mismo sector de las imágenes A y B que muestra Cal₁ y Cal₂ con distintas intensidades de luminiscencia. **D)** y **E)** Microfotografías sin y con analizador intercalado, respectivamente, de amígdala rellena con calcita turbia (Cal₂) y calcita límpida (Cal₃). **F)** Imagen de CL del mismo sector de las imágenes D y E que muestra intensidades de luminiscencia de Cal₂ y Cal₃.

La composición química de los carbonatos (n= 22, [Tabla 6.3](#), [Fig. 6.8](#)) muestra que la calcita 1 posee una composición relativamente homogénea, con alto contenido de Fe mientras que la calcita 3 muestra una composición heterogénea, incorporando diferentes proporciones fundamentalmente de Fe o Mn.

Los carbonatos también se identificaron por difracción de rayos X, en donde se observaron para la dolomita las señales en 2,89, 2,19 y 1,79 Å correspondientes a los planos de difracción d(104), d(113) y d(116), respectivamente. Para calcita son típicas las señales en 3,03, 2,28, y 2,09 Å correspondientes a los planos de difracción d(104), d(113) y d(202), respectivamente y para siderita las señales en 2,79, 1,73 y 3,59 Å correspondientes a las difracciones d(104), d(116) y d(012), respectivamente.

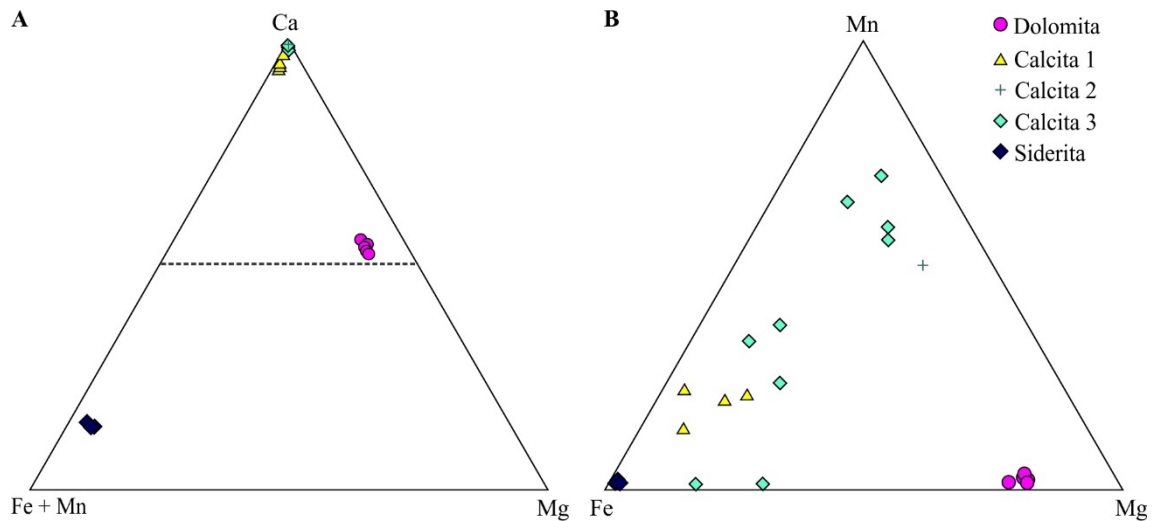


Figura 6.8. A) Diagrama ternario con las composiciones relativas de Ca, Fe+Mn y Mg en los carbonatos analizados. B) Diagrama ternario con las composiciones relativas de Mn, Fe y Mg en la dolomita, siderita y en las tres generaciones de calcita analizadas.

6.3.2.3 Clorita

Clorita es un mineral frecuente y abundante en las andesitas. Se encuentra tanto en rocas con alteración intensa como débil ($n=48$) pero es más abundante en zonas intermedias y distales a la veta (>10 m) donde constituye hasta el 15% del vol. de la roca y está ausente o como relictos en zonas próximas a la veta (Fig. 6.4D). Las observaciones petrográficas demuestran que la clorita reemplaza fenocristales de piroxeno, anfíboles y olivino, así como la pasta de las andesitas; a veces también reemplaza a los fenocristales de plagioclasas (Fig. 6.5B - D). También rellena vesículas en las rocas volcánicas y venillas milimétricas (<1 a 3 mm de espesor), con o sin pirita, que cortan a las rocas hospedantes (Fig. 6.5G). La clorita que rellena vesículas forma en sectores agregados microcristalinos radiales con bordes turbios color marrón.

En los difractogramas de rayos X clorita se identificó por las reflexiones en 14-14,2 Å, 7-7,1 Å, 4,71 Å y 3,53-3,55 Å correspondientes a los planos de difracción $d(001)$, $d(002)$, $d(003)$ y $d(004)$, respectivamente, las cuales no se modificaron en los difractogramas de las muestras saturadas con etilenglicol.

En la [tabla 6.4](#) se muestran las composiciones químicas representativas de las cloritas (n=48). Los resultados analíticos fueron recalculados en base al contenido de O₂₀ (OH)₁₆ aniones ([Newman y Brown, 1987](#)) y todo el hierro fue considerado como Fe²⁺ ([Foster, 1962](#)) dado que el hierro ferroso es la especie predominante en la clorita hidrotermal ([Beaufort et al., 1992](#)). Se obtuvo el siguiente rango composicional para las cloritas: (Al_{1.88-3.18} Mg_{1.18-5.30} Fe²⁺_{3.94-7.42}) (Si_{5.67-6.29} Al_{1.71-2.33}) O₂₀ (OH)₁₆. De acuerdo a este rango, la composición de los cationes tetraédricos está entre (Si_{6,29} Al_{1,71}) y (Si_{5,67} Al_{2,33}) y los totales de los cationes octaédricos están entre 11,22 y 11,95 por fórmula unidad O₂₀ (OH)₁₆. Por lo tanto, corresponden a cloritas trioctaédricas ([Foster, 1962](#); [Newman y Brown, 1987](#)).

El diagrama Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) versus el contenido de Si ([Fig. 6.9A](#)) ilustran el rango de solución sólida en clorita para Si-Al y Mg-Fe en las muestras analizadas. Se diferenciaron dos grupos de cloritas en base a su yacencia (profundidad y distancia) respecto a la veta. El primer grupo (n = 40) ubicado por encima de 0 m s.n.m. ([Fig. 6.9A, D](#)) se ubica próximo al límite chamosita-clinocloro ([Bayliss 1975](#); [Bailey 1980](#); [McLeod y Stanton 1984](#)) con razones Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) entre 0,45 y 0,62. El segundo grupo de muestras (n = 8), ubicadas en zonas profundas (-40 m.s.n.m.) y proximales a la veta de Sulfuro (< 5 m) ([Fig. 6.9A, D](#), muestra LPS-516-287) se sitúa en el campo de la chamosita con razones Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) entre 0,77 y 0,86. Dentro del primer grupo, las cloritas que se forman sobre la andesita superior caen en el campo del clinocloro, próximas al límite chamosita-clinocloro ([Fig. 6.9A](#)) y contienen más de 4,5 átomos por unidad de fórmula (a.p.f.u) de Mg ([Fig. 6.9B](#)).

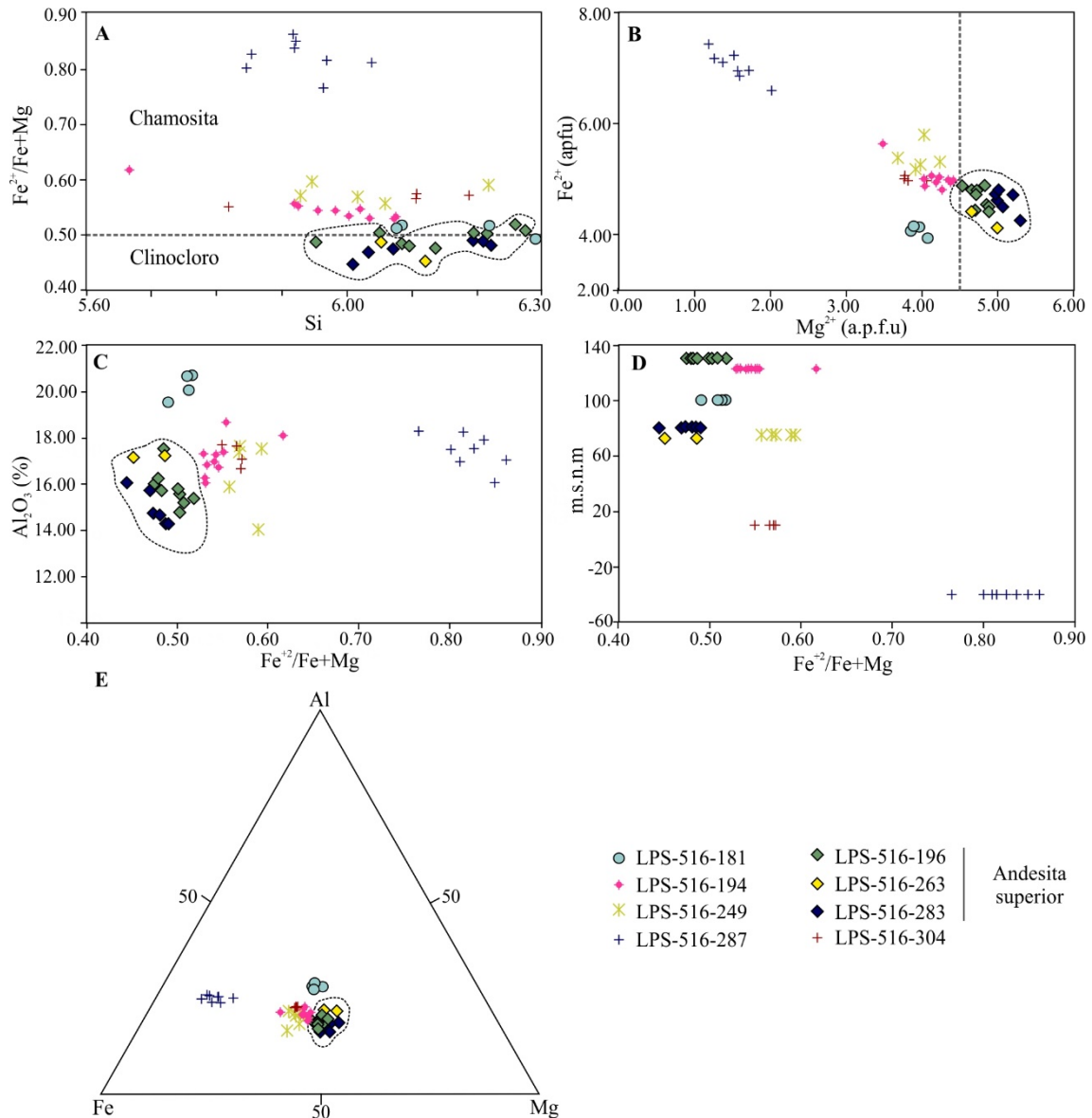


Figura 6.9. Composición de las cloritas en las rocas de caja. **A)** $Fe^{2+}/(Fe+Mg)$ versus Si (Bailey, 1980; McLeod y Stanton, 1984). **B)** Fe^{2+} versus Mg^{2+} . **C)** Al_2O_3 (%) versus $Fe^{2+}/(Fe+Mg)$. **D)** Variación composicional en cloritas ($Fe^{2+}/(Fe+Mg)$) con la profundidad (metros sobre nivel del mar). **E)** Diagrama triangular que muestra las composiciones de Al, Fe y Mg. El agrupamiento encerrado con línea de puntos delimita las cloritas de la andesita superior.

Las temperaturas de cristalización de las cloritas se estimaron aplicando la ecuación de Cathelineau (1988), considerando que las razones $Fe/(Fe + Mg)$ de las cloritas estudiadas están comprendidas dentro del rango 0,45 a 0,86. Aunque la geotermometría de la clorita se basa únicamente en observaciones empíricas y no en reacciones de equilibrio (Essene y Peacor, 1995), su uso sugiere un rango de temperatura entre 203° y 314°C para las cloritas analizadas (Tabla 6.4). Para las cloritas de la unidad A3 las temperaturas estimadas varían entre 216° y 283°C y para las cloritas con alto contenido

de Fe (segundo grupo), el rango de temperatura calculada es más acotado y varía entre 243° y 263 °C.

En el diagrama $MR^3-2R^3-3R^2$ (Fig. 6.10), las cloritas analizadas se ubican en el campo de la clorita definido por Velde (1985) y aquellas que se apartan del campo de la clorita se deben probablemente a la presencia de micro-inclusiones de carbonatos, albita y/o esmectita.

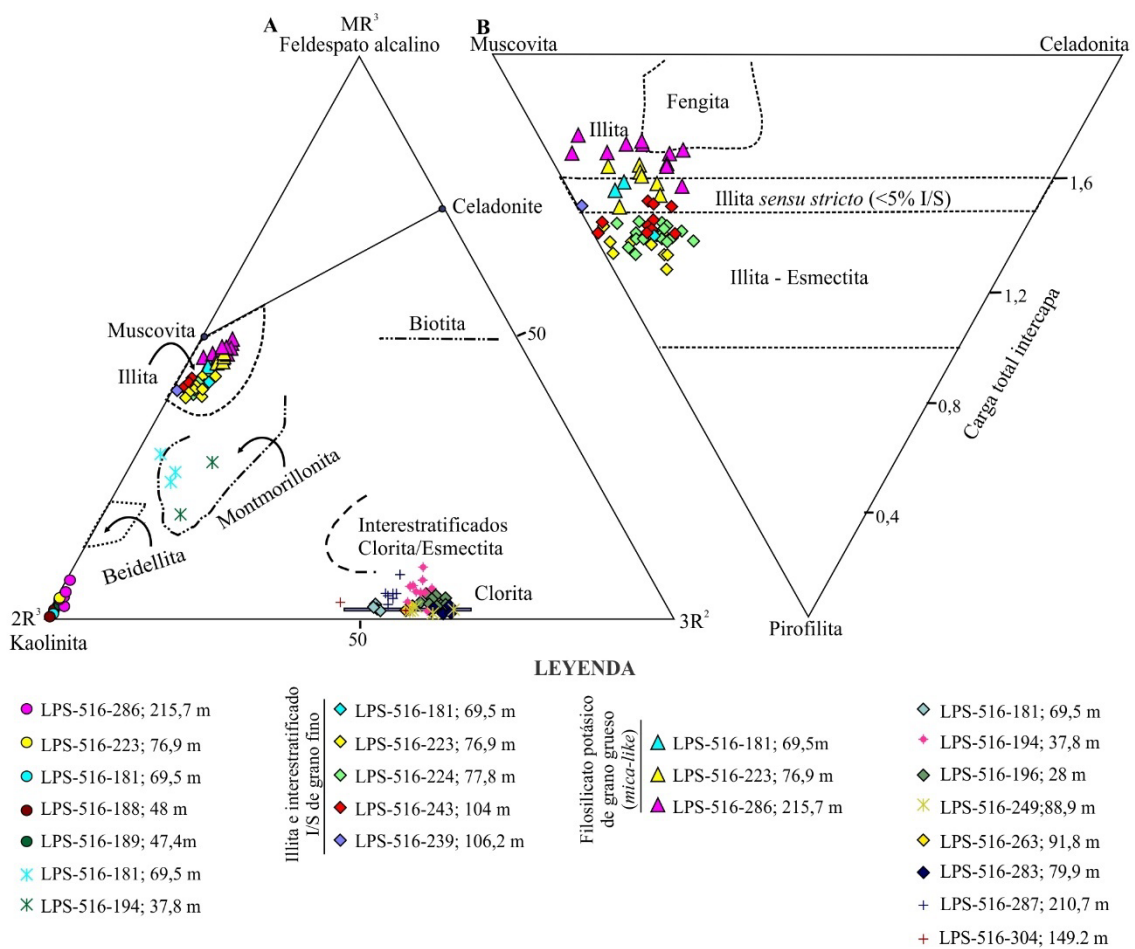


Figura 6.10. A) Ubicación de la composición de los filosilicatos hidrotermales analizados en el diagrama triangular con las coordenadas $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde, 1985). Se indican los rangos de las composiciones químicas de biotita, feldespato alcalino, clorita, muscovita, illita, caolinita, celadonita, interstratificado clorita/esmectita, montmorillonita y beidellita según la recopilación de Velde (1985) y Newman y Brown (1987). B) Ubicación de la composición de los filosilicatos dioctaédricos analizados en el diagrama triangular Muscovita-Celadonita-Pirofilita (Newman y Brown, 1987).

6.3.2.4 *Silicatos cálcicos*

Epidoto se identificó en rocas con alteración moderada e incipiente de la unidad volcánica A3, en zonas distales a la veta (a 20 o 30 m) hacia el bloque colgante (Fig. 6.4D). Forma cristales de hábito prismático a fibroso radiado y agregados granulares anhedrales que reemplazan a la plagioclasa y a los fenocristales máficos en asociación con clorita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti (Fig. 6.5D). También rellena amígdalas y microvenillas y está cortado por venillas de calcita (Fig. 6.5G).

Laumontita se observó en una muestra (Fig. 6.4D) en cantidades menores donde reemplaza los fenocristales de plagioclasa y rellena microvenillas. En el difractograma de rayos X se identificó por las reflexiones en 9,50 Å, 6,83 Å y 3,5 Å correspondientes a los planos de difracción d(110), (200) y (002), respectivamente.

6.3.2.5 *Filosilicatos dioctaédricos potásicos*

Son los más frecuentes en las rocas de caja con alteración intensa en las zonas próximas a la veta y también están presentes en cantidades variables en rocas con alteración moderada (Fig. 6.4E). Se identificaron filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano grueso (>2 µm) o micas incoloras y filosilicatos de grano fino (<2 µm) representados por illita (o interestratificado illita-esmectita rico en illita) y por interestratificados con porcentajes variables de capas de illita.

Micas incoloras. Los filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano grueso (>2 µm) son minerales frecuentes en las rocas de caja con alteración intensa en las zonas próximas a la veta y a estructuras menores (Fig. 6.4E) donde comprenden más de 5-10% en vol. de la roca, y son más abundantes en las zonas profundas de la sección analizada (Fig. 6.4E). Además, pueden estar presentes en cantidades traza en rocas con alteración intensa hasta 10-20 m de distancia de la veta principal. La mica incolora reemplaza a los fenocristales

de minerales ferromagnesianos y de feldspatos magmáticos (Fig. 6.5I, J) y a adularia y albita hidrotermales. También rellena huecos de disolución en carbonatos (Fig. 6.5F) y forma venillas milimétricas (0,15 mm de espesor promedio) con paredes rectas, lo que indica depositación directa del fluido.

Los análisis químicos de los filosilicatos dioctaédricos potásicos fueron recalculados en base al contenido de $O_{20}(OH)_4$ aniones (Newman y Brown, 1987) y todo el hierro fue considerado como Fe^{2+} (Newman, 1987). A partir de los resultados de 20 análisis químicos (Tabla 6.5) se obtuvo la siguiente fórmula mineral para las micas incoloras: $(K_{1,67-1,46} Na_{0,09-0,01} Ca_{0,01-0,00})_{1,72-1,50} (Al_{3,78-3,49} Mg_{0,51-0,13} Fe_{0,32-0,06} Mn_{0,02-0,00} Ti_{0,01-0,00})_{4,03-4,10} (Si_{6,83-6,41} Al_{1,59-1,17}) O_{20} (OH)_4$. De acuerdo a estos análisis, las micas incoloras tienen menos K y más Si que una mica dioctaédrica ideal (muscovita $\sim Si_6$ y K_2) y menor carga total de intercapa ($K + Na + Ca$). Esta última (1,5 y 1,72 a.p.f.u) es menor que el valor ideal de 2 y la ocupación del sitio está dada principalmente por K. Los mayores contenidos de Mg corresponden a la mica incolora analizada en la parte más profunda de la sección. La fórmula estructural muestra una ocupación octaédrica elevada (hasta 4,10), debido al elevado contenido de Al (entre 3,49 y 3,78 a.p.f.u).

Las composiciones de la mica incolora se representan en el diagrama $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde, 1985) (Fig. 6.10A) y en el diagrama triangular de coordenadas muscovita-celadonita-pirofilita (Newman y Brown, 1987) (Fig. 6.10B). Todas las micas analizadas se ubican en el extremo superior del campo de la illita definido por Velde (1985) (muestras LPS-516-286, 223 y 181) (Fig. 6.10A). En el diagrama de la figura 6.10B, estas micas caen próximas a la composición de la muscovita y muestran variaciones composicionales entre el campo de la illita y la illita sensu-stricto (<5% de capas expandibles) definido por Newman y Brown (1987).

Illita, interestratificados illita-esmectita. Los filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano fino ($< 2\mu\text{m}$), illita e interestratificados illita-esmectita, son los más frecuentes en el halo de alteración próximo a la veta (Fig. 6.4E). Reemplazan a la pasta, a los ferromagnesianos y a los fenocristales de feldespatos magmáticos. Adularia, albita hidrotermal y calcita también están reemplazado por illita e interestratificados illita-esmectita (Fig. 6.5E, I). También forman venillas milimétricas (0,05 – 0,15 mm) y amígdalas acompañados por cantidades variables de cuarzo y pirita. Rodean a las micas incoloras en las muestras analizadas donde coexisten ambos minerales (Fig. 6.5J).

La difracción de rayos X del conjunto de muestras de filosilicatos menores a $2\mu\text{m}$, detectó la presencia de illita y de interestratificados illita-esmectita. Además, los análisis de DRX revelan que la illita contiene comúnmente un bajo porcentaje ($<10\%$) de capas de esmectita, a lo que de aquí en adelante también se hará referencia como interestratificado illita-esmectita rico en illita. Este último se identificó en 44 difractogramas de rayos X de muestras secas al aire por la posición de la reflexión 001 en $10,00 \text{ \AA}$ y las posiciones de la reflexión de 2do, 3er y 4to orden en $5,00$, $3,33$ y $2,50 \text{ \AA}$, respectivamente (Fig. 6.11A). En contraste con la illita pura, la reflexión 001 del interestratificado illita-esmectita rico en illita se desplaza ligeramente hacia valores más altos de 2θ mientras que la reflexión 002 se desplaza ligeramente hacia ángulos más bajos, en las muestras saturadas con etilenglicol (Fig. 6.11A). La reflexión 001 en $10,00 \text{ \AA}$ también se identificó en 7 muestras calcinadas 2 horas a $550 \text{ }^\circ\text{C}$ (Fig. 6.11A).

El interestratificado illita-esmectita con ~ 80 a 90% de capas de illita se reconoció en los difractogramas de rayos X de 10 muestras. Solo 2 muestras contienen ~ 60 a 80% de capas de illita y en 5 muestras fue difícil precisar la cantidad de capas expandibles. Ambos casos se ilustran en los difractogramas de la figura 6.11B. En el primer caso (~ 80 a 90% de capas de illita) la reflexión $10,69 \text{ \AA}$ en AD se desdobra en las dos reflexiones

11,34 y 9,68 Å en EG, la reflexión 4,92 Å en AD expande a 5,14Å en la muestra EG y el $\Delta 2\theta$ es igual a 8,11. En el segundo caso (60 a 80% de capas de illita), la posición de la reflexión 001 y 002 de la muestra seca al aire muestra un pico en 11,60 Å y 5 Å , respectivamente. En muestras saturadas con etilenglicol la reflexión 001 se desdobra en dos reflexiones a 12,30 y 9,45 Å y la reflexión 002 se expande a 5,22 y el $\Delta 2\theta$ es igual a 7,61.

El interestratificado illita-esmectita rico en illita (illita) es abundante (> 10%) en rocas con alteración intensa en contacto con la veta principal y las estructuras paralelas subsidiarias, y en el halo próximo (hasta 5 m). Se identificó en cantidades moderadas y menores en el bloque piso hasta 15 m desde la veta principal y ocurre como parches en cantidades moderadas a traza en el bloque colgante, excepto en rocas con alteración incipiente donde está ausente (Fig. 6.4E). El interestratificado con 80 a 90% de capas de illita es menor en comparación con illita y coexisten de forma parchiforme con este último. El interestratificado con menor porcentaje de capas de illita (~60 a 80%) es escaso y solo se identificó en dos lugares (Fig. 6.4E).

Los resultados de 41 análisis químicos (Tabla 6.6) muestran la siguiente fórmula mineral para los filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano fino (< 2µm): $(K_{1.42-1.18} Na_{0.06-0.01} Ca_{0.05-0.01})_{1.47-1.23} (Al_{3.91-3.55} Mg_{0.36-0.08} Fe_{0.29-0.05} Mn_{0.02-0.00} Ti_{0.01-0.00})_{3.98-4.11} (Si_{6.96-6.54} Al_{1.56-1.04}) O_{20} (OH)_4$. En base a los resultados estos filosilicatos tienen menos K que las micas incoloras analizadas (K_{mica} : 1,67-1,46) y el contenido de Si es mayor (>6,54 a.p.f.u.). Los cationes de intercapa (K + Na + Ca) otorgan una carga que varía entre 1,24 y 1,49 apfu, la cual es menor que la carga de la illita sensu-stricto (1,5 a.p.f.u.) y aun menor que el valor promedio obtenido para las micas incoloras (1,61 a.p.f.u.). En el diagrama $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde, 1985) (Fig. 6.10A), las composiciones de los filosilicatos

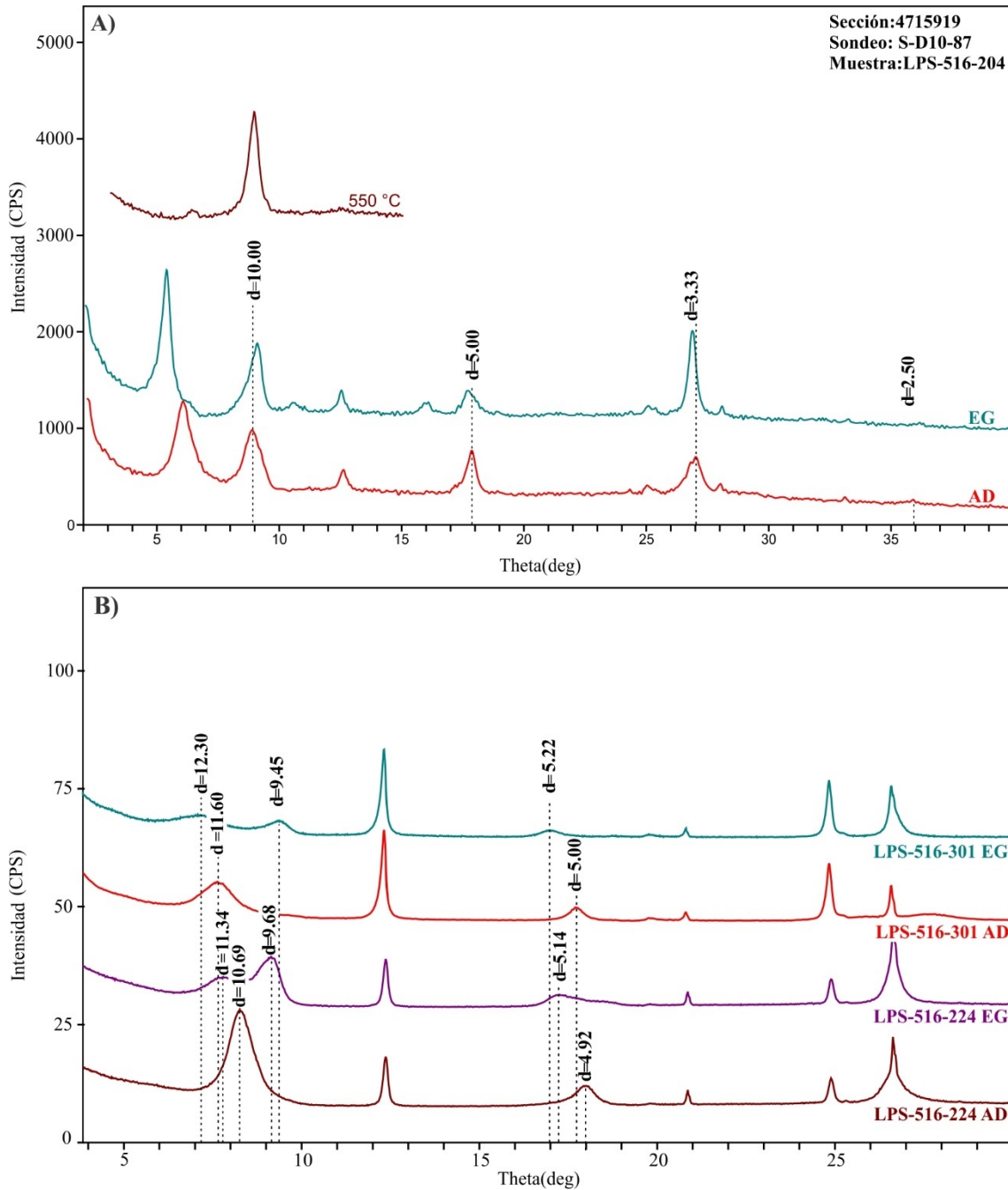


Figura 6.11. A) Difractogramas de la fracción $<5\mu\text{m}$ de muestra seca al aire (AD), saturada con etilenglicol (EG) y calcinada (550°C) en donde se marcan las reflexiones características de illita. B) Difractogramas de la fracción $<5\mu\text{m}$ de muestras secas al aire (AD) y saturadas con etilenglicol (EG) en donde se marcan las reflexiones de los interestratificados illita-esmectita con ~ 80 a 90% de capas de illita (LPS-516-224) y con ~ 60 a 80% de capas de illita (LPS-516-301).

dioctaédricos potásicos de grano fino ($< 2\mu\text{m}$) analizados se ubican en el campo de la illita, por debajo de las micas incoloras analizadas (Fig. 6.10A). Sin embargo, en el diagrama triangular de coordenadas muscovita-celadonita-pirofilita (Newman y Brown,

1987) (Fig. 6.10B), la mayoría de las muestras analizadas (n=38) se ubica en el campo de la illita-esmectita.

6.3.2.6 Cuarzo

El cuarzo es un mineral hidrotermal frecuente en las rocas volcánicas con alteración débil, moderada e intensa. La cantidad de este mineral aumenta desde las zonas distales hacia la zona próxima a la veta donde reemplaza de forma penetrativa la roca y oblitera su textura primaria. Se encuentra en agregados granulares microscópicos anhedrales a subhedrales con texturas de recristalización en mosaico flamboyante y en esferas fantasmas que reemplazan de manera parcial y/o total los fenocristales de plagioclasas y máficos, la pasta y/o matriz de las vulcanitas. Las texturas observadas en el microscopio óptico indican que el cuarzo es contemporáneo con los filosilicatos dioctaédricos potásicos y la pirita. También rellena microfracturas, planos de debilidad de la roca y de los minerales y vesículas. En estas últimas forma cristales euhedrales de mayor tamaño (hasta 0,5mm) lo que indica depositación directa del fluido.

6.3.2.7 Pirita

La primera generación de pirita ocurre en cristales aislados o en grupos de cristales anhedrales a cúbicos (1 a 10 μm) diseminados en la pasta o matrix (<1 - 3% vol.) de las rocas volcánicas, como inclusiones y en los bordes reemplazando a los minerales máficos y a los óxidos de Fe-Ti. La pirita también rellena vesículas y cavidades, forma venillas capilares (< 0,2 mm de espesor) y venillas capilares en la roca de caja con un tamaño de grano de hasta 40 μm y también se presenta diseminada en el halo de alteración de venillas donde constituye hasta el 10 % vol.

Otra generación de pirita es abundante y está ampliamente distribuida como mineral de relleno y reemplazo en las rocas volcánicas con alteración intensa asociada a cuarzo y filosilicatos dioctaédricos potásicos. Constituye desde <1% hasta 5% del volumen en las rocas y ocurre en cristales euhedrales a subhedrales con bordes bien definidos diseminados en la pasta de las rocas y en microfracturas que cortan los fenocristales. En las venillas milimétricas (< 0,2 mm) forma cristales gruesos (50 μm de tamaño medio) con morfologías cúbicas y está en contacto con micas incoloras, interstratificados de illita-esmectita y cuarzo subsiguientes. Algunos granos individuales muestran bordes irregulares con microfracturas y numerosos huecos de disolución.

En muestras extraídas por encima de la base del nivel de oxidación, la pirita ha sido reemplazada por óxidos e hidróxidos de hierro.

6.3.2.8 *Minerales secundarios de titanio*

Rutilo y/o leucoxeno tienen una amplia distribución lateral y vertical y son frecuentes en rocas con alteración moderada e intensa. Ocurren en cristales individuales o grupos de dos o más cristales subhedrales a anhedrales ($\leq 0,5$ mm) derivados de la alteración de accesorios máficos y opacos magmáticos (ilmenita y/o titano-magnetita) diseminados en la pasta. Comúnmente presentan bordes piritizados.

6.3.2.9 *Caolinita*

La caolinita es abundante en la mayoría de las muestras analizadas (n=53) y presenta una amplia distribución desde zonas profundas hasta zonas superficiales (Fig. 6.4F). En las rocas con alteración moderada a intensa, rellena huecos y microfracturas que atraviesan los fenocristales de plagioclasa y máficos y los reemplaza en los bordes y según planos de clivaje (Fig. 6.5E). También reemplaza microlitos y la pasta de las rocas

volcánicas, o bien rellena vesículas y forma una salbanda alrededor de venillas milimétricas de cuarzo y pirita, y rellena pequeñas cavidades en las mismas. En zonas próximas a la veta y en zonas de falla, la caolinita reemplaza las rocas de manera penetrativa, con cuarzo, pirita y cantidades subordinadas de APS en zonas somera y también como relleno de cavidades en brechas de falla. La caolinita reemplaza a illita, interstratificados illita-esmectita, calcita y clorita en fenocristales y en la pasta (Fig. 6.5E). En las imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido, caolinita presenta una morfología con caras pseudo hexagonales que alcanzan hasta 10 μm de tamaño y también ocurre como agregados cristalinos con disposición en forma de acordeón o “*booklets*” (Fig. 6.5K).

Los minerales del grupo de la caolinita (caolinita/dickita) se identificaron en los difractogramas de rayos X por la reflexión (001) entre 7,17 y 7,15 \AA y la reflexión (002) entre 3,57 y 3,58 \AA , las cuales desaparecieron en las muestras calcinadas a 550°C. En las muestras analizadas, todas las reflexiones en los difractogramas fueron definidas e intensas.

La tabla 6.7 muestra los distintos parámetros calculados para determinar la cristalinidad de caolinita (FWHM, IR-E, CI1 y CI2), la cual ha sido estimada mediante comparación y correlación de dichos parámetros en la mayoría de las muestras, excepto una (LPS-516-181). La causa de esta discrepancia probablemente es debida a la presencia de otras arcillas (por ejemplo, illita o esmectita), que influyen fuertemente en el espectro de infrarrojo en las zonas de estiramiento del OH y en la zona de flexura. La superposición de alguna bandas puede llevar a una disminución incorrecta del orden estructural de caolinita (Vaculiková et al., 2011).

Las variaciones en el grado de cristalinidad de la caolinita se manifiestan en las variaciones del FWHM medido para la reflexión 001 ($^{\circ}2\Theta$). Las mayores cristalinidades

se corresponden con menores valores de FWHM. Las lecturas del parámetro FWHM en caolinitas que presentan grados de cristalinidad altos manifiestan picos de difracción más agudos y bien definidos respecto a las caolinitas con bajas cristalinidades. En las 8 muestras analizadas los valores de FWHM varían entre 0,17 y 0,30 (Tabla 6.7), todas manifiestan picos bien definidos, algunos agudos y otros más anchos (Fig. 6.12A). Sin embargo, los valores de FWHM en las rocas de caja indican que la cristalinidad de la caolinita es mayor (0,17 a 0,21; n=4) en muestras próximas a la veta (< 15 m) ubicadas en el bloque piso que en muestra distales (> 15 m) ubicadas en el bloque colgante (0,23 a 0,30; n=3). Este parámetro se utilizó como un patrón arbitrario comparativo con los demás parámetros que figuran en la tabla 6.7.

Catorce muestras de rocas volcánicas con caolinita se analizaron por espectrometría de infrarrojo (Tabla 6.7). En 9 muestras, ubicadas próximas a la veta, se identificaron las cuatro bandas de absorción 3694 cm⁻¹, 3669 cm⁻¹, 3652 cm⁻¹ y 3620 cm⁻¹ en la zona de vibración de los grupos OH características de caolinita (Madejová et al., 2011) (Fig. 6.12B). La buena definición de bandas de estiramiento del OH en 3669 cm⁻¹ y 3652 cm⁻¹ y la ausencia de la reflexión en 874 cm⁻¹ del Fe en posición octaédrica, sugieren que la caolinita es de alta cristalinidad en las muestras analizadas y que no contiene hierro en su estructura (Fig. 6.12B; muestras LPS-226 y LPS-286). En 4 muestras ubicadas en zonas distales, la banda de absorción 3669 cm⁻¹ desaparece gradualmente, y la máxima absorción tiene un máximo en la banda 3652 cm⁻¹ (Fig. 6.12B; muestras LPS-249 y LPS-312). La banda 938 cm⁻¹ comienza a desaparecer y/o a formar un hombro (Fig. 6.12B; muestra LPS-249). Esto indica que se trata de una caolinita con menor cristalinidad o parcialmente ordenada (Fig. 6.12B; muestras LPS-249 y LPS-312). En una muestra se identificaron 3 bandas de 3703, 3654 y 3622 cm⁻¹ en la zona de vibración de los grupos OH características de dickita. Este mineral rellena

huecos en la matriz de una brecha de falla cementada por cuarzo y piritita en zonas someras (Fig. 6.4F).

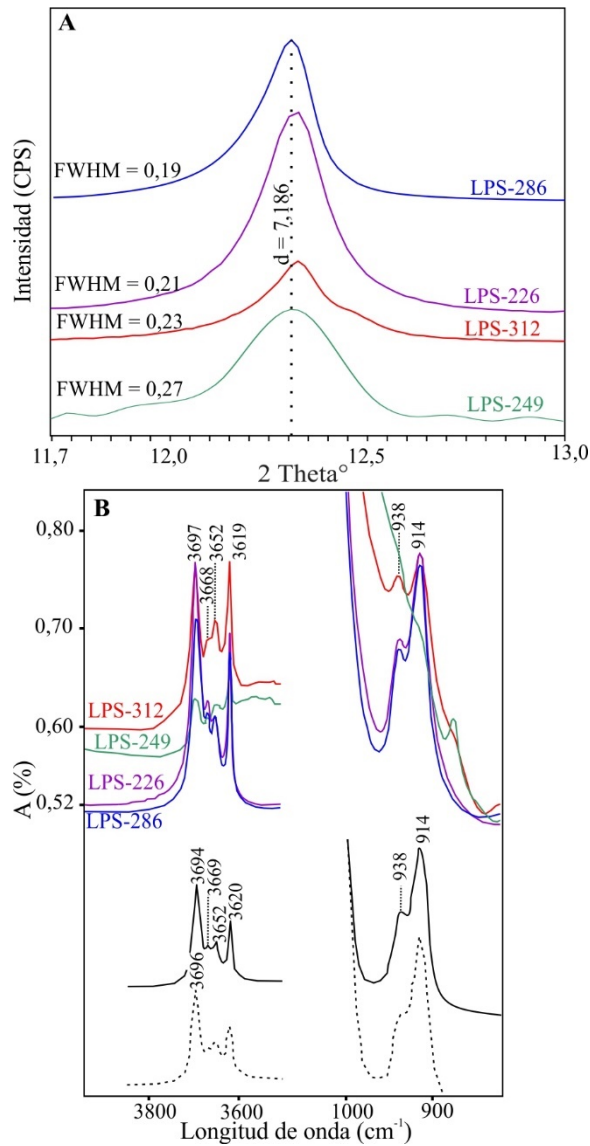


Figura 6.12. A) Variación de la cristalinidad de caolinita (FWHM medido para la reflexión 001, $^{\circ}2$ theta). **B)** Espectros de FTIR de caolinita en las muestras de rocas volcánicas analizadas (los espectros en negro y en línea punteada corresponden a caolinita bien ordenada o de alta cristalinidad y desordenada o de baja cristalinidad, respectivamente (Madejová et al. 2011).

La fórmula estructural de la caolinita fue recalculada en base al contenido de $O_{10}(OH)_8$ aniones (Newman y Brown, 1987) y todo el hierro fue considerado como Fe^{3+} (Newman, 1987). Los resultados de los análisis químicos representativos de 10 muestras de caolinita se presentan en la tabla 6.8. El rango de la composición de caolinita ($Al_{3,82}$ -

$3.98 \text{ Mg}_{0.01-0.06} \text{ Fe}_{0.00-0.05} \text{ Na}_{0.00-0.02} \text{ Ca}_{0.00-0.01} \text{ Si}_{3.98-4.07} \text{ O}_{10} (\text{OH})_8$. Los mismos se representan en el diagrama $\text{MR}^3\text{-}2\text{R}^3\text{-}3\text{R}^2$ (Velde, 1985) (Fig. 6.10A) y caen en el campo de la caolinita, excepto 5 análisis que se apartan de dicho campo hacia el de la beidelita (Fig. 6.10A, muestras LPS-516-286; 215,7m y LPS-516-223; 76,9m). Considerando la superposición de la caolinita en minerales hidrotermales previos y/o que es reemplazada por minerales hidrotermales tardíos, es probable que estos 5 análisis químicos correspondan a mezclas con interestratificados illita-esmectita o con esmectita.

6.3.2.10 Alumino-Fosfatos-Sulfatos (APS)

Estos minerales se encuentran diseminados en la roca de caja con alteración intensa en zonas próximas a la veta en zonas someras (hasta 60 m s.n.m.), asociados a caolinita, cuarzo y piritita (Fig. 6.4F). Los cristales presentan un hábito pseudocúbico y tamaños de hasta 35 μm . En las imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido los cristales muestran zonación de color con sectores más brillantes ricos en Sr y con menor contenido de calcio respecto a los sectores más oscuros.

6.3.2.11 Esmectita

Es frecuente en rocas con alteración intensa a débil en las zonas someras y de profundidad intermedia; también se identificó en zonas profundas asociadas a estructuras permeables (fracturas y/o brecha de falla) (Fig. 6.4F). Este mineral se presenta en agregados muy finos de aspecto turbio cuando se lo observa con el microscopio óptico. En las imágenes MEB, esmectita reemplaza a la caolinita en los fenocristales, en microlitos y en la pasta de las andesitas. También reemplaza los bordes cristalinos de clorita y calcita en amígdalas y microvenillas (Fig. 6.5L).

Esmectita se identificó en los difractogramas de rayos X por la reflexión basal $d(001)$ entre 12,34 y 15,42 Å en muestras orientadas secas al aire y las posiciones de la reflexión de tercer orden en 5,11 Å. Luego de la saturación con etilenglicol, incrementa el espaciado interlamilar y las reflexiones basales $d(001)$ se observan entre los 16,53 y 17,30 Å, las $d(002)$ entre 8,38 y 8,48 Å y las $d(003)$ entre 5,56 y 5,60 Å (Fig. 6.13). Luego de la calcinación a 500°C, colapsa la estructura a 9,9 Å. De acuerdo a la posición de la reflexión $d(060)$ en los difractogramas de las muestras no orientadas ($n=7$), la esmectita es dioctaédrica (Brindley,1980).

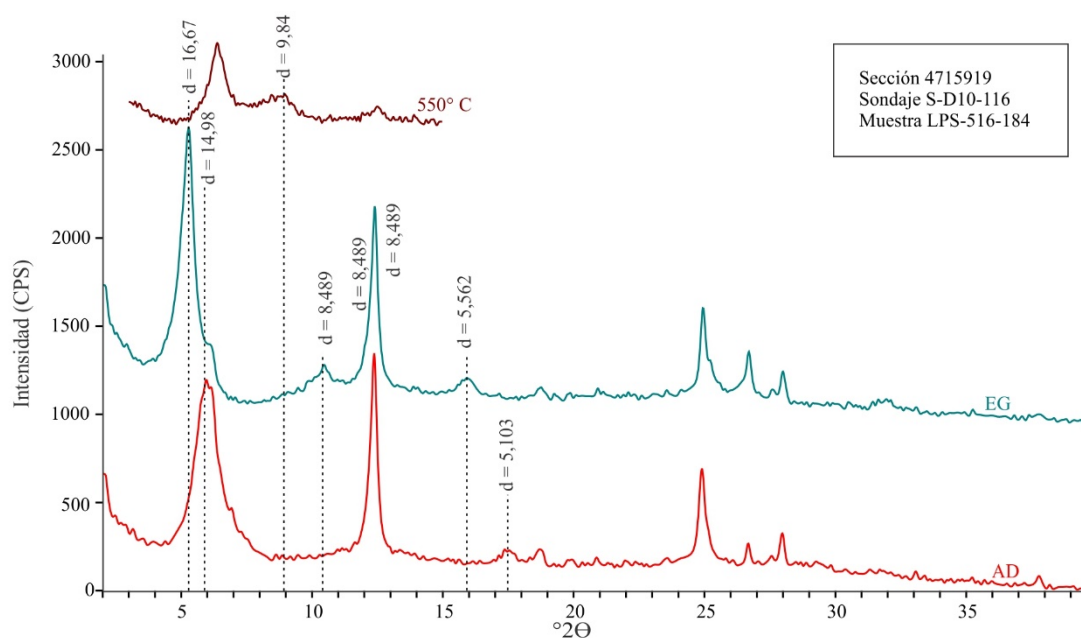


Figura 6.13. Difractogramas de la fracción $<2\mu\text{m}$ de muestra seca al aire (AD), saturada con etilenglicol (EG) y calcinada (550° C) en donde se muestran las reflexiones características de esmectita.

La fórmula estructural de la esmectita fue recalculada en base al contenido de O_{20} (OH)₄ aniones y todo el hierro fue considerado como Fe^{3+} (Newman y Brown, 1987). Los resultados de los análisis químicos representativos de esmectita ($n=5$) se presentan en la tabla 6.9. El rango de la composición de esmectita es (Na 0.41 - 0.10 Ca 0.16 - 0.09 K 0.27-0.14) (Si 7.94-7.17 Al 0.83-0.06) (Al 3.40-3.01 Mg 0.87-0.35 Fe 0.36-0.19 Ti 0.02-0.00) O_{20} (OH)₄, por lo tanto corresponde a la serie de las esmectitas dioctaédricas (Newman y Brown, 1987). Sin embargo, las composiciones químicas obtenidas para la esmectita difieren ligeramente de

las fórmulas estructurales ideales de la montmorillonita y de la beidelita (Newman y Brown, 1987). Considerando el tamaño cristalino de estos minerales y su superposición en minerales hidrotermales previos, es probable que estos análisis químicos estén contaminados por impurezas minerales como interestratificados illita-esmectita, caolinita, clorita y calcita.

Las composiciones de las esmectitas analizadas se representan en el diagrama $MR^3-2R^3-3R^2$ (Velde, 1985) (Fig. 6.10A) y se ubican en el campo de la montmorillonita.

6.3.3 Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en interestratificado illita-esmectita rico en illita

La datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se realizó en una muestra de interestratificado illita-esmectita rico en illita (muestra LPS-618-77) que fue recolectada de las labores a cielo abierto (*open-pit*), aproximadamente 60 m al norte de la sección analizada y a < 5m del contacto con la Veta Sulfuro (Fig. 6.1). Los espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de tres fracciones granulométricas diferentes (< 0,5 μm , entre 0,5 y 2 μm y entre 2 y 5 μm) de interestratificado illita-esmectita rico en illita se muestran en la figura 6.14 y las Edad Total del Gas y el ^{39}Ar recolectado se resumen en la tabla 6.9. Los espectros de edad exhiben la forma típica descrita por Dong et al. (1995) con un primer escalón en 0 Ma correspondiente al ^{39}Ar recolectado, luego una forma escalonada en las siguientes etapas (bajas temperaturas de extracción) seguida por una meseta relativamente plana y luego la frecuente caída en la edad en las últimas etapas (temperaturas más altas de extracción). Estos espectros de edad se interpretan como relacionados con el efecto de recolección del ^{39}Ar durante la irradiación de la muestra (Dong et al. 1995).

Se observa que el porcentaje de recolección de ^{39}Ar es similar en las tres fracciones analizadas, y que varía solo entre el 16,1 y el 16,9% (Tabla 6.9). Las Edades de Gas Total

varían entre $168,48 \pm 1,21$ Ma y $159,58 \pm 1,15$ Ma. La fracción más gruesa arrojó la edad más antigua (Tabla 6.9, Fig. 6.14).

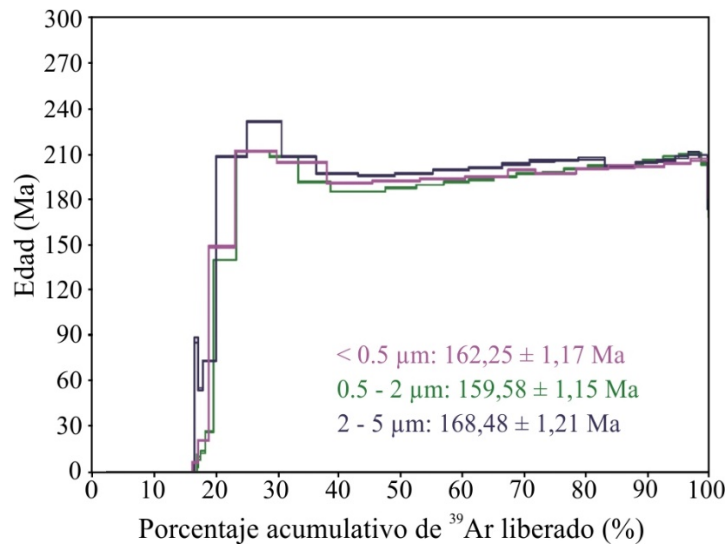


Figura 6.14. Espectros de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para las tres fracciones granulométricas analizadas (muestra LPS-618-77)

6.4 DISCUSIÓN

Los procesos hidrotermales que intervinieron en la formación y desarrollo de la Veta Sulfuro pueden ser estudiados e interpretados teniendo en cuenta los sistemas geotermales análogos activos (White, 1955, 1981; Henley y Ellis, 1983; Hedenquist y Henley, 1985; Henley y Hedenquist, 1986; Simmons y Browne, 2000). En estos sistemas geotermales, los halos de alteración en torno a la zona de aporte y ascenso de fluidos incluyen una gran variedad de filosilicatos que permiten estimar las condiciones de pH y la temperatura de los fluidos hidrotermales, definir los procesos de interacción fluido:roca y reconstruir la paleo circulación de estos fluidos durante la actividad hidrotermal (Reyes, 1990; Simmons y Browne, 2000). Esto proporciona un marco de referencia que permite interpretar la distribución y la secuencia de los minerales formados durante la alteración de las rocas de caja y reconstruir la paleohidrología en torno a la Veta Sulfuro.

En la zona de estudio, presentamos la distribución y la composición de los minerales hidrotermales en las rocas alteradas circundantes y en contacto con la Veta Sulfuro a lo

largo de la sección 4715919 mN y su uso como trazadores de la mineralización. La [figura 6.15](#) muestra la secuencia paragenética de los minerales hipogénicos y supergénicos que reemplazan las rocas que hospedan la Veta Sulfuro. La distribución de los minerales hidrotermales y la intensidad de la alteración están estrechamente relacionadas a la profundidad y a la proximidad a la Veta Sulfuro y a vetas de cuarzo subsidiarias ([Fig. 6.4](#)).

Teniendo en cuenta lo anterior y en base a las texturas y relaciones de corte entre los minerales hidrotermales en las vulcanitas jurásicas, se definió una asociación temprana de minerales hidrotermales representada por clorita \pm adularia \pm albita \pm carbonatos \pm pirita \pm cuarzo que reemplaza de manera pervasiva las rocas de caja y comienza a una distancia de 5 - 10 m desde el contacto con la veta ([Fig. 6.5D, C](#)) y que puede ocurrir también como relicto en el halo próximo a la veta. En zonas distales a la Veta Sulfuro ($> 20-30$ m) la asociación representada por clorita \pm albita \pm epidoto ([Fig. 6.5D](#)) con trazas de laumontita, podría representar la alteración propilítica regional relacionada con la fuente de calor magmático en el distrito antes del inicio del sistema hidrotermal de la Veta Sulfuro. No obstante, aún no se han recopilado suficientes datos mineralógicos relacionados con la alteración regional. Este estadio fue seguido por la disolución parcial de los feldespatos secundarios y carbonatos y su reemplazo por filosilicatos dioctaédricos potásicos asociados a cuarzo, pirita y óxidos de Ti abundantes en zonas próximas a la veta y formados durante la etapa más intensa de alteración, contemporáneos con la mineralización en la Veta Sulfuro. Además, la anomalía radimétrica Th/K demuestra que las rocas en las proximidades a la Veta Sulfuro están enriquecidas en K, lo cual es consistente con la presencia de los minerales hidrotermales portadores de K descritos en las zonas de alteración próximas a la veta. Caolinita (\pm dickita) \pm pirita \pm cuarzo y cantidades menores de APS, son minerales tardíos en la

paragénesis que se superponen a los minerales hidrotermales previos. Caolinita reemplaza a los minerales previos en zonas próximas y distales a la veta, en todas las profundidades (Fig. 6.1F). Los índices de cristalinidad medidos, su bajo contenido de hierro y su morfología euhedral indican un origen hidrotermal para la caolinita cuya cristalinidad disminuye con la distancia a la veta (> 10 m). Esmectita (montmorillonita), reemplaza a caolinita, clorita y calcita y es abundante en las zonas menos profundas (Fig. 6.1F). Por último, la oxidación de los sulfuros por meteorización en los niveles más superficiales dio lugar a la formación de óxidos e hidróxidos de Fe y jarosita.

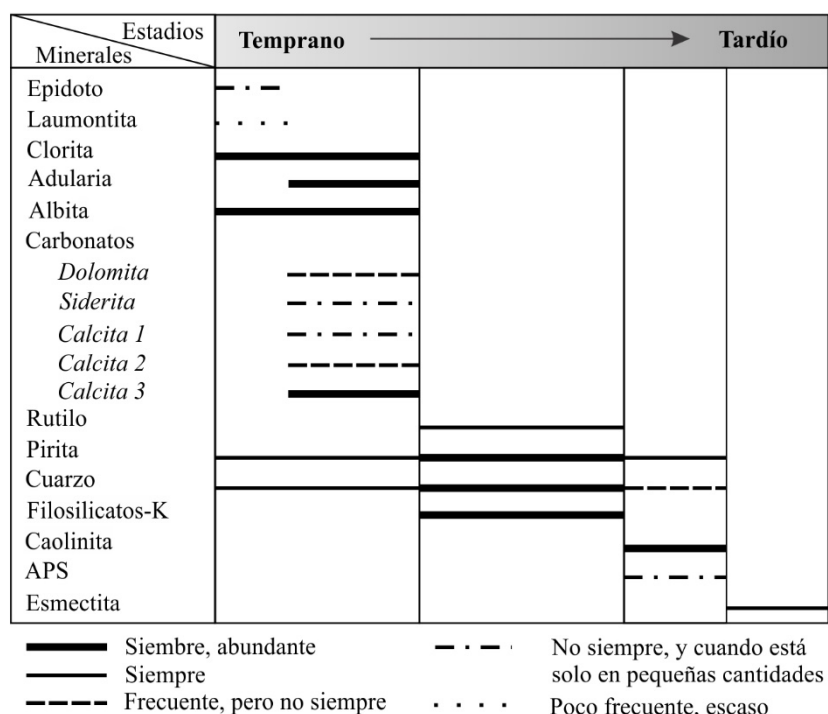


Figura 6.15. Secuencia paragenética de minerales hidrotermales en las rocas de caja que hospedan de la Veta Sulfuro.

6.4.1 Características y evolución de los fluidos hidrotermales

Aunque epidoto y laumontita son escasos en las rocas alteradas que hospedan la Veta Sulfuro, estos minerales pueden utilizarse como indicadores de paleo-temperaturas (Browne, 1978; Bird et al., 1984; Reyes, 1990). Por ejemplo, el epidoto permite inferir temperaturas entre 240 y 260°C y bajas concentraciones de CO₂ acuoso en los fluidos

hidrotermales (Reyes, 2000; Brathwaite y Faure, 2002), y la laumontita temperaturas $<220^{\circ}\text{C}$ (Reyes, 1990). Adularia y albita aparecen como minerales hidrotermales relícticos en las rocas volcánicas estudiadas próximas a la Veta Sulfuro y ambos aumentan en abundancia con la distancia a la veta. La adularia también coexiste con la albita en las rocas volcánicas distales a la veta, donde ha habido una considerable introducción de potasio en las rocas con el fluido hidrotermal (Browne, 1970), y rellena las microfracturas y venillas que reflejan que se ha depositado directamente del fluido. Cantidades menores de albita coexisten con adularia y cuarzo en las volcanitas con alteración fuerte próximas a la veta, pero domina en zonas distales con alteración hidrotermal moderada a incipiente, que indican baja razón fluido:roca (Browne y Ellis, 1970; Browne, 1970). Clorita, al igual que los feldespatos secundarios, está como relictos en las proximidades a la veta pero es abundante en zonas distales. La composición de este mineral varía según la profundidad, la proximidad a la veta y la roca de caja. Las cloritas con mayor contenido de Mg ($> 4,5$ a.p.f.u) se identificaron en la unidad volcánica A3, lo que probablemente esté relacionado con la composición química de los minerales ferromagnesianos a los que reemplaza. El resto de las cloritas analizadas, procedentes de la unidad volcánica A1, muestra una composición relativamente homogénea, excepto en las zonas más profundas ($- 40$ m s.n.m.) a < 5 m del contacto de la veta donde el contenido en Fe aumenta.

Dolomita está en zonas más profundas y más cercanas al conducto principal de los fluidos hidrotermales que la calcita. Si bien no se la observó en contacto con los feldespatos hidrotermales y el resto de los minerales secundarios tempranos, se infiere que es parte de esta asociación dado que está reemplazada por filosilicatos dioctaédricos potásicos tardíos. Por analogía con los sistemas epitermales de baja e intermedia sulfuración (Simpson et al. 2001) y con los campos geotermales actuales (Browne and Ellis 1970; Simmons and Browne 2000), esta asociación de minerales hidrotermales

(clorita ± adularia ± albita ± carbonatos ± pirita ± cuarzo) se habría formado de la interacción de los fluidos hidrotermales clorurados, reducidos y pH neutro a levemente alcalino (pH 6-7; [Hedenquist et al. 2000](#); [Simmons y Browne, 2000](#); [Simpson et al. 2001](#)) con la roca de caja en los estadios tempranos de la actividad hidrotermal. La presencia de adularia en el halo próximo a la veta, y de adularia rómbica en la veta en zonas más profundas, como se describe en el capítulo 5, refleja condiciones de alta permeabilidad asociada a la formación de la veta epitermal (Veta Sulfuro) ([Browne 1970](#); [Browne and Ellis 1970](#)) y la ebullición del fluido hidrotermal ([Browne and Ellis 1970](#); [Browne 1978](#); [Henley 1985](#); [Hedenquist 1990](#)), respectivamente. El enfriamiento y el aumento del pH debido a la pérdida del CO₂ durante la ebullición ([Giggenbach, 1984](#)) debió haber favorecido la depositación de los carbonatos, evidenciado por la amplia distribución de calcita.

El enfriamiento gradual de los fluidos hidrotermales o más comúnmente la mezcla de fluidos hidrotermales profundos con aguas marginales calentadas por vapor, es la causa principal de la inestabilidad de adularia y su reemplazo por illita en el ambiente epitermal ([Hedenquist, 1990](#), [Brathwaite y Faure, 2002](#); [Simpson et al., 2019](#)). En las rocas de caja que hospedan la mineralización, los feldespatos secundarios, calcita y dolomita presentan texturas de disolución, están corroídos y sus bordes reemplazados por filosilicatos dioctaédricos potásicos. La cantidad de interestratificado illita-esmectita rico en illita, con cuarzo y pirita, es abundante en el halo de la veta (≤ 5 m) y su cantidad disminuye con la distancia a la veta (≤ 15 m, [Fig. 6.4E](#)). Filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano grueso (mica incolora) están en el contacto con la veta y en las partes más profundas del sistema ([Fig. 6.4E](#)). La distribución de estos filosilicatos permite inferir temperaturas $>220^{\circ}\text{C}$ ([Steiner, 1968, 1977](#); [Reyes, 1990](#)) en zonas próximas a la veta y que los fluidos se volvieron más ácidos durante la mineralización. Los interestratificados illita-esmectita

con 80 a 90% de capas de illita son menos abundantes en comparación con illita y coexisten de forma irregular con los anteriores mientras que los interestratificados con menor porcentaje de capas de illita (~60 a 80%) son escasos y solo se identificaron en dos muestras (Fig. 6.4E). Su presencia sugiere temperaturas entre 150° C y 220° C (Steiner, 1968, 1977; Reyes, 1990) y su yacencia, a diferencia de depósitos de vetas epitermales (Simpson et al. 2001; Simpson y Mauk 2007; Simpson et al. 2019), no muestra una gradación continua hacia un menor contenido de capas de illita con el aumento de la distancia de la veta, al menos en la escala de la sección analizada. En cambio, el contenido de interestratificado illita-esmectita rico en illita disminuye alejándose de la Veta Sulfuro hasta desaparecer en el bloque colgante.

En las rocas volcánicas analizadas, caolinita reemplaza a los minerales hidrotermales previos lo que sugiere que es un mineral tardío en la paragénesis. En el sistema investigado, minerales del grupo de la caolinita están representados por caolinita y dickita. Los índices de cristalinidad medidos (FWHM, IR-E, CI1 y CI2), la morfología de los cristales (caras pseudohexagonales y agregados cristalinos en forma de “*booklets*”) y el contenido de hierro muy bajo a nulo, señalan un origen hipogénico para las caolinitas, con variaciones en el grado de cristalinidad. Los mayores índices de cristalinidad se corresponden con las zonas próximas a la veta (< 5-10 m en el bloque colgante y hasta 20 m en el bloque piso) y el grado de cristalinidad disminuye a caolinitas parcialmente ordenadas en las zonas distales (> 10 m) en el bloque colgante. Caolinita en los sistemas epitermales se forma a temperaturas <200°C (Hedenquist et al., 2000) porque a mayores temperaturas es reemplazada por dickita o pirofilita (Reyes, 1990). En los halos de alteración de la Veta Sulfuro, se interpreta que la caolinita debió haberse formado en un ambiente de alta relación fluido/roca caracterizado por la disolución de los silicatos portadores de Al y la lixiviación de la mayoría de los cationes excepto el aluminio

(Hemley y Jones, 1964). Probablemente este entorno fue propiciado por la mezcla de los fluidos hidrotermales profundos con aguas superficiales, ya sea agua fría superficial o agua calentada por vapor rica en CO₂ (Simmons y Browne, 2000) que se forman en los márgenes del sistema condensación del vapor por debajo del nivel freático (Simmons y Browne, 2000).

La esmectita reemplaza a los minerales hidrotermales previos, incluso a caolinita, por lo que se infiere que fue el último mineral en formarse. Dado que está ampliamente distribuido en zonas menos profundas (Fig. 6.4F), podría haberse formado a temperaturas inferiores a los 150°C (Steiner, 1968, 1977; Reyes, 1990, Simmons y Browne, 2000). El cambio de caolinita a esmectita indica un aumento de la actividad del pH y del K en los fluidos (Hemley y Jones, 1964; Hemley et al., 1980) durante el colapso de la actividad hidrotermal.

La asociación dickita ± caolinita ± APS identificada en zonas someras y por encima de la zona principal de ascenso de fluidos (Fig. 6.4E) sugiere la percolación de aguas ácidas sulfatadas (pH 2 - 3; Hedenquist 2000) calentadas por vapor desde la zona vadosa que se originan por la oxidación de H₂S a H₂SO₄ (Schoen et al., 1973; Simmons et al., 2005; Simpson y Mauk, 2007; Sillitoe 2015). Los APS se habrían formado por reemplazo de apatito en el ambiente ácido y rico en sulfatos que caracteriza a alteración argílica avanzada (Stoffregen y Alpers, 1987). El hábito pseudocúbico de grano fino de los cristales de APS también son indicativos de un ambiente de alteración argílica avanzada (Hedenquist et al., 2000, Simmons et al., 2005). Estos fluidos pudieron penetrar en los niveles algo más profundos a través de las fracturas y zonas permeables en los períodos donde disminuyeron o cesaron los pulsos hidrotermales ascendentes (Simmons y Browne, 2000; Sillitoe, 2015).

Óxidos e hidróxidos de hierro y jarosita se formaron una vez finalizada la actividad hidrotermal debido a la oxidación supergénica de pirita y otros sulfuros. Esta alteración supergénica se forma a $<40^{\circ}\text{C}$ en la zona vadosa y su geometría está controlada por el paleonivel freático (Hedenquist et al., 2000, Simmons et al., 2005). En el área que comprende la Veta Sulfuro, alcanza hasta 15 m por debajo de la superficie actual (paleonivel freático).

6.4.2 Edad de la alteración

La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida para la fracción más gruesa del interestratificado illita-smectita rico en illita ($168,48 \pm 1,21$ Ma) coincide, dentro del rango de error (2σ), con la edad Re-Os obtenida para la molibdenita ($169,72 \pm 0,88$ Ma; ver capítulo 5). El tamaño de grano influye en las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en relación con la capacidad de difusión del argón que conduce a una variación de la temperatura de cierre de los geocronómetros de argón (Dodson, 1973). Por lo tanto, es razonable interpretar a las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las fracciones más finas analizadas (159 – 162 Ma) como edades de enfriamiento, mientras que la edad de la fracción más gruesa, que coincide con la edad de la molibdenita, indicaría la mejor aproximación de la edad de la alteración de las rocas de caja, es decir de su reemplazo parcial y/o completo por filosilicatos dioctaédricos potásicos, cuarzo y pirita, contemporánea con la mineralización en la veta.

6.5 CONCLUSIONES

En este trabajo presentamos el estudio de la distribución y composición de los minerales hidrotermales en los halos de alteración de las rocas volcánicas que hospedan la Veta Sulfuro, y el uso de los mismos como trazadores de la mineralización en el distrito

que podría tener potencial para la exploración de otras estructuras mineralizadas en el Macizo del Deseado.

Clorita \pm albita \pm adularia \pm carbonatos (dolomita, siderita y calcita) \pm pirita y cuarzo en menor cantidad, fueron los primeros minerales en formarse de la interacción de estas rocas con fluidos hidrotermales clorurados, en ebullición y de pH neutro a levemente alcalino a temperaturas entre 243° y 266 °C cerca de la veta.

Los filosilicatos dioctaédricos potásicos, cuarzo y pirita reemplazan los minerales previos, son abundantes en las zonas próximas a la veta (≤ 5 m) y fueron contemporáneos con la mineralización en la veta. La composición y distribución de estos filosilicatos sugiere paleo-temperaturas ($>220^{\circ}\text{C}$) próximas a la veta (mica incolora e interstratificado illita-esmectita rico en illita) y un enfriamiento gradual desde $<220^{\circ}$ a 150°C (interstratificados illita-esmectita) y dilución de los fluidos hidrotermales.

Una alta relación fluido/roca con una fuerte disolución de los silicatos portadores de Al en la roca de caja seguido de la precipitación de caolinita ampliamente distribuida, ocurrieron luego de la etapa de mineralización, probablemente por la mezcla de fluidos hidrotermales con aguas meteóricas superficiales. La asociación dickita, caolinita y APS en zonas someras y de mayor permeabilidad también se formó en la etapa post-mineralización a partir de aguas ácidas sulfatadas calentadas por vapor formadas en la zona vadosa. El cambio de caolinita a esmectita indica un aumento del pH y de la actividad del K en la solución infiltrada durante el colapso de la actividad hidrotermal.

Las composiciones químicas de algunos minerales hidrotermales son indicadores potenciales de paleo-profundidades y de la proximidad a la veta: (1) la dolomita (Mg) se encuentra solo en zonas profundas, mientras que la calcita (Ca) y la siderita (Fe) en zonas intermedias y superficiales, respectivamente; (2) la clorita tiene mayor contenido de Fe que Mg en la andesita inferior cerca de la veta y en zona profundas; (3) los feldespatos

secundarios son escasos y relícticos cerca de la veta en comparación con los filosilicatos dioctaédricos potásicos, pero son frecuentes a medida que aumenta la distancia a la veta. Adularia relíctica predomina en rocas con alteración intensa próximas a la veta mientras que albita predomina en rocas con alteración moderada a débil en los halos periféricos, (4) la abundancia y la pervasividad de los filosilicatos dioctaédricos potásicos \pm cuarzo \pm pirita en el halo próximo a la veta formado durante la etapa principal de la mineralización constituye un excelente indicador de la estructura mineralizada así como la mica incolora confinada al contacto con la veta y en zonas más profundas.

Las edades Ar-Ar muestran que la alteración de las rocas de caja por filosilicatos dioctaédricos potásicos fue contemporánea a la mineralización temprana de Au-Mo en la Veta Sulfuro. Estas edades radiométricas se encuentran entre las más antiguas conocidas para los depósitos epitermales del Macizo del Deseado.

6.6 REFERENCIAS

- Bailey, S.W., 1980. Summary and recommendations of AIPEA Nomenclature Committee. *Clays Clay Miner.* 28, 73–78.
- Bayliss, P., 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can. Mineral.* 13, 178–180.
- Beaufort, D., Patrier, P., Meunier, A., Ottaviani, M.M., 1992. Chemical variations in assemblages including epidote and/or chlorite in the fossil hydrothermal system of Saint Martin (Lesser Antilles). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 51: 95–114.
- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E., y McDowell, S.D., 1984. Calc-silicate mineralization in active geothermal systems: *Economic Geology*, v. 79, 671–695.
- Brathwaite, R.L., y Faure, K., 2002. The Waihi epithermal gold-silver base metal sulfide quartz vein system, New Zealand: Temperature and salinity controls on electrum and sulfide deposition: *Economic Geology*, v. 97, 269–290.
- Brindley G.W. y Brown G., 1980. Crystalstructures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society Monograph* n°5. 495 pp.
- Brindley, G.W., Chih-Chun, K., Harrison, J.L., Lipsicas, M., Raythatha, R., 1986. Relation between structural disorder and other characteristics of kaolinites and dickites. *Clays Clay Miner.*, 34, 233–249.
- Browne, P.R.L., 1970. Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields: *Geothermics*, v. 2 (part 1), 564–570.
- Browne, P. R. L. 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 6, 229-250.
- Browne, P. R. L., y Ellis, A. J., 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*, 269(2), 97-131.

- Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40: 259–274.
- Essene, E.J., y Peacor, D.R., 1995. Clay minerals thermometry—a critical perspective. *Clays Clay Miner.* 43, 540–553.
- Farmer, V.C., 1974a. *The Infrared Spectra of Minerals. Monograph 4.* Mineralogical Society, London, 539 pp.
- Foster, M.D., 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S Geological Survey Professional Paper 414A, 33.
- Fournier, R.O., 1985a. The behavior of silica in hydrothermal solutions, in Berger, B.R., and Bethke, P.M., eds., *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems: Reviews in Economic Geology*, v. 2, 45–59.
- Giggenbach, W.F., 1984. Mass transfer in hydrothermal alteration systems—A conceptual approach: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, 2693–2711.
- Hedenquist, J. W., 1990. The thermal and geochemical structure of The Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand. *Geothermics*, 19 (2), 151-185.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.R. y Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology* 13: 245–277.
- Hedenquist, J. W., y Henley, R. W., 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions; evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic geology*, 80(5), 1379-1406.
- Hemley, J.J, Jones, W.R, 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology* 59 (4) :538-569. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.4.538>
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W., Lute, R.W., 1980. Equilibria in the system A&O,-SiO₂-H₂O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology* 75: 210-228.
- Henley, R.W., y Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems, ancient and modern: *Earth Science Reviews*, v. 19, 1–50.
- Henley, R.W. y Hedenquist, J.W., 1986. Introduction to the geochemistry of active and fossil geothermal systems, in Henley, R.W., Hedenquist, J.W., y Roberts, P.J., eds., *Guide to the Active Epithermal Systems and Precious Metal Deposits of New Zealand: Monograph Series Mineral Deposits*, Berlin, Gebruder Borntraeger, n. 26, 129–145.
- Hinckley D.N., 1963. Variability in « crystallinity » values among the kaolinite in deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Minerals*, 25, 451-456.
- Hower, J., 1967. Order of mixed-layering in illite/montmorillonite. En Bailey, S.W. (ed.). *Clays and clay minerals, Proceedings of 15th National Conference*, Pittsburgh, Pennsylvania, 1966, 63–74.
- Hower, J., 1981. X-ray diffraction of mixed-layer clay minerals. *Mineralogical Association of Canada*, 60–80.
- Lanson, B., Sakharov, B.A., Claret, F., y Drits, V.A., 2009. Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments: A reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method. *American Journal of Science* 309, 476–516.
- Lee, J.Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochim Cosmochim Acta* 70: 4507–4512.
- Lietard, O., 1977. Contribution à l'étude des propriétés physicochimiques, cristallographiques et morphologiques des kaolins (Doctoral dissertation).

- Madejová, J., Kraus, I., Tunega, D. y Šamajová, E., 1997. Fourier transform infrared spectroscopic characterization of kaolin group minerals from the main Slovak deposits. *Geologica Carpathica – Series Clays*, 6, 1, 3–10.
- Madejová, J., y Komadel, P., 2001. Baseline studies of the clay minerals source society: infrared methods. *Clays Clay Miner.*, 49, 410–432.
- Madejová, J., Jankovič, L., Pentrák, M., y Komadel, P., 2011. Benefits of near-infrared spectroscopy for characterization of selected organo-montmorillonites. *Vibrational Spectroscopy*, 57(1), 8-14.
- McLeod, R.L., y Stanton, R.L., 1984. Phyllosilicates and associated minerals in some Paleozoic stratiform sulfide deposits of southeastern Australia. *Econ. Geol.* 79, 1–22.
- Meunier, A., y Velde, B., 2004. *Illite: Origins, Evolution and Metamorphism*. Springer-Verlag, 286 pp.
- Moore, D. M., y Reynolds, R. C., 1989. *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals* (Vol. 378). Oxford: Oxford university press.
- Moore, D.M., Reynolds, R. C., Jr., 1997. *X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*, Oxford, New York, 378 pp.
- Muller, J.P., y Bocquier, G., 1987. Dissolution of kaolinites and accumulation of iron oxides in lateritic ferruginous modules: Mineralogical and microstructural transformations. *Geoderma*, 37, 113– 136.
- Münch, P., Caillaud, J., Monie, P., Grauby, O., Corsini, M., Ricci, J., Romagny, A., Philippon, M., Lanson, B., Azdimousa, A., Ben Moussa, A., Arnaud, N., 2021. Direct dating of brittle extensional deformation contemporaneous of Neogene exhumation of the internal zones of the Rif Chain. *Tectonophysics* 807: 228-800.
- Neal, M. y Worrall, W.E., 1977. Mineralogy of Fireclays: part 1. The crystalinity of kaolinite in fireclays. *Transactions of the British Ceramic Society*, 76, 57– 61.
- Newman, A., y Brown, G., 1987. The chemical constitution of Clays. In: Newman, A. (Ed.), *Chemistry of Clays and Clay Minerals: Mineralogical Society Monograph*, 6. 129 pp.
- Perry, E., y Hower, J., 1970. Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays and Clay Minerals* 18, 165–178.
- Perry, E. A., y Hower, J., 1972. Late stage dehydration in deeply buried pelitic sediments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 56, 2013–2021.
- Prost, R., Dameme, A., Huard, y E., Driard, J., 1989. Infrared study of structural OH in kaolinite, dickite, nacrite and poorly crystalline kaolinite at 5 to 600K. *Clays Clay Miner.*, 37, 464–468.
- Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, K.R., Mundil, R., Min, K., 2011. Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on “Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology” by P.R. Renne et al. (2010). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75: 5097–5100.
- Reyes, A. G., 1990. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43(1), 279-309.
- Russell, J.D. y Fraser, A.R., 1994. Clay mineralogy: Spectroscopic and chemical determinative methods. M.J. Wilson., Aberdeen, 11–67.
- Schoen, R., White, D.E., y Hemley, J.J., 1974, Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada: *Clays and Clay Minerals*, v. 22, 1–22.

- Sillitoe, R. H., 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features. *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada Special Paper*, 40, 403-417.
- Sillitoe, R. H., 2015. Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita*. 50(7), 767-793.
- Simmons, S. F., 1991. Hydrologic implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo District, Mexico; evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn orebodies. *Economic Geology*, 86(8), 1579-1601.
- Simmons, S., y Christenson, B. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294 (3): 361-400.
- Simmons, S. F., y Browne, P. R. 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology* 95(5), 971-999.
- Simmons, S.F., y White, N.C., y John, D.A., 2005, Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 485–522.
- Simpson, M., y Mauk, J.L., Simmons, S.F, 2001. Hydrothermal Alteration and Hydrologic Evolution of the Golden Cross Epithermal Au-Ag Deposit, New Zealand. *Economic Geology*, 96, 773-796.
- Simpson, M., y Mauk, J.L., 2007. The Favona Epithermal Gold-Silver Deposit, Waihi, New Zealand. *Economic Geology*, 102(5), 817-839.
- Środoń, J. 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals* 32, p. 337–349.
- Środoń, J. 1999. Nature of mixed-layer clays and mechanisms of their formation and alteration. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 27, p. 19–53
- Środoń, J, Eberl, D.D. 1984. Illite. En Bailey, S.W. (ed.). *Micas, Reviews in Mineralogy* 13, Mineralogical Society of America, p. 495–544.
- Steiner, A., 1968. Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand: *Clays and Clay Minerals*, v. 16, p. 193–213.
- Steiner, A. 1977. The Wairakei geothermal area, North Island, New Zeland. *NZGS Bulletin*, 90, 136
- Stoffregen, R.E., Alpers, C.N., 1987. Woodhouseite and Svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillig alteration. *Canad Mineral* 25: 201-211.
- Vaculíková L., Plevová E., Vallová, S., Koutník, I., 2011. Characterization and differentiation of kaolinites from selected Czech deposits using infrared spectroscopy and differential thermal analysis. *Acta Geodyn. Geomater.*, 8 (161), 59–67.
- van der Pluijm, B., Hall, C., Vrolijk, P., Pevear, D., Covey, M., 2001. The dating of shallow faults in the Earth's crust. *Nature* 412: 172–174.
- Velde, B., 1985. *Clay Minerals: A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence: Developments in Sedimentology* 40: Amsterdam, Netherlands, Elsevier, 427 p.
- White, D.E., 1955, Thermal springs and epithermal ore deposits: *Economic Geology 50th Anniversary Volume*, p. 99-154.
- White, D.E., 1981, Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits: *ECONOMIC GEOLOGY 75TH ANNIVERSARY VOLUME*, p. 392–423.
- White, N.C., y Hedenquist, J.W., 1995, Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration: *Society of Economic Geologists Newsletter*, no. 23, p. 1, 9-13.

Tabla 6.1. Cantidades relativas de los minerales de alteración presentes en la muestras estudiadas de la sección central (4715919 mN) de la Veta Sulfuro.

Sondaje	Profundidad (m.s.n.m)	Distancia a la veta (m)	Muestra	Litología	Albita	Adularia	Clorita	Cuarzo	Mica-like	Illita - I/S	Esmectita	Caolinita	FWHM Caol., IR	Dickita	Alunita - APS	Epidoto	Laumontita	Dolomita	Calcita	Siderita	Pyrita	Rutilo - Leucoxeno	Apatito	Jarosita	
S-D10-116	100	21	181	A1	XXX	XX	XXX	XXX	tr	X (I/S)	XXX	XX	0,17	WO					XXX	tr	XX		X		
	108	12	183	A1		XX	X	XXX		XX (Illita)	XXX	XXX								XX	X				
	110	9	184	A1		X	XXX	XX			XXX	XXX							XX	X		XX			
	115,5	en contacto	188	A1?		tr		XXX		XXX (Illita)		XXX			X						XX	X			
	116	en contacto	190	A1?		X		XXX		XXX (Illita)		XXX			X						XX	X	X		
	118	5	192	A3			XXX	XX			XXX	XXX		WO											
	122,5	11	194	A3	XXX	XX	XXX	XXX	tr	X (Illita?)	XX	X							XXX	tr	X				
	127	17,5	195	A3	XX		XXX	XX		tr (I/S?)	XXX	XXX									tr	X			
	129	20,5	196	A3	XXX	X	XXX	XX			XXX					tr			X	tr	tr				
	140,5	37,5	197	Bx				X		XX (80-90% I)	XXX													XXX	
S-D10-87	139,5	58	198	Bx																				XXX	
	129	45,5	199	A3			XXX	X			?										XX				
	121	35,5	202	A3	XXX		XXX	XX			XXX				X				XX		XX				
	110,5	23	204	Bx	XX		XX	XX		XX (Illita)	XX	XX	0,30	PO					XXX	tr	XX				
	107,5	19,5	204B	Bx			XXX				XXX	XXX													
	102,5	13	207	A3	X		XXX	XX			XX	XX							XXX		XX				
	95	4	208	Bx-VS		X		XX		X (Illita)	XX	XX									XX	XX			
	93,5	2	209	Bx-VS				XX		XX (Illita)		XXX		WO							XX	XX			
	92	en contacto	211	Bx-VS				XX		XXX (Illita)															
	84,5	0,5	223	A1				XXX	XXX	XXX (80-90% I)		XXX			XX						XXX				
	83,5	1	224	A1		tr		XXX		XXX (80-90% I)		XXX									XXX				
	82	4	225	A1				XX		XXX (Illita)		XXX									XX	X			
	80,5	6	226	A1		X		XX		X (Illita)		XXX	0,21	WO							XX	X			
	73,5	14	230	A1			XXX	X		X (Illita)	XX	XXX							XX		XX				
	71,5	16	232	A1		X	X	XX		X (Illita)	XX	XXX		WO							XX	XX			

Tabla 6.1. Continuación

Sondaje	Profundidad (m.s.n.m)	Distancia a la veta (m)	Muestra	Litología	Albita	Adularia	Clorita	Cuarzo	Mica-like	Illita - I/S	Esmectita	Caolinita	FWHM Caol., IR	Dickita	Alunita - APS	Epidoto	Laumontita	Dolomita	Calcita	Siderita	Pyrita	Rutilo - Leucoxeno	Apatito	Jarosita	
S-D10-88	48,5	14,5	233	A1			XXX	X		X (Illita)	XXX	XX							XXX	tr	XXX				
	48	13	234	A1			X	X		X (Illita)		XXX	0,20	WO					XXX	XX	XX	XX			
	42	1,5	236	A1				XX				XXX		WO											
	41,5	0,5	237	A1				XXX		XXX (Illita)		XX									XXX	XX			
	61	en contacto	239	A1				XXX		XXX (Illita)		XXX			XX							XXX	XX		
	62	en contacto	243-244	A1				XXX	XX	XXX (Illita e I/S)						XX						XXX	XX		
	63,5	2	245	A1				XX		XXX (Illita)		XXX			tr?							XX	XX		
	64,5	3,5	246	A1				XX		XXX (Illita)	X	XXX		WO	X							XX	XX		
	72	13	248	A1	XX	XXX	XXX	XX			XX	XXX								XX		XX	XX		
	74,5	16,5	249	A1	XX	XXX	XXX	XX			XX	XXX	0,27	PO						XXX		XX	XX		
	81,5	22,5	250	A3			XXX	X								tr				X		XX	X		
	85,5	31	251	A3	XX	XX	XXX	XX		tr (Illita)	X	X?					X			XX		XX	XX		
	89,5	36,5	252	A3	XX	XX	XXX	XX		X (80-90% I)	X?						X			XXX		XX	XX		
	100	49,5	253	A3	XX	X	XXX	X			XX	X?								XXX		XX	XX		
106	57,5	257	A3			X	XX		XXX (Illita)										XX		XXX	XX			
121,5	76,5	254	A3	XX		XXX	X			XX					X				XXX		XX	XX			
133	92	255	Bx				X			XX														XX	
S-D10-89	41	5	259	A1				XX		XXX (80-90% I)											XXX	XXX			
	55,5	11,5	280	A1	XX	XX		X		X (Illita)	XX	XX													
	61,5	19	281	A1		XX		X		X (Illita)	XX	XX							X						
	67	26,5	262	A1	XX	XX	XX	XX		tr (Illita)	XX	XX								XX		XX	XX		
	72,5	33,5	263	A3	XX	XX	XXX	X			XXX									XX		XX			
	81	44	283	A3	XX	XX	XXX	X			XXX					tr				X	tr	XXX			
	88	4,5*	266	A3			XXX	XX		XX (80-90% I)	XX	X										XX	X		
	90	1,5*	267	A3			X	XX		XXX (Illita)		X										XX			
	91	en contacto*	268	A3?				XXX		XXX (Illita)												XXX			
	92	en contacto*	271	A3?				XXX		XXX (Illita)												XXX	X		
	95	2,0*	275	A3?				XXX	XX	XXX (Illita)												XXX			
	97	en contacto*	276	A3?				XXX		XXX (80-90% I)		tr													
	102,5	6,5*	277	A3			XX	X		XX (Illita)		XX		PO								X			
	106,5	1*	278	A3			XX			XX (Illita)	XX	XX													

Tabla 6.1. Continuación

Sondaje	Profundidad (m.s.n.m)	Distancia a la veta (m)	Muestra	Litología	Albita	Adularia	Clorita	Cuarzo	Mica-like	Illita - I/S	Esmectita	Caolinita	FWHM Caol., IR	Dickita	Alunita - APS	Epidoto	Laumontita	Dolomita	Calcita	Siderita	Pyrita	Rutilo - Leucoxeno	Apatito	Jarosita
S-D10-152	-48,5	12	285	A1			tr			XX (Illita)		XX						X?		XX	X			
	-46,5	10	286	A1				XXX	XXX			XX	0,19	WO				XXX		XX	X			
	-41,5	4	287	A1		XXX	X	XXX		XXX (Illita)	X	XX						X	XX	XXX	XX			
	-40	2	288	A1				XXX		XXX (Illita)		X												
	-36	en contacto	291	A1		XX		XXX		XXX (Illita)		X										XX		
	-35,5	en contacto	293	A1			tr	XXX	XXX	XXX (Illita)		XX						X				XX	XX	
	-33,5	en contacto	294	A1				XX		XXX (80-90% I)								XX	XX	XXX	XX			
	-30	en contacto	297	A1				XXX		XXX (Illita)												XXX	XX	
	-29,5	en contacto	298	A1				XXX	XXX	XXX (Illita)		XX										XX	XX	
	-28	en contacto	300	A1						XXX (Illita)												XXX		
	-19,5	10,5	301	A1						XXX (70-80% I)		XXX								X		X	XX	
	0	33	302	A1	X				X	XXX (Illita)	XX	XX						X	XX	tr	XX	XX		
	2,5	35	303	A1					X	XXX (80-90% I)								tr	XX		XX	XX		
	11	45	304	A1	XX	X	XXX	X		X (Illita)	XX	XX							XXX		XX	XX	X	
	34	3,5*	306	A1				XXX		X (Illita)		XX										XX		
	39,5	en contacto*	308	A3						XXX (Illita)		XX										XXX		
	42,5	4,5*	309	A3				tr	X	XXX (Illita)		XXX										XX	X	
	57	n/a	310	A3					XX	tr (I/S?)				0,18	XX							XXX		
	73,5	115,5	312	A1	X		XXX	XX		X (Illita)	XXX	XXX	0,23	PO					XXX		XX	XX		
	109,5	n/a	313	A3			XX			XX (70-80% I)	XXX	XXX							X		XX			
113,5	n/a	314	Bx					XX	XX (60-70% I)	XX								XX		XXX				

* Veta subsidiaria a la Veta Sulfuro

Abundancia relativa: XXX: abundante (>10%), XX: moderado (5-10%), X: menor (1-5%), tr: trazas (<1%).

Table 6.2. Composición química EDS representativa de feldespatos hidrotermales.

Sección	4715919										
Sondaje	S-D10-116										
Muestra	LPS-516-181		LPS-516-194		LPS-516-196						
Analisis	feldK3	feld1	fd3	fd2	C1a Fld 1	C1a Fld 2	C4 S2 Fld 7 (1)	C4 S2 Fld 7 (2)	C4 S2 Fld 8 (1)	C4 S2 Fld 8 (2)	C4 S2 fld 9
(wt%)											
SiO ₂	65,10	67,22	63,72	67,20	66,72	63,75	67,29	64,30	67,73	64,00	66,10
TiO ₂	0,26	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,25	20,48	18,54	20,49	20,39	17,82	18,98	18,03	19,10	18,05	20,58
Fe ₂ O ₃	0,44	0,06	0,27	0,11	0,15	0,32	0,14	0,27	0,18	0,16	0,17
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07
MgO	0,12	0,13	0,10	0,12	0,12	0,13	0,06	0,15	0,06	0,16	0,03
CaO	0,00	0,80	0,00	1,04	1,49	0,00	0,16	0,00	0,07	0,00	1,92
Na ₂ O	0,58	10,08	0,88	10,12	9,79	0,16	11,28	0,04	11,29	0,15	9,34
K ₂ O	15,63	0,03	15,24	0,02	0,11	16,53	0,10	16,78	0,47	16,53	0,10
Total	101,34	98,81	98,89	99,08	98,76	98,77	98,01	99,60	98,90	99,12	98,31

Formula estructural basada en 8 atomos de oxígeno

Si	2,96	2,96	2,97	2,96	2,95	2,99	3,00	2,99	3,00	2,99	2,94
Ti	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,03	1,06	1,02	1,06	1,06	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	1,08
Fe	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,00	0,04	0,00	0,05	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,09
Na	0,05	0,86	0,08	0,86	0,84	0,01	0,97	0,00	0,97	0,01	0,80
K	0,91	0,00	0,91	0,00	0,01	0,99	0,01	1,00	0,03	0,99	0,01
Total	4,98	4,94	5,00	4,94	4,94	5,01	4,99	5,01	5,00	5,01	4,93
An	0,00	4,17	0,00	5,35	7,71	0,00	0,78	0,00	0,35	0,00	10,15
Ab	5,30	95,66	8,06	94,50	91,60	1,47	98,63	0,38	96,98	1,36	89,20
Or	94,70	0,17	91,94	0,14	0,69	98,53	0,60	99,62	2,68	98,64	0,65

Table 6.2. Continuación

Sección	4715919												
	S-D10-88							S-D10-152					
	LPS-516-249							LPS-516-263	LPS-516-304				
Muestra	C1 Fld 1 (1)	C1 Fld 1 (2)	C3 S1 fld5 (1)	C3 S1 fld5 (2)	C3 S1 fld 6	C3 S1 fld 7	fd5	C1 S1 Fld 1 (2)	C3 S2 Fld 4	C3 S2 Fld 5	C1 S1 Fld 1	C2 S1 Fld 4	C2 S1 Fld 5
Analisis (wt%)													
SiO ₂	66,34	64,76	66,80	63,52	66,31	66,92	67,38	63,55	63,89	64,62	67,27	67,49	67,95
TiO ₂	0,05	0,26	0,02	0,26	0,00	0,00	0,00	0,03	0,14	0,00	0,03	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,77	17,49	21,10	17,65	20,80	21,39	17,85	17,65	18,02	18,14	19,20	19,43	19,56
Fe ₂ O ₃	0,14	0,59	0,10	1,48	0,14	0,10	0,30	0,18	0,19	0,14	0,18	0,30	0,25
MnO	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03
MgO	0,10	0,24	0,10	0,32	0,05	0,02	0,22	0,06	0,14	0,12	0,03	0,02	0,07
CaO	1,98	0,00	2,03	0,01	2,18	2,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,46	0,48
Na ₂ O	9,52	0,43	9,38	0,39	9,23	9,06	0,07	0,11	0,17	0,14	11,14	11,07	11,34
K ₂ O	0,10	15,88	0,12	16,29	0,07	0,07	14,91	16,48	16,55	16,68	0,03	0,06	0,05
Total	99,00	99,65	99,67	99,94	98,78	99,89	100,69	98,12	99,10	99,83	98,21	98,86	99,73
Formula estructural basada en 8 atomos de oxígeno													
Si	2,93	3,01	2,93	2,96	2,93	2,92	3,05	3,00	2,99	3,00	2,99	2,98	2,98
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,08	0,96	1,09	0,97	1,08	1,10	0,95	0,98	0,99	0,99	1,01	1,01	1,01
Fe	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,09	0,00	0,10	0,00	0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02
Na	0,81	0,04	0,80	0,04	0,79	0,77	0,01	0,01	0,02	0,01	0,96	0,95	0,96
K	0,01	0,94	0,01	0,97	0,00	0,00	0,86	0,99	0,99	0,99	0,00	0,00	0,00
Total	4,94	4,99	4,93	5,02	4,92	4,91	4,90	5,00	5,01	5,00	4,98	4,98	4,99
An	10,22	0,00	10,61	0,05	11,48	12,28	0,00	0,00	0,00	0,00	1,54	2,23	2,28
Ab	89,14	3,92	88,62	3,50	88,06	87,30	0,69	0,99	1,57	1,28	98,26	97,41	97,42
Or	0,64	96,08	0,78	96,45	0,46	0,42	99,31	99,01	98,43	98,72	0,20	0,36	0,30

Tabla 6.3. Composición química EDS representativa de carbonatos.

Sección	4715919										
Sondaje	S-D10-116										
Muestra	LPS-516-181				LPS-516-194					LPS-516-196	
Analisis	181-cc4	181-cc3	181-cc2	181-cc1	194cc4	194sid1	194cc3	194cc2	194cc1	196 C2 cal-1	196 C2 cal-2
(wt%)											
SiO ₂	0,18	0,13	0,15	0,28	0,09	0,22	0,22	0,21	0,15	0,18	0,13
TiO ₂	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,22	0,18	0,13	0,16	0,08	0,25	0,17	0,14	0,10	0,12	0,09
Fe ₂ O ₃	0,09	2,08	2,09	0,05	0,69	45,17	0,48	0,11	0,33	0,28	0,32
MnO	0,33	1,08	1,17	0,20	0,76	4,00	0,38	0,66	1,12	0,00	0,00
MgO	0,08	0,43	0,55	0,08	0,18	1,08	0,08	0,10	0,15	0,10	0,05
CaO	56,52	51,59	51,22	55,43	55,68	7,01	55,28	55,81	54,57	54,35	55,30
Na ₂ O	0,00	0,06	0,07	0,03	0,00	0,10	0,04	0,08	0,08	0,03	0,00
K ₂ O	0,05	0,03	0,15	0,12	0,10	0,06	0,14	0,12	0,10	0,00	0,57
CO ₂ (*)	45,28	43,40	43,31	44,43	45,09	37,63	44,66	44,99	44,34	43,39	44,22
Total	102,76	98,99	98,83	100,77	102,68	95,57	101,47	102,21	100,94	98,46	100,68

Fórmula estructural basada en 1 átomo de oxígeno para calcita y siderita; 2 átomos de oxígeno para dolomita

Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,74	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,07	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,98	0,93	0,93	0,98	0,97	0,15	0,97	0,97	0,97	0,97	0,99
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

(*) CO₂ calculado por estequiometría

Tabla 6.3. Continuación

4715919												
Sección	S-D10-89						S-D10-152					
Sondaje	LPS-516-283						LPS-516-286					
Muestra	283 C2-S1 Cal 1		283 C2-S1 Cal 2		283 C2-S1 Cal 3		283 C2-S1 Cal 4		283 C2 S1 Sid 1		283 C2 S1 Sid 2	
Analisis	286-dol 1	286-dol 2	286-dol 3	286-dol 4	286-dol 5							
(wt%)												
SiO ₂	0,12	0,13	0,08	0,11	0,21	0,05	0,08	1,07	0,25	2,93	2,57	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	
Al ₂ O ₃	0,13	0,00	0,11	0,10	0,36	0,40	0,18	1,00	0,40	2,54	2,34	
Fe ₂ O ₃	1,21	1,85	0,18	0,26	47,80	47,97	5,71	5,26	5,13	5,03	5,17	
MnO	0,34	1,14	0,59	0,16	4,32	4,51	0,42	0,42	0,48	0,49	0,57	
MgO	0,12	0,14	0,16	0,08	1,62	1,71	13,94	15,01	14,98	14,06	14,20	
CaO	52,51	53,81	55,42	53,73	7,08	6,92	30,44	28,14	29,71	27,21	27,66	
Na ₂ O	0,05	0,00	0,09	0,01	0,06	0,04	0,04	0,05	0,16	0,06	0,05	
K ₂ O	0,54	0,06	0,58	0,00	0,12	0,04	0,09	0,09	0,11	0,10	0,10	
CO ₂ (*)	42,93	44,44	44,74	42,82	40,15	40,12	43,29	44,89	44,21	47,81	47,61	
Total	97,95	101,56	101,95	97,27	101,72	101,76	94,19	95,92	95,47	100,27	100,27	
Fórmula estructural basada en 1 átomo de oxígeno para calcita y siderita; 2 átomos de oxígeno para dolomita												
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,09	0,08	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,09	0,08	
Fe ²⁺	0,02	0,03	0,00	0,00	0,73	0,73	0,16	0,14	0,14	0,13	0,13	
Mn	0,00	0,02	0,01	0,00	0,07	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,70	0,73	0,74	0,64	0,65	
Ca	0,96	0,95	0,97	0,98	0,14	0,14	1,10	0,98	1,05	0,89	0,91	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	
K	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	

(*) CO2 calculado por estequiometría

Tabla 6.4. Composición química EDS representativos de cloritas.

Sección	4715919															
Sondaje	S-D10-116															
Muestra	LPS-516-181				LPS-516-194										LPS-516-196	
Análisis	181-ch4	181-ch3	181-ch2	181-ch1	194-ch10	194-ch9	194-ch8	194-ch7	194-ch6	194-ch5	194-ch4	194-ch3	194-ch2	194-ch1	196 ch1	196 ch2
(wt%)																
SiO ₂	30,03	29,24	29,32	29,60	27,36	26,23	26,91	25,23	28,16	27,89	27,10	27,65	27,76	28,12	28,16	29,37
TiO ₂	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	19,54	20,68	20,62	20,04	16,04	16,71	16,95	18,07	17,28	16,22	17,36	16,79	17,23	18,61	16,20	15,77
¹ FeO	22,47	23,87	23,89	23,11	26,87	25,28	26,67	29,99	26,81	27,21	27,66	27,38	27,85	28,37	24,88	26,75
MnO	0,75	0,70	0,76	0,70	0,57	0,58	0,46	0,99	0,62	0,73	0,66	0,58	0,48	0,69	0,76	0,88
MgO	13,04	12,52	12,83	12,29	13,32	11,81	12,68	10,45	13,38	13,45	12,64	13,46	13,14	12,83	15,14	14,91
CaO	0,10	0,09	0,13	0,15	0,11	0,37	0,94	0,56	0,21	0,15	0,14	0,10	0,08	0,11	0,30	0,31
Na ₂ O	0,07	0,13	0,06	0,11	0,10	0,27	0,11	0,12	0,63	0,52	0,43	0,43	0,53	0,28	0,04	0,00
K ₂ O	0,03	0,10	0,06	0,11	0,01	0,08	0,02	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03
Total	86,05	87,34	87,67	86,20	84,37	81,34	84,75	85,46	87,12	86,16	86,00	86,41	87,09	89,02	85,47	88,03
Número de cationes en base O ₂₀ (OH) ₁₆																
Si	6,29	6,08	6,08	6,22	6,07	6,02	5,96	5,67	6,04	6,08	5,93	6,00	5,98	5,92	6,10	6,21
^{IV} Al	1,71	1,92	1,92	1,78	1,93	1,98	2,04	2,33	1,96	1,92	2,07	2,00	2,02	2,08	1,90	1,79
^{VI} Al	3,11	3,16	3,12	3,18	2,27	2,55	2,38	2,45	2,40	2,24	2,40	2,30	2,36	2,54	2,23	2,15
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	3,94	4,15	4,14	4,06	4,99	4,85	4,94	5,63	4,81	4,96	5,06	4,97	5,02	5,00	4,50	4,73
Mg	4,07	3,88	3,97	3,85	4,41	4,04	4,18	3,50	4,27	4,37	4,12	4,35	4,22	4,03	4,88	4,70
Mn	0,13	0,12	0,13	0,12	0,11	0,11	0,09	0,19	0,11	0,13	0,12	0,11	0,09	0,12	0,14	0,16
Σ Oct.	11,26	11,32	11,35	11,22	11,78	11,55	11,58	11,77	11,60	11,70	11,71	11,73	11,70	11,69	11,76	11,74
K	0,01	0,03	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,09	0,22	0,14	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,07	0,07
Na	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,12	0,05	0,05	0,26	0,22	0,18	0,18	0,22	0,11	0,02	0,00
Σ Intercapa	0,06	0,10	0,07	0,11	0,07	0,24	0,28	0,19	0,32	0,25	0,22	0,21	0,24	0,14	0,08	0,08
Fe ⁺² /Fe+Mg	0,49	0,52	0,51	0,51	0,53	0,55	0,54	0,62	0,53	0,53	0,55	0,53	0,54	0,55	0,48	0,50
² T(°C)	213	246	248	225	248	256	267	314	254	248	272	260	263	273	245	225

1. Todo el hierro como Fe²⁺

2. Basado en Cathelineau (1988) T(°C)= -61.92 + 321 * 98(AIV)

Tabla 6.4. Continuación

Sección		4715919																
Sondaje	S-D10-116							S-D10-88					S-D10-89					
Muestra	LPS-516-196							LPS-516-249					LPS-516-283					
Analisis	196 chl3	196 chl4	196 chl5	196 chl6	196 chl Fld1	196 chl Fld2	196 chl Fld4	C1 chl 1	C2 S1 chl 2	C2 S1 chl 3	C3 S2 chl 4	C3 S2 chl 5	C2 Chl 1	C2 Chl 2	C3 Chl 3	C3 Chl 4	C4 Chl 5	C4 Chl 6
(wt%)																		
SiO ₂	27,96	29,11	27,31	27,87	27,70	28,79	27,55	27,74	27,78	27,66	27,56	26,97	27,65	27,67	27,63	27,43	27,31	27,87
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,04	0,06	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	15,54	15,18	15,68	15,93	17,48	15,37	14,75	13,98	17,62	15,83	17,32	17,49	14,26	14,72	14,28	16,04	15,69	14,64
¹ FeO	26,96	26,61	24,32	23,95	24,78	26,82	25,44	30,87	29,53	29,10	28,26	29,12	25,20	25,62	25,61	23,23	24,34	24,77
MnO	0,77	0,85	0,82	0,73	1,05	0,76	0,77	0,80	1,07	0,80	0,94	0,92	0,82	0,81	0,57	0,82	0,89	0,74
MgO	14,97	14,51	14,61	14,88	14,67	13,97	14,08	12,06	12,51	12,96	12,02	11,20	14,84	15,95	15,00	16,24	15,39	15,00
CaO	0,37	0,24	0,37	0,35	0,29	0,10	0,20	0,15	0,20	0,09	0,13	0,14	0,23	0,13	0,09	0,09	0,17	0,12
Na ₂ O	0,08	0,00	0,09	0,04	0,10	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,13	0,06	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,03	0,02	0,08	0,04	0,02	0,00	0,05	0,03	0,05	0,04	0,00	0,07	0,02	0,04	0,00
Total	86,64	86,50	83,25	83,79	86,13	85,90	83,01	85,69	88,71	86,54	86,26	85,96	83,04	85,11	83,24	84,01	83,91	83,15
Número de cationes en base O ₂₀ (OH) ₁₆																		
Si	6,05	6,27	6,08	6,14	5,95	6,26	6,19	6,22	5,93	6,06	6,02	5,95	6,21	6,07	6,19	6,01	6,03	6,22
^{IV} Al	1,95	1,73	1,92	1,86	2,05	1,74	1,81	1,78	2,07	1,94	1,98	2,05	1,79	1,93	1,81	1,99	1,97	1,78
^{VI} Al	2,01	2,13	2,20	2,27	2,38	2,20	2,10	1,91	2,36	2,14	2,47	2,49	1,98	1,88	1,97	2,15	2,12	2,07
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	4,88	4,80	4,53	4,41	4,45	4,88	4,78	5,79	5,27	5,33	5,16	5,37	4,73	4,70	4,80	4,26	4,50	4,62
Mg	4,83	4,66	4,85	4,88	4,70	4,53	4,72	4,03	3,98	4,23	3,91	3,68	4,97	5,22	5,01	5,30	5,07	4,99
Mn	0,14	0,15	0,15	0,14	0,19	0,14	0,15	0,15	0,19	0,15	0,17	0,17	0,16	0,15	0,11	0,15	0,17	0,14
Σ Oct.	11,87	11,74	11,74	11,70	11,74	11,74	11,76	11,89	11,81	11,86	11,72	11,73	11,84	11,95	11,89	11,87	11,86	11,82
K	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
Ca	0,08	0,05	0,09	0,08	0,07	0,02	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03	0,06	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03
Na	0,03	0,00	0,04	0,02	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,06	0,03	0,00
Σ	0,12	0,05	0,14	0,11	0,11	0,05	0,12	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,07	0,10	0,04	0,08	0,08	0,03
Fe ²⁺ /Fe+M	0,50	0,51	0,48	0,47	0,49	0,52	0,50	0,59	0,57	0,56	0,57	0,59	0,49	0,47	0,49	0,45	0,47	0,48
² T(°C)	252	216	246	238	268	218	229	225	271	251	257	269	226	249	229	259	254	225

1. Todo el hierro como Fe2+

2. Basado en Cathelineau (1988) T(°C)= -61.92 + 321 * 98(AIIV)

Tabla 6.4. Continuación

Sección		4715919													
Sondaje	S-D10-89		S-D10-152												
Muestra	LPS-516-263		LPS-516-287												
Analisis	263-chl2	263-chl1	C1 Chl 1	C1 Chl 2	C2 Chl 3 (1)	C2 Chl 3 (2)	C2 Chl 4	C3 Chl 5	C4 Chl 6	C4 Chl 7	C1 Chl 1	C2 Chl 2	C1 Chl 3	C2 Chl 4	
(wt%)															
SiO ₂	28,32	27,28	22,31	24,79	26,37	26,08	24,79	25,04	24,99	24,16	28,20	27,53	27,66	25,87	
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	
Al ₂ O ₃	17,12	17,21	16,04	17,51	18,25	18,23	17,47	17,89	16,93	17,00	17,56	17,07	16,62	17,70	
¹ FeO	22,74	23,76	32,26	36,57	34,77	36,28	35,24	35,95	33,98	36,22	27,47	27,22	26,80	26,39	
MnO	0,25	0,15	0,32	0,55	0,44	0,50	0,51	0,48	0,46	0,40	1,26	1,24	1,14	1,23	
MgO	15,49	14,08	3,20	4,30	5,95	4,60	4,89	3,89	4,43	3,24	11,82	11,40	11,31	12,13	
CaO	0,11	0,13	0,27	0,30	0,29	0,19	0,78	0,24	0,17	0,21	0,10	0,13	0,17	0,18	
Na ₂ O	0,21	0,09	0,10	0,10	0,09	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08	0,06	0,03	0,00	0,00	
K ₂ O	0,00	0,01	0,16	0,19	0,08	0,18	0,15	0,35	0,42	0,26	0,04	0,04	0,07	0,05	
Total	84,22	82,70	74,66	84,34	86,24	86,06	83,91	83,83	81,47	81,57	86,50	84,65	83,76	83,56	

Número de cationes en base O₂₀(OH)₁₆

Si	6,12	6,05	5,92	5,85	5,96	5,97	5,85	5,92	6,04	5,92	6,11	6,11	6,19	5,82
^{IV} Al	1,88	1,95	2,08	2,15	2,04	2,03	2,15	2,08	1,96	2,08	1,89	1,89	1,81	2,18
^{VI} Al	2,48	2,55	2,94	2,73	2,83	2,89	2,70	2,90	2,86	2,83	2,59	2,57	2,57	2,51
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	4,11	4,41	7,16	7,22	6,58	6,95	6,95	7,11	6,87	7,42	4,98	5,05	5,01	4,96
Mg	4,99	4,66	1,26	1,51	2,01	1,57	1,72	1,37	1,59	1,18	3,81	3,77	3,77	4,07
Mn	0,05	0,03	0,07	0,11	0,08	0,10	0,10	0,10	0,09	0,08	0,23	0,23	0,22	0,23
Σ Oct.	11,63	11,65	11,44	11,58	11,50	11,50	11,49	11,48	11,42	11,51	11,61	11,62	11,57	11,78
K	0,00	0,00	0,06	0,06	0,02	0,05	0,05	0,10	0,13	0,08	0,01	0,01	0,02	0,01
Ca	0,03	0,03	0,08	0,08	0,07	0,05	0,20	0,06	0,04	0,05	0,02	0,03	0,04	0,04
Na	0,09	0,04	0,05	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00	0,00
Σ	0,11	0,07	0,18	0,18	0,13	0,10	0,24	0,17	0,20	0,18	0,06	0,05	0,06	0,06
Fe ⁺² /Fe+M	0,45	0,49	0,85	0,83	0,77	0,82	0,80	0,84	0,81	0,86	0,57	0,57	0,57	0,55
² T(°C)	241	252	273	283	266	265	285	273	254	273	243	243	230	289

1. Todo el hierro como Fe²⁺

2. Basado en Cathelineau (1988) T(°C)= -61.92 + 321 * 98(AIIV)

Tabla 6.5. Composiciones químicas EDS representativas de filosilicatos dioctaédrico potásicos de grano grueso

Sección	4715919										
Sondaje	S-D10-152										
Muestra	LPS-516-286										
Analisis	286-ill 1	286-ill 2	286-ill 5	286-ill 6	286-ill 7	286-ill 8	286-ill 9	286-ill 10	286-ill 11	286-ill 12	286-ill 13
(wt%)											
SiO₂	49,96	53,01	53,53	51,20	46,20	49,68	49,58	45,85	49,90	47,62	47,16
TiO₂	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,09	0,00	0,03	0,05	0,04
Al₂O₃	34,61	30,73	32,21	30,55	29,48	31,43	31,72	27,23	29,86	33,79	31,62
^IFeO	1,52	0,59	0,67	0,70	0,46	0,84	1,52	0,56	0,86	1,13	0,93
MnO	0,02	0,00	0,04	0,12	0,03	0,02	0,01	0,03	0,09	0,16	0,00
MgO	1,49	2,65	2,60	2,51	1,71	2,01	1,91	2,08	2,39	0,63	1,19
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07
Na₂O	0,35	0,17	0,22	0,04	0,04	0,12	0,07	0,19	0,07	0,10	0,13
K₂O	9,96	9,11	10,01	9,45	9,14	9,73	9,80	8,59	9,29	9,47	9,05
Total	98,02	96,40	99,36	94,58	87,06	93,87	94,70	84,54	92,49	92,99	90,18

Número de cationes en base a O₂₀(OH)₄

Si	6,41	6,83	6,73	6,75	6,63	6,62	6,58	6,76	6,74	6,42	6,53
^{IV}Al	1,59	1,17	1,27	1,25	1,37	1,38	1,42	1,24	1,26	1,58	1,47
^{VI}Al	3,64	3,50	3,50	3,49	3,61	3,56	3,54	3,50	3,49	3,78	3,70
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe	0,16	0,06	0,07	0,08	0,06	0,09	0,17	0,07	0,10	0,13	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00
Mg	0,28	0,51	0,49	0,49	0,37	0,40	0,38	0,46	0,48	0,13	0,24
Σ Oct.	4,10	4,07	4,06	4,08	4,04	4,06	4,09	4,03	4,08	4,06	4,05
K	1,63	1,50	1,61	1,59	1,67	1,65	1,66	1,62	1,60	1,63	1,60
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,09	0,04	0,05	0,01	0,01	0,03	0,02	0,06	0,02	0,03	0,04
Σ											
Intercapa	1,72	1,54	1,66	1,60	1,68	1,68	1,68	1,67	1,62	1,66	1,65

1. Todo el hierro como Fe²⁺

Tabla 6.5. Continuación

Sección	4715919								
Sondaje	S-D10-87						S-D10-116		
Muestra	LPS-516-223						LPS-516-181		
Análisis	223 ill20	223 ill9	223 ill8	223 ill7	223 ill2	223 ill1	223 ill1	181 ill3	181 ill1
(wt%)									
SiO ₂	43,38	47,11	48,09	46,85	49,03	49,08	46,71	49,95	50,40
TiO ₂	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,10	0,12	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	28,41		28,82	29,18	30,13	29,83	29,10	32,04	32,47
^I FeO	2,50	2,29	2,04	2,30	2,60	1,94	2,26	1,76	2,11
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,03	0,04	0,00
MgO	0,70	1,37	1,28	1,10	1,32	1,31	1,20	0,94	0,99
CaO	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03	0,03
Na ₂ O	0,06	0,05	0,13	0,08	0,08	0,04	0,07	0,16	0,10
K ₂ O	8,24	8,27	8,11	8,59	8,93	8,52	8,74	8,80	8,85
Total	83,29	87,42	88,52	88,10	92,17	90,90	88,24	93,75	94,95
Número de cationes en base a O ₂₀ (OH) ₄									
Si	6,56	6,75	6,78	6,67	6,69	6,74	6,66	6,65	6,63
^{IV} Al	1,44	1,25	1,22	1,33	1,31	1,26	1,34	1,35	1,37
^{VI} Al	3,63	3,52	3,56	3,58	3,53	3,57	3,54	3,67	3,67
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe	0,32	0,27	0,24	0,27	0,30	0,22	0,27	0,20	0,23
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,16	0,29	0,27	0,23	0,27	0,27	0,25	0,19	0,19
Σ Oct.	4,10	4,09	4,08	4,08	4,10	4,08	4,08	4,06	4,09
K	1,59	1,51	1,46	1,56	1,55	1,49	1,59	1,49	1,48
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,03
Σ									
Intercapa	1,61	1,53	1,50	1,58	1,58	1,51	1,61	1,55	1,52

1. Todo el hierro como Fe²⁺

Tabla 6.6. Composiciones químicas EDS representativas de filosilicatos dioctaédrico potásicos de grano fino

Sección		4715919															
Sondaje	S-D10-88											S-D10-87					
Muestra	LPS-516-239	LPS-516-243										LPS-516-224					
Analisis	239 I-S4	243 fine ill 1	243 fine ill 2	243 fine ill 3	243 fine ill 4	243 fine ill 5	243 fine ill 6	243 ill 1 pasta	243 ill 3 pasta	243 ill 4 pasta	243 ill 5 pasta	224-ill18	224-ill17	224-ill16	224-ill15	224-ill14	224-ill13
(wt%)																	
SiO ₂	46,95	44,77	43,35	41,74	43,68	44,50	51,48	51,58	47,99	49,29	49,96	49,81	49,52	51,23	49,77	50,02	46,64
TiO ₂	0,04	0,01	0,00	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	0,09	0,05	0,02	0,00	0,00	0,06	0,13	0,00	0,07
Al ₂ O ₃	32,76	27,51	26,21	25,19	26,56	26,79	31,24	30,90	28,44	32,74	32,91	29,82	28,44	29,93	28,84	31,11	28,75
^I FeO	0,42	0,90	0,73	0,79	0,89	0,77	0,97	0,65	0,85	0,55	0,60	1,62	1,66	1,33	1,53	1,39	1,22
MnO	0,01	0,12	0,11	0,07	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,03	0,03	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,04
MgO	0,37	1,27	1,37	1,28	1,39	1,40	1,67	0,72	1,54	0,67	0,92	1,03	1,37	1,44	1,32	0,94	0,73
CaO	0,20	0,12	0,11	0,14	0,21	0,17	0,22	0,10	0,10	0,12	0,08	0,07	0,08	0,09	0,11	0,14	0,07
Na ₂ O	0,13	0,18	0,04	0,12	0,14	0,10	0,09	0,18	0,08	0,13	0,18	0,06	0,12	0,11	0,12	0,04	0,08
K ₂ O	7,63	7,26	6,65	6,40	6,92	6,64	7,83	7,57	7,83	7,81	7,63	7,56	7,43	7,51	7,33	7,33	6,69
Total	88,51	82,14	78,57	75,76	79,83	80,43	93,55	91,70	86,96	91,39	92,34	89,97	88,64	91,75	89,16	90,97	84,30
Número de cationes en base a O ₂₀ (OH) ₄																	
Si	6,54	6,75	6,80	6,80	6,77	6,81	6,79	6,90	6,83	6,64	6,65	6,84	6,91	6,88	6,89	6,77	6,80
^{IV} Al	1,46	1,25	1,20	1,20	1,23	1,19	1,21	1,10	1,17	1,36	1,35	1,16	1,09	1,12	1,11	1,23	1,20
^{VI} Al	3,91	3,64	3,65	3,64	3,62	3,65	3,64	3,77	3,60	3,84	3,82	3,67	3,58	3,62	3,60	3,74	3,75
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe	0,05	0,11	0,10	0,11	0,11	0,10	0,11	0,07	0,10	0,06	0,07	0,19	0,19	0,15	0,18	0,16	0,15
Mn	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,08	0,29	0,32	0,31	0,32	0,32	0,33	0,14	0,33	0,13	0,18	0,21	0,28	0,29	0,27	0,19	0,16
Σ Oct.	4,05	4,06	4,08	4,07	4,06	4,07	4,08	3,98	4,04	4,05	4,08	4,07	4,06	4,07	4,06	4,08	4,07
K	1,36	1,40	1,33	1,33	1,37	1,30	1,32	1,29	1,42	1,34	1,30	1,32	1,32	1,29	1,30	1,27	1,24
Ca	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01
Na	0,04	0,05	0,01	0,04	0,04	0,03	0,02	0,05	0,02	0,03	0,05	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02
Σ	1,42	1,47	1,36	1,39	1,44	1,35	1,37	1,35	1,46	1,39	1,35	1,35	1,37	1,33	1,34	1,30	1,28
Intercapa																	

1. Todo el hierro como Fe²⁺

Tabla 6.6. Continuación

Sección		4715919									
Sondaje		S-D10-87									
Muestra		LPS-516-224									
Analisis	224-ill9	224-ill7	224-ill6	224-ill4	224-ill20	224-ill19	224-ill12	224-ill11	224-ill10	224-ill8	224-ill5
(wt%)											
SiO ₂	46,04	47,84	46,52	47,58	45,22	49,89	46,09	43,41	43,54	42,96	44,87
TiO ₂	0,02	0,00	0,02	0,10	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	28,32	29,61	28,82	30,44	28,08	27,88	27,62	26,08	25,94	25,53	26,81
^I FeO	1,28	1,38	1,49	0,87	1,26	1,35	1,15	1,08	1,10	1,12	1,07
MnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,08	0,00	0,01	0,02	0,04
MgO	0,74	0,83	0,71	1,02	0,95	1,75	0,87	1,00	1,06	0,99	1,09
CaO	0,09	0,09	0,09	0,14	0,05	0,08	0,11	0,16	0,09	0,03	0,08
Na ₂ O	0,15	0,10	0,12	0,04	0,11	0,04	0,15	0,15	0,09	0,08	0,07
K ₂ O	6,76	7,14	7,04	7,53	7,17	7,36	6,70	6,53	6,64	6,69	6,75
Total	83,40	86,98	84,86	87,73	82,84	88,38	82,79	78,41	78,48	77,45	80,79

Número de cationes en base a O₂₀(OH)₄

Si	6,80	6,78	6,77	6,69	6,75	6,96	6,86	6,83	6,85	6,85	6,85
^{IV} Al	1,20	1,22	1,23	1,31	1,25	1,04	1,14	1,17	1,15	1,15	1,15
^{VI} Al	3,73	3,73	3,72	3,74	3,70	3,55	3,70	3,67	3,66	3,65	3,67
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,16	0,16	0,18	0,10	0,16	0,16	0,14	0,14	0,14	0,15	0,14
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,16	0,17	0,16	0,21	0,21	0,36	0,19	0,23	0,25	0,24	0,25
Σ Oct.	4,06	4,07	4,07	4,07	4,07	4,07	4,05	4,04	4,05	4,04	4,06
K	1,27	1,29	1,31	1,35	1,37	1,31	1,27	1,31	1,33	1,36	1,32
Ca	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01
Na	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02
Σ	1,33	1,33	1,36	1,38	1,41	1,33	1,33	1,38	1,37	1,39	1,35
Intercapa											

1. Todo el hierro como Fe²⁺

Tabla 6.6. Continuación

Sección		4715919											
Sondaje	S-D10-87											S-D10-116	
Muestra	LPS-516-223											LPS-516-181	
Analisis	223ill6	223ill5	223ill4	223ill3	223ill19	223ill18	223ill10	223ill14	223ill13	223ill12	223ill21	223ill22	181-ill2
(wt%)													
SiO ₂	46,24	50,42	46,60	47,18	42,66	42,32	46,38	43,35	44,03	48,56	52,13	49,72	51,02
TiO ₂	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,04	0,11	0,03	0,00	0,01	0,04	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	26,84	29,41	27,67	27,54	27,25	27,46	26,39	24,72	27,34	28,63	33,55	31,77	30,25
¹ FeO	1,59	1,36	1,52	1,57	1,39	1,66	1,48	1,48	1,43	1,83	1,79	2,57	2,42
MnO	0,04	0,02	0,12	0,01	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,07	0,10	0,00	0,00
MgO	1,09	1,40	1,30	1,41	0,44	0,63	1,44	1,39	0,73	1,17	0,52	0,44	1,18
CaO	0,09	0,15	0,16	0,19	0,06	0,00	0,08	0,18	0,31	0,13	0,22	0,14	0,06
Na ₂ O	0,11	0,06	0,08	0,08	0,10	0,12	0,13	0,16	0,08	0,16	0,23	0,12	0,19
K ₂ O	6,46	7,04	6,73	6,85	6,23	6,82	6,18	6,26	6,16	7,11	7,45	8,07	7,60
Total	82,48	89,87	84,22	84,86	78,16	79,09	82,21	77,58	80,09	87,67	96,02	92,84	92,74
Número de cationes en base a O ₂₀ (OH) ₄													
Si	6,91	6,90	6,83	6,87	6,73	6,65	6,93	6,91	6,77	6,85	6,70	6,68	6,83
^{IV} Al	1,09	1,10	1,17	1,13	1,27	1,35	1,07	1,09	1,23	1,15	1,30	1,32	1,17
^{VI} Al	3,63	3,64	3,62	3,59	3,79	3,73	3,59	3,55	3,73	3,61	3,78	3,70	3,60
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,20	0,16	0,19	0,19	0,18	0,22	0,19	0,20	0,18	0,22	0,19	0,29	0,27
Mn	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Mg	0,24	0,29	0,28	0,31	0,10	0,15	0,32	0,33	0,17	0,25	0,10	0,09	0,23
Σ Oct.	4,08	4,09	4,11	4,09	4,08	4,10	4,11	4,08	4,08	4,08	4,09	4,08	4,10
K	1,23	1,23	1,26	1,27	1,25	1,37	1,18	1,27	1,21	1,28	1,22	1,38	1,30
Ca	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,01
Na	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,02	0,04	0,06	0,03	0,05
Σ Intercapa	1,28	1,27	1,31	1,32	1,29	1,40	1,23	1,35	1,28	1,34	1,31	1,43	1,36

1. Todo el hierro como Fe²⁺

Tabla 6.7. Cristalinidad de la caolinita expresada en FWHM (full width at half maximum intensity) medido para la reflexión 001 y en el espectro del infrarrojo medio (MIR)

Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	Distancia a la veta (m)	FWHM ($^{\circ}2\theta$)	MIR
4715919	S-D10-116	LPS-516-181	69,5	15 ¹	0,17	*
		LPS-516-192	43,2	1,5 ¹	-	**
	S-D10-87	LPS-516-204	45,5	23 ²	0,30	*
		LPS-516-209	66,7	2 ²	-	**
		LPS-516-226	82	2 ¹	0,21	**
		LPS-516-232	92	16 ¹	-	**
	S-D10-88	LPS-516-234	122,1	14 ¹	0,20	**
		LPS-516-236	110,3	2,5 ¹	-	**
		LPS-516-246	101	3 ²	-	**
		LPS-516-249	88,75	17 ²	0,27	*
	S-D10-89	LPS-516-277	52,85	> 50 ²	-	*
	S-D10-152	LPS-516-286	215,7	10 ¹	0,19	**
		LPS-516-310	98,8	>50	0,18	Dickita
		LPS-516-312	79,7	>50 ²	0,23	*

* Parcialmente ordenada; ** Alta cristalinidad

¹ Bloque piso; ² Bloque colgante

Tabla 6.8. Composiciones químicas EDS representativas de caolinita

Section	4715919									
Drillhole	S-D10-116				S-D10-87		S-D10-152			
Sample	LPS-516-181	LPS-516-188			LPS-516-189	LPS-516-223	LPS-516-186			
Analysis	181-kaol4	188-kaol1	188-kaol3	188-kaol4	189-kaol1	223-kaol1	286-kaol1	286-kaol2	286-kaol3	286-kaol7
(wt%)										
SiO ₂	45,55	47,26	46,13	44,58	48,29	42,94	46,16	46,68	48,20	43,79
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	36,85	39,19	38,81	37,53	40,19	35,65	37,17	39,31	39,06	34,95
¹ FeO	0,68	0,26	0,02	0,00	0,04	0,07	0,13	0,05	0,10	0,19
MnO	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,15	0,06	0,16	0,04	0,20	0,09	0,42	0,43	0,42	0,31
CaO	0,03	0,02	0,00	0,00	0,03	0,09	0,03	0,15	0,00	0,15
Na ₂ O	0,09	0,05	0,04	0,01	0,06	0,09	0,08	0,07	0,11	0,06
K ₂ O	0,04	0,24	0,04	0,11	0,36	0,32	0,31	0,36	0,71	0,85
Total	83,41	87,12	85,23	82,29	89,17	79,25	84,37	87,19	88,69	80,30
Número de cationes en base a O ₁₀ (OH) ₈										
Si	4,05	4,03	4,01	4,01	4,02	4,02	4,07	3,98	4,05	4,06
^{VI} Al	3,86	3,94	3,97	3,98	3,94	3,94	3,86	3,94	3,87	3,82
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,06	0,05	0,05	0,04
Σ Oct.	3,98	4,00	4,00	3,99	3,99	3,98	3,99	3,99	3,97	3,94
K	0,01	0,03	0,00	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04	0,08	0,10
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Si/Al	1,05	1,02	1,01	1,01	1,02	1,02	1,05	1,01	1,05	1,06

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Tabla 6.9. Composiciones químicas EDS representativas de esmectita

Section	S-D10-116				
Drillhole	S-D10-116				
Sample	LPS-516-181			LPS-516-194	
Analysis	181-sm4	181-sm3	181-sm2	194sm3	194sm1
(wt%)					
SiO ₂	39,48	51,69	45,80	48,50	47,76
TiO ₂	0,13	0,15	0,00	0,11	0,00
Al ₂ O ₃	19,77	19,44	18,02	16,03	15,89
¹ FeO	2,32	3,14	1,52	1,66	2,19
MnO	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00
MgO	1,29	2,45	2,22	3,56	3,32
CaO	0,57	0,78	0,68	0,89	0,51
Na ₂ O	1,18	0,54	0,36	0,44	0,30
K ₂ O	0,86	0,98	1,26	0,88	0,65
Total	65,61	79,29	69,88	72,07	70,63
Número de cationes en base a O ₂₀ (OH) ₄					
Si	7,17	7,77	7,62	7,93	7,94
IV Al	0,83	0,23	0,38	0,07	0,06
VI Al	3,40	3,22	3,16	3,01	3,06
Ti	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00
Fe	0,32	0,36	0,19	0,20	0,27
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,35	0,55	0,55	0,87	0,82
Σ Oct.	4,09	4,15	3,90	4,10	4,16
K	0,20	0,19	0,27	0,18	0,14
Ca	0,11	0,13	0,12	0,16	0,09
Na	0,41	0,16	0,12	0,14	0,10
Σ					
Interlayer	0,72	0,47	0,51	0,48	0,33

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Tabla 6.10. Edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Muestra	Fracción	Edad Total Gas (Ma)	error (2σ)	% ³⁹ Ar recolectado	Mineralogía
LPS-618-77	< 0,5 μm	162,25	1,17	16,11	I/S R1
	0,5–2 μm	159,58	1,15	16,92	I/S R1
	2–5 μm	168,48	1,21	16,5	I/S R1



CAPÍTULO 7

ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES EN MINERALES
DE LA ROCA DE CAJA Y DE LA VETA SULFURO

TESIS DOCTORAL
MARÍA LIS FERNÁNDEZ

7.1 INTRODUCCIÓN

Las composiciones isotópicas del azufre, hidrógeno, oxígeno y carbono de los minerales hidrotermales (cuarzo, arcillas, sulfuros, entre otros) y de los isótopos radiogénicos, han sido determinadas en diversos depósitos epitermales de baja e intermedia sulfuración, comúnmente en conjunto con la microtermometría de inclusiones fluidas para determinar: (1) la fuente del S y C, (2) el origen y composición de los fluidos durante la evolución del sistema hidrotermal y los procesos que formaron los minerales hidrotermales, (3) el origen de los metales. Con este propósito se obtuvieron las composiciones isotópicas del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en silicatos, del hidrógeno ($\delta^2\text{H}$) en arcillas, del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en calcita y siderita, del azufre ($\delta^{34}\text{S}$) en sulfuros y sulfatos y de Pb (^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{208}Pb y ^{204}Pb) en galena. Además, se calcularon las composiciones isotópicas de los fluidos en equilibrio con las diferentes generaciones de cuarzo teniendo en cuenta las temperaturas obtenidas por [Rubinstein \(2014\)](#) al analizar las inclusiones fluidas alojadas en este mineral.

7.2 METODOLOGÍA

7.2.1 Análisis isotópicos

Para los análisis isotópicos se seleccionaron una variedad de minerales, entre ellos sulfuros (n=17), sulfatos (n=3), carbonatos (n=6), silicatos (n=10) y arcillas (n=9). Los concentrados se obtuvieron por separación mecánica por medio de selección manual. Un grupo de muestras fue analizada en el laboratorio de isotopía SUERC (Scottish Universities Environmental Research Centre), East Kilbride, Escocia, perteneciente a la Universidad de Glasgow. Los análisis de otro grupo de muestras fueron realizados en el laboratorio de isotopía QFIR (Queen's Facility for Isotope Research) de la Universidad de Queen, Kingston, Ontario, Canadá.

7.2.1.1 Análisis isotópico del azufre en sulfuros y sulfatos

En el laboratorio de isotopía de la Universidad de Queen las muestras se pesaron en cápsulas de estaño y se obtuvo la composición isotópica del azufre con un espectrómetro de masas de relación isotópica estable MAT 253 acoplado a un analizador elemental Costech ECS 4010 Elemental Analyzer. Los valores $\delta^{34}\text{S}$ se calcularon normalizando las relaciones $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ de la muestra a la del estándar internacional Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT). Los valores se informan utilizando la notación delta (δ) en unidades de permil (‰) y son reproducibles a 0,2 per mil ‰.

7.2.1.2 Análisis de los isótopos de oxígeno e hidrógeno en silicatos

El oxígeno se extrajo de muestras de 5mg a 550–600°C según el procedimiento convencional de BrF_5 de Clayton y Mayeda (1963) y se analizó a través de una doble entrada en un Espectrómetro de Masas de Relación Isotópica (IRMS) DeltaPlus XP de Thermo–Finnigan. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ se informan utilizando la notación delta (δ) en unidades de per mil (‰) en relación al estándar internacional V–SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), con una precisión de 0,4‰. Para el análisis de hidrógeno las muestras se pesaron en cápsulas de plata, se desgasificaron durante 1 hora a 100°C y luego se trituraron y se cargaron en un muestreador automático. La composición isotópica del hidrógeno se midió con un analizador elemental de termo–combustión Thermo–Finnigan (TC/EA) acoplado a un espectrómetro de masas de relación isotópica MAT 253. Los valores $\delta^2\text{H}$ se presentan utilizando la notación delta (δ) en permil (‰) en relación al estándar internacional V–SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), con una precisión de 1,5‰.

7.2.1.3 Análisis isotópico del oxígeno en sulfatos hidratados

Para la extracción del oxígeno las muestras se disolvieron en HCl 2N y se reprecipitaron como BaSO₄ utilizando una solución saturada de BaCl₂. Los precipitados se centrifugaron, se secaron y se pesaron en cápsulas de plata. La composición isotópica del oxígeno se midió utilizando un Espectrómetro de Masas de Relación Isotópica Estable MAT 253 acoplado a un Analizador Elemental de Conversión de Alta Temperatura Thermo Scientific TC/EA.

7.2.1.4 Análisis isotópico del carbono y del oxígeno en carbonatos

Para el análisis de los carbonatos, el dióxido de carbono fue producido a través de la reacción de la calcita con ácido fosfórico a 25°C durante toda la noche, según la metodología de [McCrea \(1950\)](#) y las correcciones fueron realizadas siguiendo los procedimientos de [Craig \(1957\)](#). El gas obtenido fue analizado con un espectrómetro de masa AP 2003. Los valores de carbono y oxígeno son reproducidos con la notación delta (δ) en partes por mil (‰) en relación al estándar V-PDB (V-Pee DeeBelemnite) ([Craig, 1957](#)), y el oxígeno también se indica en relación al estándar internacional V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water).

7.2.1.5 Análisis de isótopos de Pb en galena

Para determinar las composiciones isotópicas de Pb se analizaron dos muestras de galena en el Laboratorio del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de New Brunswick, Canadá, siguiendo el método de [McFarlane et al. \(2016\)](#).

7.2.2 Cálculo de la temperatura y composición de los fluidos hidrotermales

Para estimar las composiciones y temperaturas de los fluidos hidrotermales en equilibrio con los minerales analizados se tuvieron en cuenta los datos que se presentan en el informe realizado por Rubinstein (2014) para la compañía minera. En la tabla 7.1 se brinda un resumen de los datos de este análisis microtermométrico y la correlación entre las texturas de cuarzo descriptas por Rubinstein (2014) con las texturas de los cuarzos que precipitaron en los pulsos hidrotermales reconocidos en este estudio.

7.3 RESULTADOS

En la figura 7.1 se muestran los minerales analizados en la secuencia paragenética confeccionada para la Veta Sulfuro.

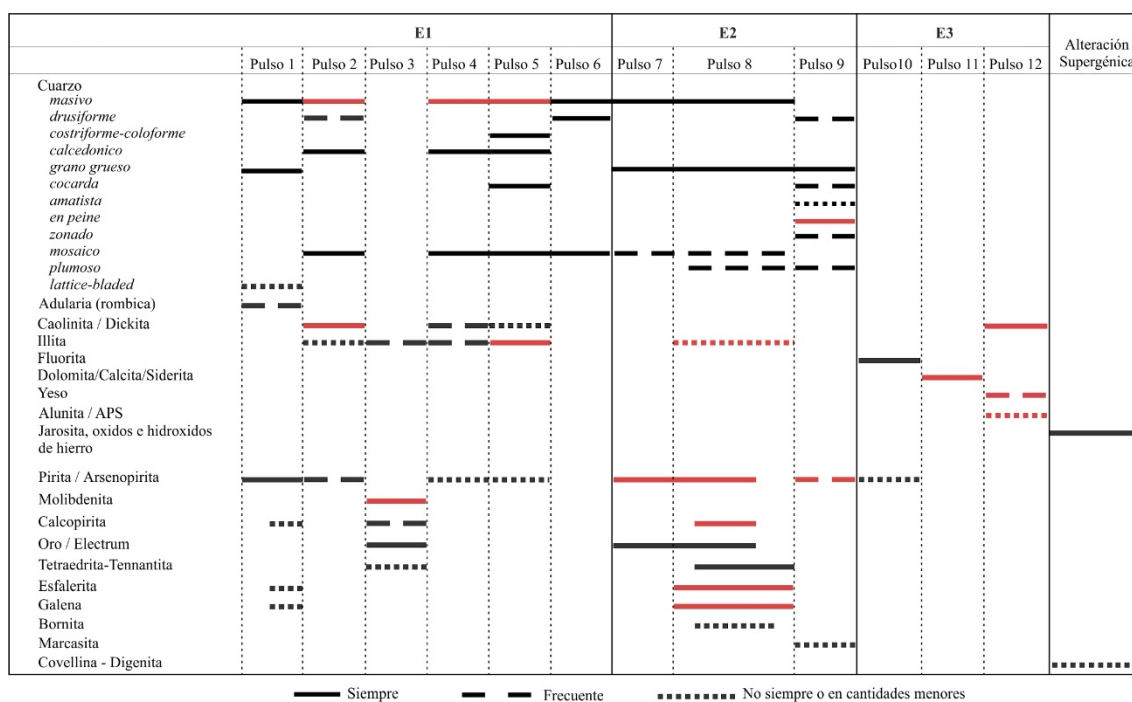


Figura 7.1. Diagrama paragenético confeccionado para la Veta Sulfuro. Las barras en color rojo indican los minerales seleccionados para el análisis isotópico.

7.3.1 Composición isotópica del oxígeno e hidrógeno en arcillas y silicatos

Se seleccionaron 9 muestras de arcillas (illita y caolinita) de la veta (en equilibrio con cuarzo y tardías) y de la roca de caja (illita y caolinita) para obtener el par isotópico

O–H y 10 muestras de cuarzo de los pulsos de relleno de la Veta Sulfuro para el análisis isotópico de O.

Para obtener la composición isotópica de los fluidos en equilibrio con el cuarzo y las arcillas en los pulsos de los episodios E1 y E2, se tuvo en cuenta el valor promedio (250° C) de las temperaturas obtenidas en las inclusiones fluidas primarias alojadas en cuarzos de los pulsos 5 y 9, depositados inmediatamente antes y después de la mineralización, y que son similares (Tabla 7.1).

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el cuarzo (n=10, Tabla 7.2) están comprendidos entre 3,2 y 7,5 ‰. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ del cuarzo del pulso 2 en la sección norte de la Veta Sulfuro (n=2) son de 3,9 y 4,1 ‰. El cuarzo analizado de los pulsos 4 y 5 (n=4) tiene valores $\delta^{18}\text{O}$ entre 6 y 7,5 ‰. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos para el cuarzo post-mineralización del pulso 9 (n=4) en los sectores sur, centro y norte muestran un amplio rango comprendido entre 3,2 y 7 ‰. Para obtener los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidos}}$ en equilibrio con cuarzo se utilizó la temperatura de homogeneización promedio de las inclusiones fluidas primarias, las cuales son similares en todas las generaciones de cuarzo analizadas (250° C; Rubinstein, 2014) y la fórmula de Zheng (1993). Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ obtenidos son -4,9 y -5,1‰ para el pulso 2 (pre-mineralización), entre -3 y -1,5 ‰ para los pulsos 4 y 5 (depositados inmediatamente después del primer pulso mineralizante, pulso 3) y entre -5,8 y -2‰ para el pulso 9 (post-mineralización), pero la mayoría de los datos se ubican entre -5,8 y -5‰ (Tabla 7.2; Fig. 7.2B).

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de illita procedente de la veta (n=3) de los pulsos 5 y 8 varían entre 2,6 y 5,1‰, y entre -89 y -73‰, respectivamente (Tabla 7.3). Los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de illita procedente de la roca de caja (n=1) son de 2,7 y -87‰, respectivamente. Para obtener los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con illita se utilizó la temperatura de homogeneización promedio (250° C) y la fórmula de Sheppard y Gilg

(1996) (Tabla 7.3). Para el deuterio ($\delta^2\text{H}$) dichos autores demuestran que el fraccionamiento isotópico del H en la illita no es sensible a las variaciones de temperatura entre los 400 y 120° C, por lo que sugieren un valor de fraccionamiento medio y constante de -25 ‰. Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con illita en la veta calculados varían entre 0,1 y -2,4 ‰ y entre -48 y -62 ‰, respectivamente (Tabla 7.3; Fig. 7.2A). Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con la illita en la roca de caja son -2,3‰ y -62‰, respectivamente.

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (n=4) de caolinita que rellena la veta se presentan en la Tabla 7.3. Caolinita intercrecida con cuarzo del pulso 2 tiene valores $\delta^{18}\text{O}$ de 3,6‰ y de $\delta^2\text{H}$ de -87‰. Caolinita (\pm dickita) que rellana huecos en la veta (pulso 12) tiene valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ que varían entre 6,4 y 12,5‰ y -81 y -87‰, respectivamente. Para calcular los valores isotópicos de los fluidos hidrotermales en equilibrio con caolinita se utilizó la fórmula de Sheppard y Gilg (1996) y una temperatura de 200°C (máxima temperatura para la estabilidad de caolinita; Hedenquist et al., 2000) para caolinita intercrecida con cuarzo del pulso 2 y de 100°C (temperatura de aguas calentadas por vapor en la zona vadosa; Hedenquist, 2000; Simmons, 2005) para caolinita (\pm dickita) tardía (pulso 12). Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}}$ calculados para caolinita del pulso 2 son -2 y -69,5‰, respectivamente (Fig. 7.2A). Para caolinita (\pm dickita) tardía (pulso 12) $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}}$ varían entre -6,7 y -0,6 y entre -63,5 y -57,5, respectivamente (Fig. 7.2A).

Clorita procedente de la roca de caja tiene valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de 0 y -100 ‰, respectivamente (Tabla 7.3). Para calcular los valores $\delta^{18}\text{O}$ de los fluidos en equilibrio con clorita se utilizó la fórmula de Wenner y Taylor (1971). Para el deuterio ($\delta^2\text{H}$), Muromo (1980) y Graham et al. (1984) sugieren un valor de fraccionamiento medio y constante de -35 ‰. Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ y $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}}$ son de -1 y -65‰, respectivamente,

para una temperatura de 250°C que se estimó aplicando la ecuación de Cathelineau (1988) (Fig. 7.2A).

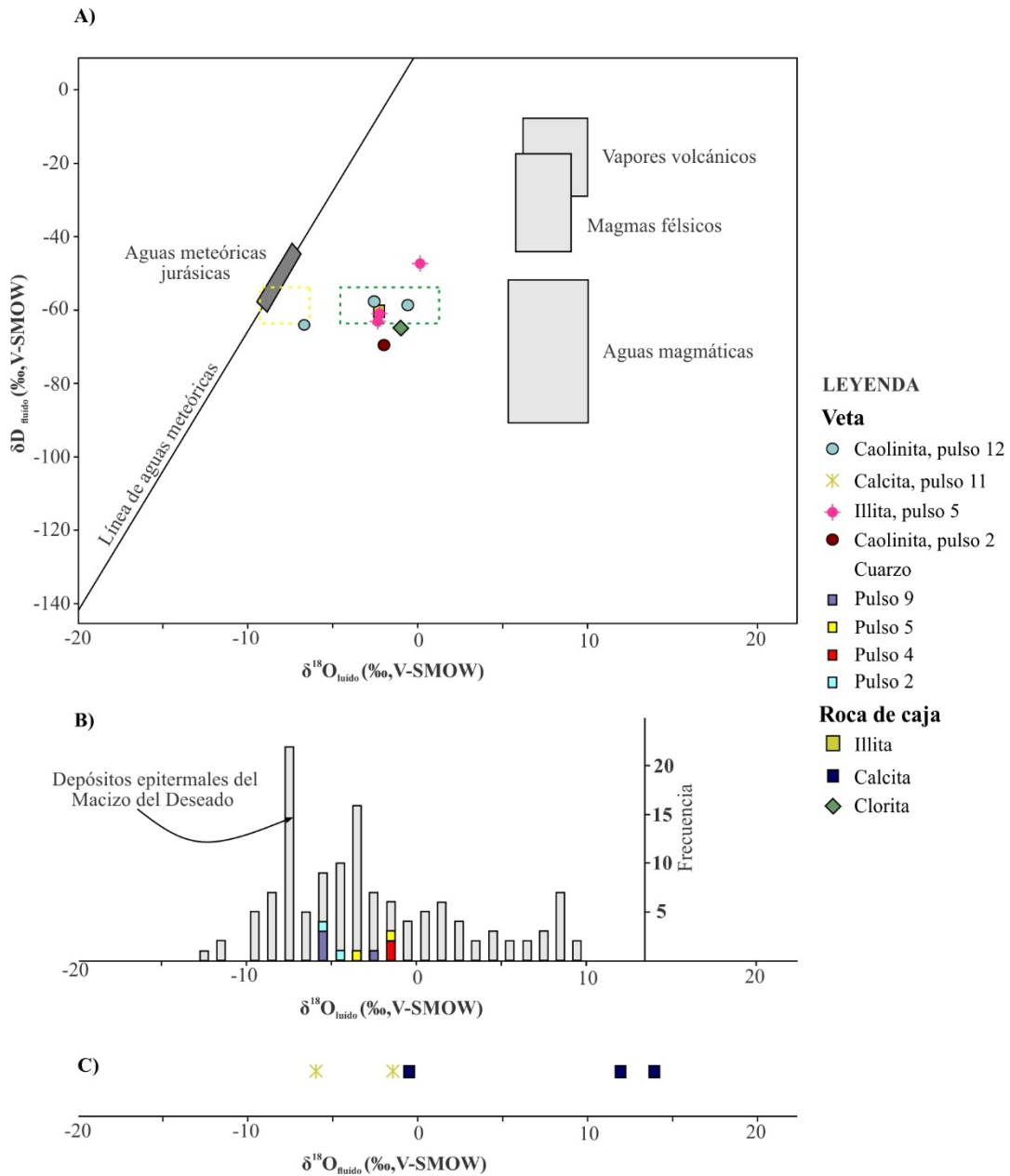


Figura 7.2. A) Gráfico de isótopos estables (δD_{fluid} versus $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$) que muestra las firmas isotópicas de las aguas meteóricas del Jurásico para el Macizo del Deseado (Cravero et al., 1991), de los vapores volcánicos, de magmas félsicos y de las aguas magmáticas (Hedenquist y Lowenstern 1994; Taylor 1986; Giggenschbach 1992), y de los fluidos en equilibrio con clorita e illita en la roca de caja, caolinita e illita en la veta. Las líneas punteadas en verde y amarillo indican el rango de valores $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ obtenidos para adularia y clorita–esmetica temprana, y para clorita esmetita y calcitas tardías, respectivamente, en el Sistema Mariana–San Marcos en el Macizo del Deseado (Permy Vidal, 2016). B) Histograma en gris muestra los valores $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ de los depósitos epitermales del Macizo del Deseado (Schalamuk et al., 1997; Guido 2002; Moreira 2005) y en colores los valores isotópicos $\delta^{18}O$ del fluido en equilibrio con cuarzo en la Veta Sulfuro. C) Composición $\delta^{18}O_{\text{fluid}}$ en equilibrio con carbonatos (calcita y siderita) en la veta y en la roca de caja.

7.3.2 Composición isotópica del oxígeno y del carbono en carbonatos

Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ de la calcita en la roca de caja (n=3) varían desde 5,6 a 19,6 ‰ y desde -9,9 a -6,0‰, respectivamente. Calcita (\pm dolomita) tardía post-mineralización de la veta (n=2) (pulso 11) presenta valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ entre 9,9 y 14,2‰ y entre -3,5 y -3,1‰, respectivamente. Siderita tardía (n=1) (pulso 11) presenta valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ de 27,1‰ y -5,8‰, respectivamente (Tabla 7.4). En los diagramas $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (Fig. 7.3A, B) se ilustran las firmas isotópicas de calcita de la roca de caja y de los carbonatos (calcita y siderita) que rellenan la veta del pulso 11 y su variación según la profundidad (Fig. 7.3C).

Se estimó la composición isotópica de los fluidos en equilibrio con calcita aplicando las temperaturas obtenida de la figura 7.3D debido la ausencia de datos de inclusiones fluidas. De acuerdo a la figura 7.3D, el H_2CO_3 constituye la especie de carbono dominante en el fluido hidrotermal y para el análisis solo se tuvieron en cuenta aquellas muestras que caen próximas a la curva correspondiente a H_2CO_3 . Para la calcita de la roca de caja se consideró una temperatura de 200° C, similar a la obtenida en el campo geotermal Broadlands-Ohaaki (Simmons y Christenson, 1994), y de 100 °C para la calcita procedente de la veta. Se aplicaron las ecuaciones de Kims y O'Neil (1997; $1000\ln\alpha_{\text{Xcal-H}_2\text{O}} = 18,03 \times 10^3 \times T^{-1} - 32,48$) y de Ohmoto y Rye (1979; $1000\ln\alpha_{\text{Ccal-CO}_2} = 0,89 \times 10^9 \times T^{-3} + 8,557 \times 10^6 \times T^{-2} + 18,11 \times 10^3 \times T^{-1} + 8,27$). Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ para calcita de la roca de caja son -0,1 ‰ y -7,0‰, respectivamente. Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con la calcita de la veta varían entre -6,0 y -1,7‰ (Fig. 7.2C) y desde -7,5 a -7,1 ‰, respectivamente (Tabla 7.4).

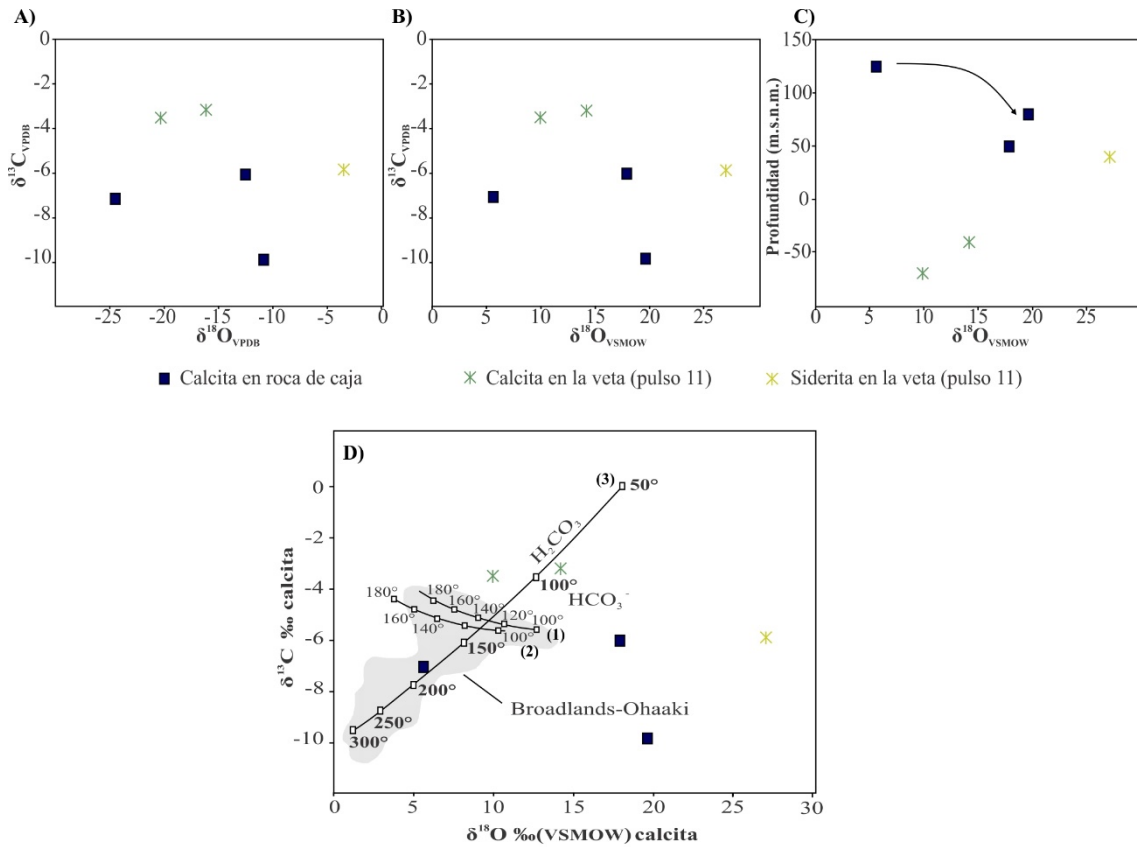


Figura 7.3. **A)** Diagrama $\delta^{18}O_{VPDB}$ versus $\delta^{13}C_{VPDB}$ para calcita de la roca de caja, calcita y siderita de la veta (pulso 11). **B)** Diagrama $\delta^{18}O_{VSMOW}$ versus $\delta^{13}C_{VPDB}$ para calcita de la roca de caja, calcita y siderita de la veta (pulso 11). **C)** Valores $\delta^{18}O_{VSMOW}$ de calcita de la roca de caja, calcita y siderita de la veta (pulso 11) versus profundidad de la muestra analizada. **D)** Diagrama $\delta^{18}O_{VSMOW}$ versus $\delta^{13}C$ para calcita (modificado de Simmons y Christenson, 1994). Las curvas muestran las tendencias del fluido en equilibrio con calcita en función de la temperatura asumiendo que HCO_3^- (curva 1 y 2) y H_2CO_3 son las especies acuosas de carbono dominantes. En gris se presenta el rango de valores obtenidos en los carbonatos del campo geotermal Broadlands–Ohaaki.

7.3.3 Composición isotópica del azufre en sulfuros y sulfatos

Se obtuvieron 14 valores isotópicos de azufre en sulfuros de los pulsos mineralizantes y post-mineralización de la veta, 2 datos isotópicos de azufre de piritita diseminada y en venillas milimétricas de la roca de caja y 3 datos isotópicos de sulfatos del pulso 12 descritos en el capítulo 5 (Tablas 7.5 y 7.6).

Las molibdenitas analizadas del pulso 3 (n=3) tiene valores $\delta^{34}S_{VCDT}$ comprendidos entre $-0,1$ y $3,3$ ‰ (Fig. 7.4). La molibdenita del sector oriental del Macizo del Deseado (SOMD) tiene un valor $\delta^{34}S$ de $-2,6$ ‰.

Los valores $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos para los sulfuros del pulso 8 están comprendidos entre $-11,1$ y $2,7$ ‰ ($n=10$). Los valores $\delta^{34}\text{S}$ en pirita ($n=3$) varían entre $2,6$ y $2,7$ ‰ y en esfalerita ($n=4$) entre $1,1$ y $2,4$ ‰ excepto un valor $\delta^{34}\text{S}$ más ligero de $-3,1$ ‰. La galena tiene valores $\delta^{34}\text{S}$ de $-5,3$ y $1,2$ ‰. y la calcopirita de $-11,1$ ‰ (Fig. 7.4).

La pirita post-mineralización (pulso 9) tiene un valor $\delta^{34}\text{S}$ de $2,9$ ‰ (Fig. 7.3), similar a los valores $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos para la pirita del pulso 8.

El yeso del tercer episodio (pulso 12) tiene valores $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ de $22,1$ y $22,4$ ‰ mientras que la alunita presenta valores $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ de $0,2$ ‰ y $11,0$ ‰, respectivamente (Fig. 7.4).

Los valores $\delta^{34}\text{S}$ para la pirita procedente de la roca de caja ($n=2$) son de $-9,8$ y $-8,1$ ‰. El primero corresponde a pirita en zonas próximas a la Veta Sulfuro con alteración penetrativa intensa de illita y cuarzo y el segundo corresponde a pirita en zonas distales a la veta con alteración propilítica.

Para calcular los valores isotópicos de los fluidos hidrotermales en equilibrio con los sulfuros de la veta se utilizó la fórmula de [Ohmoto y Rye \(1979\)](#) y la temperatura de homogeneización promedio de las inclusiones fluidas primarias en cuarzo (250°C ; [Rubinstein, 2014](#)) que se depositaron inmediatamente después de la mena. Los valores $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$, sin considerar los tres valores isotópicos más negativos (< -3 ‰), varían entre $-1,7$ y $3,5$ ‰, con un promedio de $1,2$ ‰ ([Ohmoto y Rye, 1979](#)).

Las temperaturas estimadas en base a las composiciones isotópicas del par galena-esfalerita en dos muestras del sector norte y aplicando la fórmula de [Ohmoto & Rye \(1979\)](#) son 306°C y 536°C .

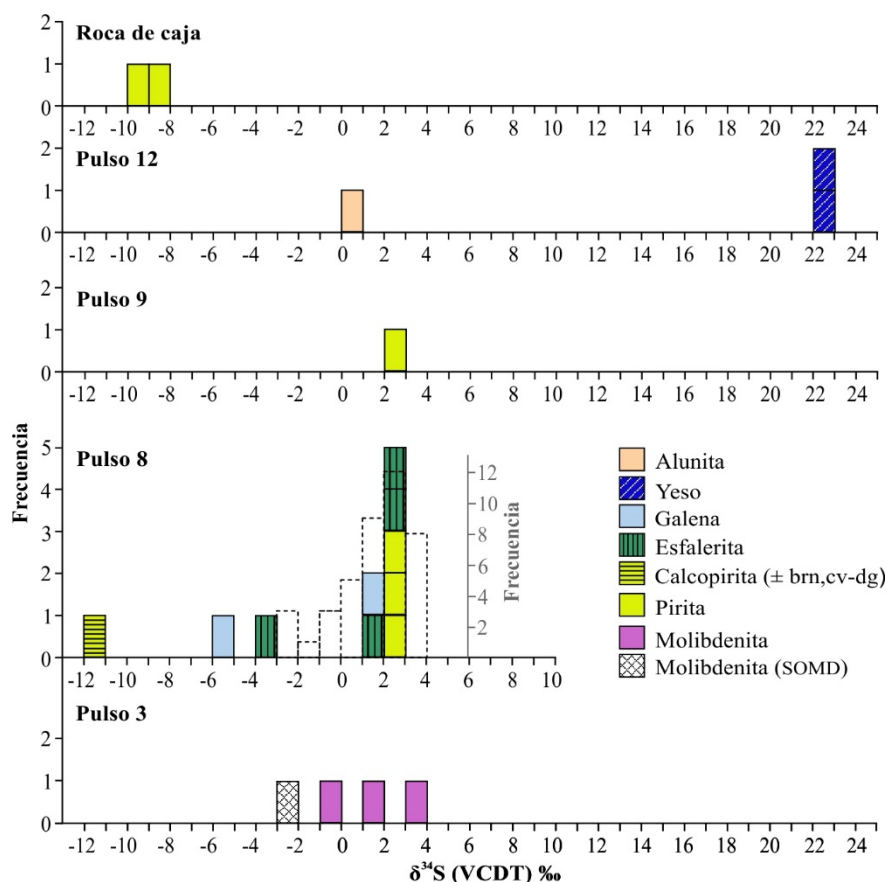


Figura 7.4. Composiciones $\delta^{34}\text{S}$ de sulfuros y sulfatos analizados procedentes de los pulsos mineralizantes, de la pirita post-mineralización (pulso 9) y de pirita de la roca de caja. Histograma con líneas de puntos muestra los valores isotópicos de los depósitos epitermales del Macizo del Deseado (Guido 2002; Echavarría, 5005; Moreira, 2005; López, 2006; Jovic et al., 2011)

7.3.4 Composición isotópica del plomo en galena

Se obtuvieron las composiciones de los isótopos de Pb en dos muestras de galena de la Veta Sulfuro (LPS-239 y LPS-241). Los datos se presentan en la [Tabla 7.7](#). Las relaciones isotópicas medidas en las dos muestras de sulfuros varían entre 18,37 y 18,39 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,61 y 15,62 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y entre 38,32 y 38,39 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Los resultados de estas relaciones isotópicas se ilustran en el diagrama uranogénico ([Fig. 7.5](#)) del modelo Plumbo-tectónico de [Zartman y Doe \(1981\)](#).

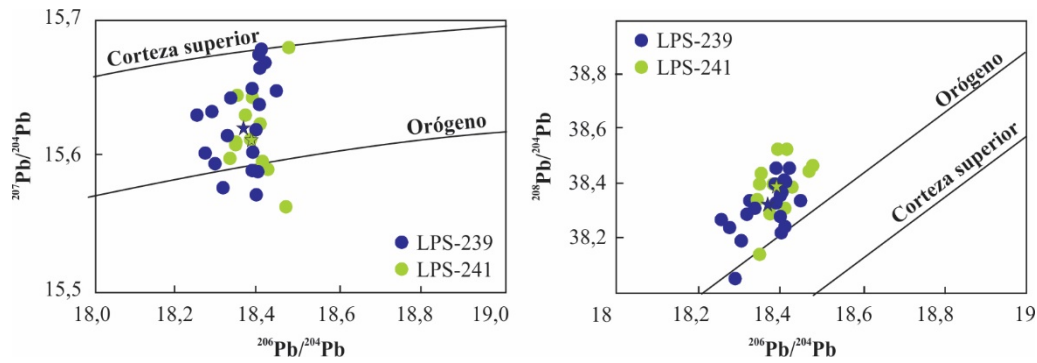


Figura 7.5. Composiciones isotópicas de Pb en muestras de galena de la Veta Sulfuro según las curvas de evolución isotópica de Pb para reservorio geoquímico terrestre según Zartman y Doe (1981). Las estrellas indican el valor promedio de cada muestra.

7.4 DISCUSIÓN

7.4.1 Fuentes del $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$

Las muestras de cuarzo y minerales arcillosos analizadas se ubican entre la línea de aguas meteóricas y el campo de aguas magmáticas (Fig. 7.2A, B). Los fluidos en equilibrio con cuarzo y las arcillas de la veta y de la roca de caja tienen una composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre $-6,7$ y $-0,1$ ‰) más pesada que la composición de las aguas meteóricas jurásicas (entre -9 y $-5,2$ ‰; Cravero et al., 1991), lo que sugiere la mezcla de estas aguas meteóricas con aguas magmáticas (Fig. 7.2A, B). Estas últimas provendrían de una fuente de calor magmática subyacente, la cual habría provocado la circulación profunda de las aguas meteóricas a través de las fallas extensionales durante la etapa de rift del Jurásico. Una hipótesis alternativa es que las aguas meteóricas jurásicas hayan sido modificadas por la interacción con las rocas del basamento y el subsecuente intercambio de isótopos de oxígeno entre el agua y la roca de caja (Taylor, 1986).

En el episodio 1 (E1), los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con el cuarzo precipitado antes que la mineralización (pulso 2) varían entre $-4,9$ y $-5,1$ ‰ y aumentan ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre -3 y $-1,5$ ‰) para el cuarzo de los pulsos 4 y 5 depositados inmediatamente después de los metales. Esto podría ser el resultado de episodios de ebullición que aumentan los

valores $\delta^{18}\text{O}$ del fluido hidrotermal (Truesdell et al., 1977). En el episodio E2, el rango obtenido para el cuarzo del pulso 9 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre $-5,8$ y -2‰) disminuye y la mayoría de los datos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidos}}$ entre $-5,8$ y -5‰) sugiere un mayor aporte de aguas meteóricas (Faure et al., 2002). Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ para las arcillas (illita y caolinita) de los episodios E1 y E2 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre $-2,4$ y $0,1\text{‰}$) muestran un rango más acotado y comprendido dentro del rango obtenido para los cuarzos en equilibrio con estos minerales, excepto un dato de $0,1\text{‰}$. El rango de los valores isotópicos de los fluidos en equilibrio con las arcillas tardías (caolinita \pm dickita) del episodio E3 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre $-6,7$ y $0,6\text{‰}$) es más amplio, y con un dato que indica una tendencia hacia un mayor componente meteórico, posiblemente por el accionar de aguas ácidas sulfatadas calentadas por fase vapor (Cole, 1994; Faure et al., 2002).

El rango de valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con las arcillas (clorita e illita) en la roca de caja ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre $-2,3$ y -1‰) coincide con el obtenido para las arcillas de los episodios E1 y E2 en la veta, lo cual sugiere que los fluidos responsables de la mineralización y de la alteración provenían de la misma fuente o de fuentes similares.

Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con el cuarzo en la veta y los filosilicatos en la veta y en la roca de caja, se encuentran dentro del rango de valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ calculados para otros depósitos del Macizo del Deseado (Fig. 7.2A, B).

Los valores $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con las arcillas de la veta y de la roca de caja muestran pocas variaciones (entre $-69,5$ y $-57,5 \text{‰}$, excepto un valor de -48‰), posiblemente debido a que el H presenta muy poco fraccionamiento isotópico durante la reacción agua-roca, como ocurre en algunos sistemas geotermales activos (Giggenbach, 1992). Los valores $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}}$ obtenidos son más ligeros que los valores $\delta^2\text{H}$ de las aguas meteóricas jurásicas ($\delta^2\text{H}$ entre -44 a -58‰ ; Cravero et al., 1991).

7.4.2 Fuentes del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$

La composición isotópica del $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con la calcita de la roca de caja ($\delta^{13}\text{C}$ en solución como $\text{H}_2\text{CO}_3 = -7\text{‰}$) y de la veta ($\delta^{13}\text{C}$ en solución como $\text{H}_2\text{CO}_3 = -7,5$ y $-7,1\text{‰}$) es típica del C de origen magmático ($\delta^{13}\text{C}$ de -8 a -5‰ ; Taylor, 1986). Si bien las muestras analizadas son escasas y hay dispersión de los datos, la composición del $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con calcita en una muestra de la roca de caja ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = -0,1\text{‰}$; Fig. 7.2C) es similar a la composición $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con la clorita de la misma muestra ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = -1\text{‰}$; Fig. 7.2A). Estos minerales están en contacto y, con los feldespatos secundarios, representan los primeros productos de la interacción de las rocas de caja con los fluidos hidrotermales. Los valores enriquecidos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ de calcita y del fluido en equilibrio con calcita en las demás muestras de las rocas de caja, podrían ser el resultado de la interacción agua-roca (Simmons et al., 2000).

Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con calcita (\pm dolomita) de la veta (pulso 11), comprendido entre $-1,7$ y -6‰ , son similares a los que se obtuvieron para la calcita que rellena vetas en el depósito epitermal Golden Cross, en Nueva Zelanda (entre -2 y -6‰ , Simmons et al., 2000), formada de aguas marginales y poco profundas, ricas en CO_2 , que habrían descendido por la zona principal de ascenso de los fluidos hidrotermales durante el cese de la actividad hidrotermal (Simmons et al., 2000). El calentamiento de estas aguas al descender habría provocado la depositación de calcita debido a la solubilidad retrógrada de este mineral respecto a la temperatura. Según estos autores, la composición $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas calentadas por vapor es próxima a la de las aguas meteóricas locales y entre $1,5$ y $2,5\text{‰}$ menor a la de los fluidos hidrotermales que depositaron el cuarzo y los metales (Au-Ag y metales base) en la veta. En el sistema investigado, si al rango de valores isotópicos del fluido en equilibrio con cuarzo y las arcillas (illita y caolinita) de los pulsos 4, 5 y 8 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre -3 y $0,1\text{‰}$), depositados inmediatamente después de la

mineralización, se le resta entre 1,5 y 2,5‰, se obtiene un rango similar al de los fluidos en equilibrio con calcita \pm dolomita ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre $-1,7$ y -6‰) en la veta.

El valor $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ de siderita indican un enriquecimiento isotópico de varias partes por mil (27,1 ‰) respecto a calcita y son difíciles de explicar, pero podrían estar relacionados al fraccionamiento isotópico agua–mineral (Simmons & Christenson, 1994). Dado que los factores de fraccionamiento isotópico del oxígeno para la siderita–H₂O no han sido determinados experimentalmente, no es posible calcular la composición isotópica del fluido en equilibrio con este mineral.

En algunos depósitos jurásicos del Macizo del Deseado (Sistema Mariana–San Marcos, Permuy Vidal, 2016; Fig. 7.2A) los fluidos que dieron origen a la calcita tardía presentan una composición $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ más homogénea y más ligera ($-6,1$ a $-8,5\text{‰}$) que las composiciones obtenidas en este estudio, y son similares a la composición isotópica de las aguas meteóricas jurásicas (entre -9 y $-5,2\text{‰}$; Cravero et al., 1991; Fig. 7.2A).

7.4.3 Fuente del azufre

La mayoría de los valores $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros de la veta varía entre $-0,1$ y $3,3 \text{‰}$, con algunas desviaciones ($n=3$) hacia composiciones isotópicas más negativas (Fig. 7.4). Los valores $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con los sulfuros que varían entre $-1,7$ y $3,5\text{‰}$, sugieren un origen magmático para la fuente del S (-2 a 3 ; Ohomoto, 1986). Estos valores podrían indicar una filiación del S a un magmatismo básico según la clasificación de Hoefs (1987) (Fig. 7.6).

Algunos valores ($n=3$) $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos en esfalerita y galena de la misma muestra en el sector norte y en calcopirita del sector central son más negativos ($\delta^{34}\text{S}$ $-3,1\text{‰}$ y $-5,3\text{‰}$ para esfalerita y galena, respectivamente; $-11,1\text{‰}$ para calcopirita intercrecida con bornita, ambas reemplazadas por covellina y digenita). En condiciones oxidantes, el enfriamiento de los fluidos puede dar lugar a un amplio rango de valores $\delta^{34}\text{S}$ en los

sulfuros, los cuales se vuelven cada vez más empobrecidos en el isótopo más pesado con la disminución de la temperatura (Wilson et al., 2007). Es probable que el aumento de la fO_2 y la disminución de la temperatura de los fluidos hayan provocado el aligeramiento de los valores $\delta^{34}S$ durante la formación de la esfalerita y galena en el sector norte y calcopirita en los niveles más someros del sector central. Esto podría obedecer a un mayor aporte de aguas meteóricas en el sistema hidrotermal (Cooke et al., 2011) y a la distancia con respecto a la fuente de los fluidos provenientes del sector sur.

La temperatura de fraccionamiento isotópico del azufre para el par esfalerita-galena con valores negativos es de 306 °C. Otra muestra de esfalerita y galena del mismo sector norte dio un valor de 536 °C. Estas temperaturas no se correlacionan con la temperatura de homogeneización promedio de las inclusiones fluidas hospedadas en cuarzo (~250 °C; Rubinstein, 2014) depositado inmediatamente después de los sulfuros. Asimismo, la paleo-dirección del flujo sugiere que los fluidos hidrotermales mineralizantes fluyeron desde el sector sur hacia el sector norte, donde galena y esfalerita habrían precipitado a menores temperaturas. La temperatura de 536° C es bastante mayor que las temperaturas de los fluidos hidrotermales en los sistemas epitermales (Simmons et al., 2005 y referencias allí citadas) lo cual indica que galena y esfalerita no se depositaron en equilibrio en el sector norte de la veta.

Las composiciones $\delta_{34}S$ de pirita procedente de la roca de caja (-9,8 y -8,1‰) no son típicas de los sulfuros de origen magmático (-2 a 3; Ohmoto, 1986) y sugieren una fuente alternativa de azufre.

Los resultados isotópicos obtenidos, excepto los valores más negativos, son similares a las composiciones $\delta^{34}S$ de los sulfuros de la mayoría de los depósitos epitermales del Macizo del Deseado (Figs. 7.4, 7.6) y a otros depósitos epitermales de

baja e intermedia sulfuración del mundo ($0 \pm 3\text{‰}$; por ejemplo, Hauraki Goldfield deposits, New Zealand, [Christie et al., 2007](#)).

El valor $\delta^{34}\text{S}$ obtenido para la molibdenita del sector oriental del Macizo del Deseado (SOMD) ($-2,6\text{‰}$) sugiere una filiación del S a un magmatismo asociado a rocas graníticas según la clasificación de [Hoefs \(1987\)](#) ([Fig. 7.6](#)). Este magmatismo podría correlacionarse con el evento que dio origen a los cuerpos intrusivos graníticos de la Formación La Leona que hospedan las vetas con molibdenita en dicho sector del macizo.

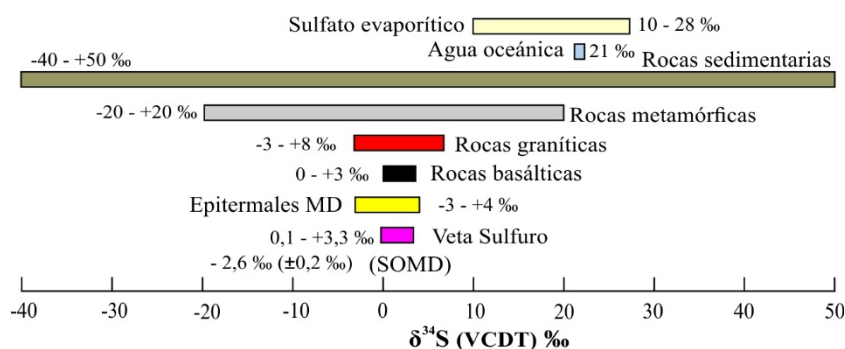


Figura 7.6. Valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ en diversos materiales geológicos (modificado de [Hoefs, 1987](#)). Referencias: MD: Macizo del Deseado; SOMD: sector oriental del Macizo del Deseado.

Los valores $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos para alunita ($\delta^{34}\text{S}$ $0,2\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}$ 11‰ ; [Tabla 7.6](#)) sugieren su formación a partir de aguas calentadas por vapor ($\delta^{34}\text{S}$ similar a la firma isotópica de los sulfuros y $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ entre $8\text{--}15\text{‰}$; [John et al., 2018](#)). El yeso, presente en cantidades menores en el episodio 3, tiene firmas isotópicas pesadas ($\delta^{34}\text{S}$ $22,1\text{‰}$ a $22,4\text{‰}$; [Tabla 7.6](#)) que podrían atribuirse a la presencia de fluidos oxidantes ([Christie et al, 2007](#)). Los valores $\delta^{34}\text{S}$ en los sulfatos de la Veta Sulfuro son similares a los valores $\delta^{34}\text{S}$ en sulfatos de otros depósitos epitermales del Macizo del Deseado ([Echavarría, 1997](#); [Moreira 2015](#)).

7.4.4 Fuente del plomo

La [figura 7.7](#) muestra los datos isotópicos del Pb de las galenas analizadas en La Veta Sulfuro, de las rocas volcánicas de la Formación Bajo Pobre que hospedan la veta y los datos isotópicos publicados en la literatura de los sulfuros y de las rocas de caja en los depósitos epitermales y polimetálicos jurásicos de la Patagonia ([Parada et al., 1997](#); [Schalamuk et al., 1997](#); [Moreira, 2005](#); [Dejonghe et al., 2002](#); [Lopez, et al., 2006](#); [Wallier, 2009](#); [Jovic et al., 2011](#); [Bouhier et al., 2017](#); [Maydagán et al., 2018](#)). Los sulfuros analizados muestran un estrecho rango de composiciones isotópicas de Pb, con relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ similares a las de las rocas hospedantes (Formación Bajo Pobre) ([Fig. 7.7A, B](#)). Esta similitud entre las relaciones isotópicas de la Formación Bajo Pobre y las galenas de la Veta Sulfuro, sugiere que el Pb podría haber derivado en ambos casos de una misma fuente o bien que los fluidos hidrotermales extrajeron el Pb de las rocas volcánicas que hospedan la mineralización.

Las galenas de la Veta Sulfuro tienen valores isotópicos de Pb similares a los sulfuros de otros depósitos epitermales ubicados en el Macizo del Deseado (por ejemplo, Virginia, El Pingüino, Cerro Negro), con algunas relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ligeramente menores.

En el Macizo del Deseado, las relaciones de Pb en las formaciones Chon Aike y Bajo Pobre, que fueron extruidas durante el episodio V2, definen un patrón elongado que corta a las curvas del orógeno y de la corteza superior, por lo que la fuente del Pb podría obedecer a una mezcla compuesta por material de la corteza superior y en menor proporción material del manto o de la corteza inferior ([Zartman y Doe, 1981](#)). Los sulfuros de los depósitos epitermales del Macizo del Deseado tienen composiciones isotópicas de Pb similares a las rocas volcánicas que los hospedan y muestran una tendencia oblicua entre las curvas correspondientes al orógeno y a la corteza superior, lo

que indica una fuente de Pb heterogénea. Algunos depósitos tienen afinidades con una fuente del orógeno (p.ej. Cerro Negro, [López et al., 2006](#); El Pingüino, [Jovic et al., 2011](#)), mientras que otros depósitos indican una actividad hidrotermal convectiva generalizada que lixivió Pb y probablemente otros metales como Au y Ag de la corteza continental superior (p.ej. Manantial Espejo, [Wallier, 2009](#); La Josefina, [Schalamuk et al., 1997](#); [Moreira, 2005](#))

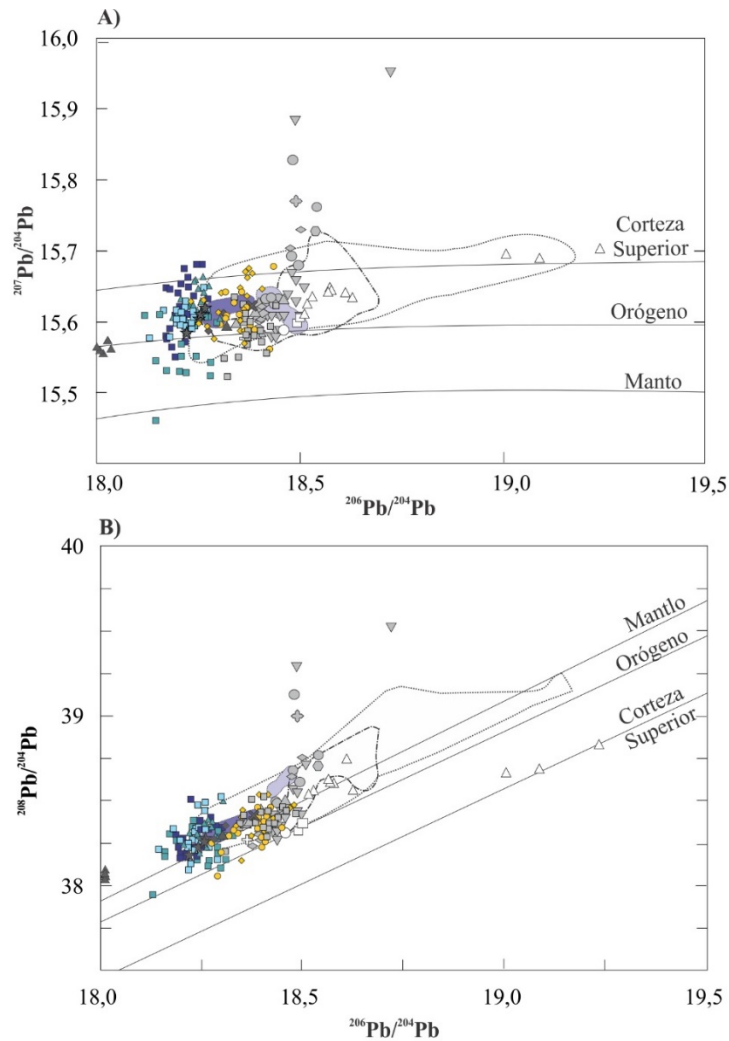
Los sulfuros y rocas hospedantes en los depósitos localizados en la Cordillera Andina y hospedados en rocas volcánicas del episodio volcánico V3, se caracterizan por presentar las mayores relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y reflejan mayor contribución de corteza superior en los magmas y fluidos mineralizantes.

Las composiciones isotópicas del Pb en los sulfuros de los depósitos epitermales en Patagonia aumentan progresivamente desde el noreste hacia el suroeste (desde los episodios volcánicos V1 a V3), reflejando variaciones en las fuentes de Pb durante la migración del vulcanismo jurásico.

7.5 CONCLUSIONES

El análisis isotópico del fluido en equilibrio con el cuarzo ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} -5,8$ y $-1,5$ ‰) y con los filosilicatos, illita y caolinita ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} 0,1$ a $-2,4$ ‰ y $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}} -48$ a $-69,5$ ‰) formados en los episodios E1 y E2 de relleno de la veta, indica una fuente de aguas meteóricas jurásicas con un aporte de aguas magmáticas y/o bien la modificación de estas aguas meteóricas por interacción e intercambio isotópico de oxígeno con las rocas del basamento. Las variaciones en la composición $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre los pulsos pre y post-mineralización del episodio E1 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre $-4,9$ y $-5,1$ ‰ y entre -3 y $-1,5$ ‰, respectivamente) podrían haber sido ocasionadas por la ebullición de los fluidos que causaron la depositación de los silicatos y de los metales. La contribución de aguas

meteóricas habría sido mayor durante la depositación del cuarzo post-mineralización (pulso 9) (aligeramiento del $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidos}}$; entre $-5,8$ y -5%).



LEYENDA

Depósitos Epitermales		Rocas volcánicas de la Provincia Chon Aike	
△ El Faldeo			Región Andina (V3:157 - 153 Ma)
□ La Ilusión			
⊕ Huemules			
○ Arroyo Las Mentas			
⊗ Arroyo Verde			
△ Cerro Negro	□ Virginia	□ Fm. Chon Aike	Macizo del Deseado (V2:172 - 162 Ma)
◇ El Pinguino	● La Paloma	□ Fm. Bajo Pobre	
● La Josefina			
● La Sarita			
◇ Cerro Vanguardia			
▽ Manantial Espejo			
★ Navidad	□ Valle Esperanza	■ Fm. Cañadón Asfalto	Macizo Norpatagónico (V1:188 - 178 Ma)
▲ Mina Ángela	■ Loma La Plata	(Distrito Navidad, Bouhier et al., 2017)	
✱ Cañadón Bagual	■ Loma Galena		
◆ Calafate			
▲ Santa Máxima		■ Fm. Lonco Trapial	

Figura 7.7. A) Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y B) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que muestran las relaciones isotópicas de las principales formaciones de rocas volcánicas del Jurásico y de los depósitos

epitermales asociados en la Patagonia. Los datos de la formación de Lonco Trapial son de Dejonghe et al. (2002). Los datos isotópicos de las rocas volcánicas de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike son de Moreira (2005), López et al. (2006), Jovic (2009) y Wallier (2009). Los datos de los depósitos epitermales ubicados en el Macizo del Deseado son de Schalamuk et al. (1997), Moreira (2005), López et al. (2006) y Jovic (2009). Los datos de los depósitos epitermales del Macizo Norpatagónico son de Dejonghe et al. (2002) y los datos procedentes de la región andina son de Parada et al. (1997) y Dejonghe et al. (2002).

Los valores $\delta_{18}\text{O}_{\text{fluidos}}$ (-1% y $-2,3\%$) en equilibrio con clorita e illita en la roca de caja sugieren que estos minerales también se habrían formado de la interacción de estas rocas con fluidos hidrotermales producto de la mezcla de aguas meteóricas jurásicas con aguas magmáticas.

La composición isotópica de los minerales tardíos que se depositaron durante el episodio E3 indican la incursión de aguas calentadas por vapor en los niveles más profundos del sistema a través de las fracturas y zonas permeables hacia el cese del sistema hidrotermal. Calcita \pm dolomita se depositaron a partir de aguas ricas en CO_2 ($\delta_{18}\text{O}_{\text{fluidos}} -1,7$ y -6%). Caolinita \pm dickitas tardías ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} -6,7$ y $-0,6$) con grados de cristalinidad altos y texturas (en acordeón o *booklet*) típicas de origen hidrotermal en asociación con APS ($\delta^{34}\text{S}_{\text{alunita}} 0,2\%$ y $\delta_{18}\text{O} 11\%$) se habrían depositados a partir de aguas ácidas sulfatadas calentadas por vapor. El yeso ($\delta^{34}\text{S} 22,1\%$ a $22,4\%$) precipitó a partir de fluidos con características oxidantes posiblemente derivado de estas aguas.

Los valores isotópicos $\delta_{13}\text{C}_{\text{fluido}}$ obtenidos ($\delta_{13}\text{C}$ en solución como $\text{H}_2\text{CO}_3 = -7,5$ y $-7,1\%$) sugiere que las aguas meteóricas contenían aporte de CO_2 de origen magmático.

Los resultados isotópicos de $\delta_{34}\text{S}$ en los sulfuros $\delta_{34}\text{S}$ ($\delta_{34}\text{S} -0,1$ y $3,3\%$) y en los fluidos en equilibrio con los sulfuros ($\delta_{34}\text{S} -1,7$ y $3,5\%$) de los pulsos mineralizantes 3 y 8 y de pirita post-mineralización (pulso 9) indican una fuente magmática para el S, similar a la mayoría de los depósitos epitermales del Macizo del Deseado. Los valores $\delta_{34}\text{S}$ más negativos en esfalerita, galena y calcopirita reflejan un aumento en el estado de oxidación y/o el descenso de la temperatura de los fluidos hidrotermales durante su depositación, posiblemente por un aumento en la contribución de las aguas meteóricas.

Las relaciones isotópicas del Pb de las galenas de la Veta Sulfuro son similares a las relaciones isotópicas determinadas en las volcanitas de la Formación Bajo Pobre que hospedan el depósito. El Pb proviene de una fuente mixta de Pb, compuesta por material derivado de corteza superior y del manto.

7.6 REFERENCIAS

- Bodnar, R.J., Vityk, M. O., 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl fluid inclusions. En: *Fluid Inclusions in Minerals, Methods and Applications*, B. De Vivo y M. L. Frezzotti, eds., Virginia Tech, Blacksburg, VA, p. 117–130.
- Bouhier, V.E., Franchini, M.B., Caffè, P.J., Maydagán, L., Rapela, C.W., Paolini, M., 2017. Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag–Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 338, 101–120.
- Brown, P. E., 1998. Fluid inclusion modeling for hydrothermal systems, in Richards, J. P., and Larson, P. B., eds., *Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology*, 10. Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geologists, Inc, p. 151–171.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in Chlorites and Illites as a function of temperature. *Clay Miner* 23 : 471–485. doi: 10.1180/claymin.1988.023.4.13
- Christie, A.B., Simpson, M.P., Brathwaite, R.L., Mauk, J.L., and Simmons, S.F., 2007. Epithermal Au–Ag and related deposits of the Hauraki Goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand: *Economic Geology*, v. 102, p. 785–816
- Clayton, R.N. y Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 43–52.
- Cole, D.R., 1994. Evidence for oxygen isotope disequilibrium in selected geothermal and hydrothermal ore deposit systems: *Chemical Geology* 111: 283–296.
- Cooke, D.R., Deyell, C.L., Waters, P.J., Gonzalez, R.I., & Zaw, K., 2011. Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio district, Philippines. *Economic Geology* 106: 1399–1424.
- Craig H. 1957. Isotopic standards and isotopic correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 12, 133–149.
- Cravero, F., Domínguez, E., Murray, H., 1991. Valores $\delta^{18}\text{O}$ en caolinitas indicadoras de un clima templado– húmedo para el Jurásico superior–Cretácico inferior de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 46 (1–2), 20–25.
- Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Muech, P., Scoates, J. S., y Weis, D. 2002. Isotopic and fluid inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia. *Mineralium Deposita*. 37(2), 158–172.
- Echavarría, L.E., 1997. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado–Montserrat, provincia de Santa Cruz. Descripción e implicancias genéticas. *Revista Asociación Geológica Argentina* 52, 491–503.
- Echavarría, L. E., Schalamuk, I. B. A., Etcheverry, R. O., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado–Montserrat. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 415–432

- 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.
- 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.
- Graham, C.M., Atkinson, J. and Harmon, R.S., 1984b. Hydrogen isotope fractionation in the system chlorite–water. NERC 6th Progress Report of Research 1981–1984, NERC Publication Series D, No. 25, p. 139.
- Guido, D., 2002. Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata. Inédita. 244 p.
- Hayashi, K.-I., Maruyama, T., and Satoh, H., 2001, Precipitation of gold in a low–sulfidation epithermal gold deposit—Insights from a submillimeter–scale oxygen isotope analysis of vein quartz: *Economic Geology*, v. 96, p. 211–216.
- Hedenquist, J. W., y Lowenstern, J. B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*. 370 (6490), 519–527.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. R., González–Urien, E., 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. *Review in Economic Geology* 13: 245–277.
- Hoefs, J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, p. 237.
- John, D.A., Vikre, P.G., du Bray, E.A., Blakely, R.J., Fey, D.L., Rockwell, B.W., Mauk, J.L., Anderson, E.D., y Graybeal, F.T., 2018. Descriptive models for epithermal gold–silver deposits: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070– Q, 247. <https://doi.org/10.3133/sir20105070Q>.
- Jovic, S. M. 2009. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata, Argentina. 267 pp
- Jovic, S. M., Guido, D. M., Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., Tassinari, C. C., y Recio, C. 2011. Pingüino Inbearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: characteristics of mineralization and ore–forming fluids. *Mineralium Deposita*. 46(3), 257–271.
- Kim, S.–T. & O'Neil, J.R., 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: pp. 3461–3475.
- López, R., Tassinari, C., Guido, D., Schalamuk, I., Babinski, M. 2006. Metals and fluid source using Pb isotopes in Eureka–La Mariana Jurassic epithermal deposit, Northwestern Deseado Massif, Argentinean Patagonia. In 5 Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI).
- Matsuhisa, Y., and Aoki, M., 1994, Temperature and oxygen isotope variations during formation of the Hishikari epithermal gold–silver veins, southern Kyushu, Japan: *Economic Geology*, v. 89, p. 1608–1613.
- Maydagán, L., McFarlane. C., Lentz, D., Bouhier, V., Caffè, P., Rainoldi, A.L., Pons, J., Fernández, M.L., Franchini, M., Luna, G., 2018. Pb–isotope and trace elements analysis by LA–Q–ICPMS of galena from Argentinian epithermal deposits: a preliminary analysis. 15th Quadrennial IAGOD, Salta, Argentina.
- McCrea, J. M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*. 18(6), 849–857.

- Moreira, P., 2005. Geología y Metalogénesis del Prospecto La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata, Argentina. 360 pp.
- Moreira, P., y Fernández, R. R. 2015. La Josefina Au–Ag deposit (Patagonia, Argentina): a Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Ore Geology Reviews* 67: 297–313.
- Muromo, K., Keinosuke, N., Yoshimasu, K., 1980. Mineralogy and Hydrogen Isotope Geochemistry of clay minerals in the Ohnuma geothermal area, Northeastern Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 47, 255–262.
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 16(1), 491–559.
- Ohmoto, H., y Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon, en Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2da edición: New York, Wiley, 491–559 pp.
- Parada, M. A., Palacios, C., Lahsen, A. 1997. Jurassic extensional tectono-magmatism and associated mineralization of the El Faldeo polymetallic district, Chilean Patagonia: geochemical and isotopic evidence of crustal contribution. *Mineralium Deposita*. 32(6), 547–554.
- Permuy Vidal, C., Guido, D.M., Jovic, S.M., Bodnar, R.J., Moncada, D., Melgarejo J.C., Hames W., 2016. The Marianas-San Marcos vein system: characteristics of a shallow low sulfidation epithermal Au–Ag deposit in the Cerro Negro district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineral Deposita* 51 (6): 725–748.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy*. 12, 644.
- Rubinstein, N., 2014. Informe Petrográfico y Microtermométrico Prospectos Mineros Paula Andrea y La Paloma, Macizo Del Deseado, Provincia De Santa Cruz. Reporte interno Minera IRL, 38pp.
- Seal, R. R. 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 61(1), 633–677.
- Schalamuk, I., Zubia M., Genini A., Fernández, R., 1997. Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12 (3): 173–186.
- Sheppard, S., Gilg, H., 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals. *Clay Mineralogist* 1–24.
- Simmons, S. F., Christenson, B. W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science* 294: 361–400.
- Simmons, S.F., Arehart, G., Simpson, M.P., Mauk, J.L., 2000. Origin of Massive Calcite Veins in the Golden Cross Low-Sulfidation, Epithermal Au–Ag Deposit, New Zealand. *Economic Geology* 95, 99–112.
- Simmons, S. F., White, N. C., John, D. A., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits, Society of Economic Geologists, *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, p. 485–522.
- Taylor, B.E., 1986. Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H and S. *Rev Mineral* 16:185–225.
- Truesdell, A.H., Nathanson, M., Rye, R.O., 1977. The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic compositions of Yellowstone thermal waters: *Journal of Geophysical Research*, 82, 3694–3704.
- Waller, S., 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver(-gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral. University of British Columbia, Vancouver, Canada, 402 pp.

- Wenner, D.B. y Taylor, H.P. Jr., 1971. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 32: 165–185.
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., Harper, B.J., Deyell, C.L., 2007. Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southeastern Australia: exploration significance and implication for the genesis of alkalic porphyry gold-copper deposits. *Mineralium Deposita* 42: 465–487.
- Zartman, R. E., y Doe, B. R. 1981. Plumbotectonics—the model. *Tectonophysics.* 75(1): 135-162.
- Zheng, Y. F., 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 57: 1079–1091.

Tabla 7.1. IF en cuarzo y en fluorita en los pulsos de relleno de la Veta Sulfuro.

Muestra Nro	Sección - Sondaje (Prof)	Profundidad (m)	Pulso Hidrotermal	Mineral	ORIGEN	Forma inclusion	Tamaño (µm)	Tipo de fases	Th (°C)	Tfh (°C)	Salinidad NaCl eq. (%)	DENSIDAD (g/cm ³)
FI0050	S-D10-97	239,45	Pulso 9	Cuarzo	Pseudo-secundaria	Elongada		L+V	210	-1,5	2,6	0,87
FI0053	S-D10-85	84,25	Pulso 5	Cuarzo	Primaria			L+V	IF muy pequeña (<2µm) no se pudo medir			
FI0054	S-D07-40	119	Pulso 9	Cuarzo	Primaria	Regular	14	L+V	205,1	0,2	0,4	0,86
									224,7	0	0	0,83
									253,2	0,2	0,4	0,79
FI0056	S-D10-87	74,15	Pulso 5	Cuarzo	Primaria	Regular	5	L+V	204,3	-0,4	0,7	0,87
									184,9	---	---	---
									160,8	---	---	---
									284,2	-0,4	0,7	0,74
									174,5	---	---	---
									157,1	0,3*	0,5	0,92
186,1	---	---	---									
FI0058	S-D07-53	211	Pulso 9	Cuarzo	Secundaria	Elongada	0,6 - 2	L+V	209,2	---	---	---
									243,3	---	---	---
FI0059	S-D10-152	196	Pulso 10	Fluorita	Irregular	22,5	L+V	105	---	---	---	
								110	---	---	---	
								120	---	---	---	
								115	0,4	0,7	0,96	
								144,1	---	---	---	
111,7	---	---	---									
FI0064	S-D10-101	188	Pulso 9	Cuarzo	Irregular	14	L+V	189,5	0,4	0,7	0,88	
								178,9	---	---	---	
								268	---	---	---	
								250	4,2*	6,7	0,86	
								282,2	-1,5	2,6	0,77	
225,4	0,1	0,2	0,83									
FI0065	S-D10-140	29	Pulso 9	Cuarzo	Irregular	3	L+V	205,7	0,7	1,2	0,87	
								277,2	0,1	0,2	0,75	
								276,3	---	---	---	

* Dato no reproducible

Tabla 7.2. Composiciones isotópicas de O en cuarzo. Los valores δ¹⁸O están expresados en %.

Mineral	Pulso Hidrotermal	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m.s.n.m)	δ ¹⁸ O _{VSMOW}	δ ¹⁸ O _{fluido-VSMOW*}
Cuarzo	5	4715718	S-D10-76	LPS 516 87A	25	6	-3
	9		S-M10-64	LPS 516-170	-140	4	-5
Cuarzo	5	4715919	S-D10-87	LPS 516-219B	95	7,5	-1,5
	4		S-D10-87	LPS 516-219C	95	7,5	-1,5
	9		S-D10-89	LPS 516-243	32	7	-2
	9		S-D10-152	LPS 516 291A	-35	3,5	-5,5
Cuarzo	4	4716202	S-D10-102	LPS 618-111B	105	7,4	-1,6
	2		S-D10-102	LPS 618-111C	105	3,9	-5,1
Cuarzo	2	4716318	S-D06-32	LPS 618-202A	135	4,1	-4,9
	9		S-D08-61	LPS 618 211	125	3,2	-5,8

* Según ecuación de Zheng (1993) a 250 °C

Tabla 7.3. Composiciones isotópicas de O e H en arcillas. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ están expresados en ‰.

Mineral	Pulso Hidrotermal	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m.s.n.m)	$\delta^2\text{H}$ vs VSMOW	$\delta^{18}\text{O}$ vs VSMOW	$\delta^2\text{H}$ fluido	$\delta^{18}\text{O}$ OV-SMOW fluido
Illita	5	4715718	S-D10-76	LPS-516-87B	25	-73	5,1	-48,0	0,1*
	8		S-D10-76	LPS-516-89B	25	-89	2,6	-64,0	-2,4*
Caolinita	12	4715919	S-D10-87	LPS-516-218	95	-81	10,5	-57,5	-2,6***
			S-D10-152	LPS-516-291B	-35	-87	6,4	-63,5	-6,7***
Illita	5		S-D10-89	LPS-516-284	105	-87	2,7	-62,0	-2,3*
Clorita	* ₁		S-D10-116	LPS-516-194B	125	-100	0,0	-65,0	-1****
Caolinita	12	4716202	S-D10-102	LPS-516-129	40	-82	12,5	-58,5	-0,6***
Illita	* ₁			LPS-618-111D	105	-87	2,7	-62,0	-2,3*
Caolinita	2	4716318	S-D06-32	LPS-618-202B	135	-87	3,6	-69,5	-2**

* Según ecuación de Sheppard y Gilg (1996) a 250 °C; ** a 200 °C y *** a 100°C

**** Según ecuación de Wenner y Taylor (1971) 250 °C

*₁ roca de caja

Tabla 7.4. Composición isotópica de C y O calcita y siderita. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ están expresados en ‰.

Mineral	Pulso Hidrotermal	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m.s.n.m)	$\delta^{13}\text{C}$ V-PDB	$\delta^{18}\text{O}$ V-PDB	$\delta^{18}\text{O}$ v. SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ fluido-VSMOW	$\delta^{13}\text{C}$ fluido-VPDB
Calcita	11	4715718	S-M10-64	LPS-516-163b	-70	-3,5	-20,4	9,9	-6*	-7,5***
	11		S-D10-152	LPS-516-287	-40	-3,1	-16,2	14,2	-1,7*	-7,1***
	* ₁	4715919	S-D10-88	LPS-516-234c	50	-6,0	-12,6	17,9	12,2**	-5,8****
	* ₁		S-D10-116	LPS-516-194a	125	-7,2	-24,5	5,6	-0,1**	-7****
	* ₁		S-D10-89	LPS-516-283b	80	-9,9	-10,9	19,6	13,9**	-9,6****
Siderita	11	4716202	S-D10-102	LPS-618-127	40	-5,8	-3,7	27,1	-	-

* Según ecuación de Kims y O'Neil (1997) a 100 °C; ** a 200 °C

*** Según ecuación de Ohmoto y Rye (1979) a 100 °C; **** a 200 °C

*₁ Roca de caja

Tabla 7.5. Composición isotópica del azufre en sulfuros. Los valores $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ están expresados en ‰.

Mineral	Pulso Hidrotermal	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (fluido)
Molibdenita		4716202	S-D10-102	LPS-516-111A	95	2,0	0,4*
	3	4715718	S-M10-64	LPS-516-163A	-70	-0,1	-1,7*
		4715919	S-D10-87	LPS-516-219A	95	3,3	1,7*
		Veta Cecilia (SOMD)	-	-	EG-2273	2614317 mE - 4673780 mN	-2,6
Galena	8	4716202	S-D10-102	LPS-516-134A	32	-5,3	-3,0**
		4716318	S-D06-32	LPS-618-204A	90	1,2	3,5**
Esfalerita		4715718	S-D06-15	LPS-516-61	65	2,1	1,7*
	8	4716202	S-D10-102	LPS-516-134B	32	-3,1	-3,5*
		4715919	S-D10-88	LPS-516-240B	62	1,1	0,7*
		4716318	S-D06-32	LPS-618-204B	90	2,4	2,0*
Pirita	8	4715718	S-D10-76	LPS-516-89A	25	2,7	1,2*
	9	4715718	S-M10-64	LPS-516-170	-140	2,9	1,4*
	8	4715919	S-D10-87	LPS-516-214	90	2,7	1,2*
		4715919	S-D10-88	LPS-516-240A	62	2,6	1,1*
	* ₁	4715919	S-D10-89	LPS-516-259	40	-9,8	
	* ₁	4715919	S-D10-89	LPS-516-283A	80	-8,1	
Calcopirita	8	4715919	S-D10-87	LPS-516-217	80	-11,1	-11,3**

* Según ecuación de Ohmoto y Rye (1979) a 250 °C, ** Según ecuación de Li y Liu (2006) a 250°C

*₁ Roca de caja

Tabla 7.6. Composición isotópica del azufre en sulfatos, Los valores $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ están expresados en ‰.

Mineral	Pulso Hidrotermal	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m.s.n.m)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs VSMOW
Yeso	12	4715718	S-D06-16	LPS-516-117	0	22,1	N/A
		4715919	S-D10-152	LPS-516-292	-35	22,4	N/A
Alunita		4716318	S-D08-61	LPS-516-213	65	0,2	11,0

Tabla 7.7. Composición isotópica del Pb de las galenas de la Veta Sulfuro.

Muestra	Pulso Hidrotermal	Sección	Sondaje	Mineral	Profundidad (m s.n.m)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *
LPS-516-239	8	4715919	S-D10-88	Galena	61	18,370	15,627	38,322
LPS-516-241					61,5	18,393	15,616	38,392

* Valores promedio



CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

TESIS DOCTORAL
MARÍA LIS FERNÁNDEZ

8.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se resumen las conclusiones del trabajo de investigación realizado durante la tesis doctoral que consistió en el análisis litológico y estructural del distrito La Paloma y el estudio metalogenético de la Veta Sulfuro. Esta última representa el sistema de mayor interés económico del distrito, con recursos medidos 174.251 Oz Au y 525.985 Oz Ag y leyes de 6,6 g/t Au y 20 g/t Ag (Garrone, 2018).

8.2 LITOLOGÍA Y ORIGEN DE LAS ESTRUCTURAS EN EL DISTRITO LA PALOMA

En el distrito La Paloma, las rocas volcánicas que hospedan los depósitos vetiformes corresponden a la Formación Bajo Pobre del Jurásico medio y comprenden tres grupos litológicos principales: (1) lavas y rocas intrusivas, (2) rocas piroclásticas, y (3) rocas volcaniclásticas retrabajadas. El primer grupo, compuesto por flujos de lavas coherentes y autobrechados de composición andesítica e intrusivos subvolcánicos poco profundos (lacolitos y stocks) de composición andesita-basáltica, es el más abundante en el distrito. Las rocas piroclásticas están intercaladas entre las coladas de lavas andesíticas y/o intruídas por los stocks o lacolitos andesítico-basáltico. Son depósitos de oleadas y flujos piroclásticos y depósitos de caída con una fuerte variación lateral de facies y de espesores. Los depósitos de oleadas piroclásticas intercalan con los depósitos de caída y están ampliamente distribuidos en la Veta Sulfuro y en los sectores de las vetas Princesa y Reyna y están menos representados en las zonas de las vetas Arco Iris y Veta Verde, en las que aparecen como finos horizontes laminados intercalados entre depósitos de flujos piroclásticos de fábrica maciza y caótica. Estos últimos afloran en la parte norte del distrito, en los sectores de las vetas Arco Iris, Veta Verde y Duquesa. Las secuencias volcaniclásticas retrabajadas comprenden depósitos de flujo de detritos o

hiperconcentrados (*debris-flow*) y depósitos piroclásticos reelaborados que se superponen y a veces se intercalan entre las unidades volcánicas primarias. Estos depósitos se encuentran escasamente preservados y actualmente afloran en altos topográficos con silicificación fuerte.

La clara consistencia geométrica que existe entre los juegos de diaclasas en el área de estudio y los sistemas de fracturas híbridas de extensión-cizalla sugiere que estas últimas se formaron por reactivación de estructuras precursoras. La reactivación normal, oblicua y de rumbo de las diaclasas pre-existentes dio lugar a la formación de fracturas híbridas de extensión-cizalla que hospedan la mineralización de interés económico en el distrito.

Los cuatro juegos de fracturas híbridas de extensión-cizalla observados forman dos grupos de estructuras en función de la orientación de los esfuerzos: – Grupo A con un σ_1 sub-vertical y un σ_3 sub-horizontal en dirección NNO y – Grupo B con σ_1 sub-vertical y un σ_3 sub-horizontal en dirección ENE, en el marco de un campo de esfuerzos extensional caracterizado por múltiples permutaciones entre los ejes σ_2 y σ_3 . Se interpreta que dichas permutaciones resultaron de la reactivación de diaclasas con rumbo NNO como fallas normales en respuesta al esfuerzo extensional regional en dirección ENE y por la extensión ortogonal (es decir, NNO) en el bloque colgante de dichas fallas normales de terminación lateral, asociadas con el estiramiento producido por el descenso diferencial del bloque colgante a lo largo del rumbo de la falla principal. En este marco se reactivaron de forma variable otros juegos de diaclasas (p. ej. NE y NO) como fallas oblicuas que en todos los casos muestran una componente de desplazamiento extensional acompañadas por un desplazamiento de rumbo dextral o sinistral.

La dilatación asociada a la formación de las fracturas híbridas de extensión-cizalla con rumbo NNO a NO (Grupo B: Sulfuro, Esperanza, Rocío, Princesa, Reyna y Verde)

controlada por el régimen extensional regional ENE, fue la más efectiva en términos de canalización de fluidos hidrotermales, facilitando el emplazamiento de vetas potentes, con extensión lateral y vertical y la subsecuente depositación de los metales. Probablemente, múltiples reactivaciones de los sistemas de fracturas favorecieron la depositación de la secuencia de relleno multiepisódica (E1, E2 y E3) y de los metales en las estructuras del Grupo B, evidenciado por las texturas de brechas hidrotermales que caracterizan a la Veta Sulfuro.

Las estructuras de rumbo E-O a ENE pertenecientes al Grupo A (Duquesa) documentan menos eventos de apertura y relleno los cuales están representados en su mayoría por pulsos de relleno tardíos (E3). Asimismo, las texturas representadas por brechas de falla documentadas en los sistemas de vetas con rumbo NE, Arco Iris y El Molino, pertenecientes a los grupos A y B, respectivamente, no registran evidencias de marcada apertura en la historia de relleno de las estructuras. Estos sistemas de fracturas son casi estériles en comparación con las demás vetas del distrito.

La reactivación de fallas asociada a la propagación del régimen Ándico en la zona del antepaís o Macizo del Deseado, no había sido documentada antes en el área de estudio. Indicadores cinemáticos de desplazamiento oblicuo sobreimpuestos a fallas pre-existentes muestran una componente de cizalla dextral dominante con componente de movimiento inverso subordinada. El análisis del paleocampo de esfuerzos aplicado a estas estructuras, indica un esfuerzo principal máximo compresivo sub-horizontal (σ_1), en dirección aproximadamente E-O. Este evento de deformación podría estar relacionado con el evento de acortamiento del Cretácico Temprano documentado en el área ([Homovic y Constantini, 2001](#); [Giacosa et al., 2010](#)). La posterior evolución tectónica del área de estudio, tal como se registra en los nuevos datos de trazas de fisión en apatito, se

caracterizó por una exhumación continua y estable a una tasa de 1° C/Ma durante los últimos 90 Ma.

8.3 CONTROLES ESTRUCTURALES Y LITOLÓGICOS DE LA MINERALIZACIÓN - GÉNESIS DE LA VETA SULFURO

La intersección entre la falla regional ENE a NE y la falla N-S en el extremo sur de la Veta Sulfuro, habría sido el canal de ascenso de los fluidos hidrotermales. La vectorización del flujo de los fluidos hidrotermales a partir de las relaciones entre los metales indica que la zona de aporte se ubicaría en el extremo sur y que la paleo-dirección de los mismos habría sido desde allí hacia el norte a través de las fracturas NNO-NO. Además, la verticalización y profundización de los clavos hacia el extremo sur de la Veta Sulfuro reafirma el análisis anterior. Se interpreta que algunas de las fallas NE a ENE pueden haber permanecido activas luego de la precipitación de los metales dado que los clavos mineralizados muestran una segmentación controlada por fallas de rumbos NE a ENE. La geometría sub-horizontal de los clavos y de las áreas de mayor espesor sugiere una cinemática extensional dominante, excepto en el sector norte donde los clavos de Au, Ag y Cu y las zonas de mayor espesor reflejan mayor componente de cizalla para ese segmento de la veta. Sin embargo, este último componente de desplazamiento parece no haber ejercido un control importante en la distribución de Zn y Pb en el sector norte, donde la porosidad de las rocas piroclásticas favoreció la formación de cuerpos mineralizados más extensos. Los coeficientes de correlación entre los metales varían debido a la distribución heterogénea, superposición y removilización de los pulsos mineralizantes en concordancia con las complejas texturas de brechas hidrotermales que caracterizan los clavos mineralizados. Los valores más altos de Au, Ag, Cu, Mo, Pb, Zn y Sb se concentran entre las cotas 50 y 100 m s.n.m. Valores altos de Mo también se

ocurren a mayores profundidades (≤ -50 m s.n.m.) en el sector sur y en las zonas someras su distribución está controlada por procesos de removilización.

Las zonas de mayor apertura o elevada paleo-permeabilidad a lo largo de la falla propiciaron el relleno multiepisódico de la veta durante nueve pulsos de actividad hidrotermal, de los cuales, tres contribuyeron con la dotación final de metales de la Veta Sulfuro. El primer evento mineralizante (pulso 3) introdujo $\text{Mo} \pm \text{Au} (\text{Ag}) \pm \text{Cu}$ (molibdenita \pm Au (electrum) \pm calcopirita \pm tennantita-tetraedrita) que precipitaron en una banda milimétrica rica en sulfuros al comienzo del relleno de la veta durante el episodio E1 (Fig. 8.1A). El segundo (pulso 7) y el tercer (pulso 8) evento de mineralización introdujeron $\text{Fe} \pm \text{Au} (\text{Ag})$ y $\text{Fe} \pm \text{Au} (\text{Ag}) \pm \text{Cu} \pm \text{Zn} \pm \text{Pb}$, respectivamente, asociados a un nuevo episodio de apertura y rápida liberación de la presión (episodio E2) que generó brechamiento en la veta ya formada y sellada por minerales del episodio E1 (Fig. 8.1B). Pirita \pm calcopirita \pm tennantita-tetraedrita \pm esfalerita \pm galena que contienen micro-inclusiones de Au y/o electrum, precipitaron durante este episodio como cemento en brechas y en venillas. La pirita y la calcopirita habrían precipitado durante las primeras etapas de la mineralización. Esfalerita y galena habrían precipitado junto a los anteriores en los sectores sur y centro, y continuaron formándose a menor temperatura en el sector norte, donde el fluido se encontraba exhausto en Cu, Au y Ag.

Cuarzo \pm filosilicatos (filosilicatos dioctaédricos potásicos \pm caolinita) acompañaron la depositación de los metales en los episodios E1 y E2. Las texturas del cuarzo (bandedo coloforme–costriforme, cocarda, mosaico y brechosa) indican múltiples eventos de apertura y relleno y la depositación de un gel silícico de un fluido en ebullición. Este debió ser el principal mecanismo que provocó la precipitación de los metales en los episodios mineralizantes. Luego de la mineralización en el episodio E2, se

habría depositado cuarzo grueso con textura en peine, en cocarda y drusiforme en los espacios abiertos (pulso 9), de un fluido hidrotermal ligeramente saturado con respecto a sílice, en condiciones estables o con ligeras fluctuaciones durante el crecimiento de los cristales. La disminución de la actividad hidrotermal o de los pulsos hidrotermales ascendentes dio lugar a la incursión de aguas calentadas por vapor en los niveles más profundos a través de las fracturas y zonas permeables y al relleno de los huecos de la veta con fluorita, carbonatos (calcita \pm dolomita \pm siderita), caolinita \pm dickita \pm yeso \pm APS, durante el episodio E3 (pulsos 10, 11 y 12) (Fig. 8.1C).

La asociación clorita \pm albita \pm epidoto que reemplaza a las rocas volcánicas en las zonas distales a la Veta Sulfuro ($> 20\text{--}30$ m), podría representar la alteración propilítica regional relacionada con la fuente de calor magmático en el distrito antes del inicio de la actividad hidrotermal (Fig. 8.2A). En las proximidades a la veta, clorita \pm albita \pm adularia \pm carbonatos (dolomita, siderita y calcita) \pm pirita y cuarzo, fueron los primeros minerales en formarse de la interacción de las rocas volcánicas con fluidos hidrotermales en ebullición y de pH neutro a levemente alcalino, a temperaturas entre 243° y 266°C (Fig. 8.2A). Los filosilicatos dioctaédricos potásicos \pm cuarzo \pm pirita reemplazan los minerales previos, son abundantes en las zonas próximas a la veta (≤ 5 m) y, según las relaciones texturales, se consideran coetáneos con los pulsos mineralizantes en la veta (Fig. 8.2B). Se identificaron filosilicatos dioctaédricos potásicos de grano grueso ($> 2\ \mu\text{m}$) o micas incoloras y filosilicatos de grano fino ($< 2\ \mu\text{m}$) representados por illita (o interestratificado illita-esmectita rico en illita) y por interestratificados con porcentajes variables de capas de illita subordinados. La composición y la distribución de estos filosilicatos reflejan gradientes térmicos del fluido hidrotermal con el tiempo en el halo próximo a la veta (≤ 5 m), con temperaturas $> 220^\circ\text{C}$ (mica incolora e interestratificado illita-esmectita rico

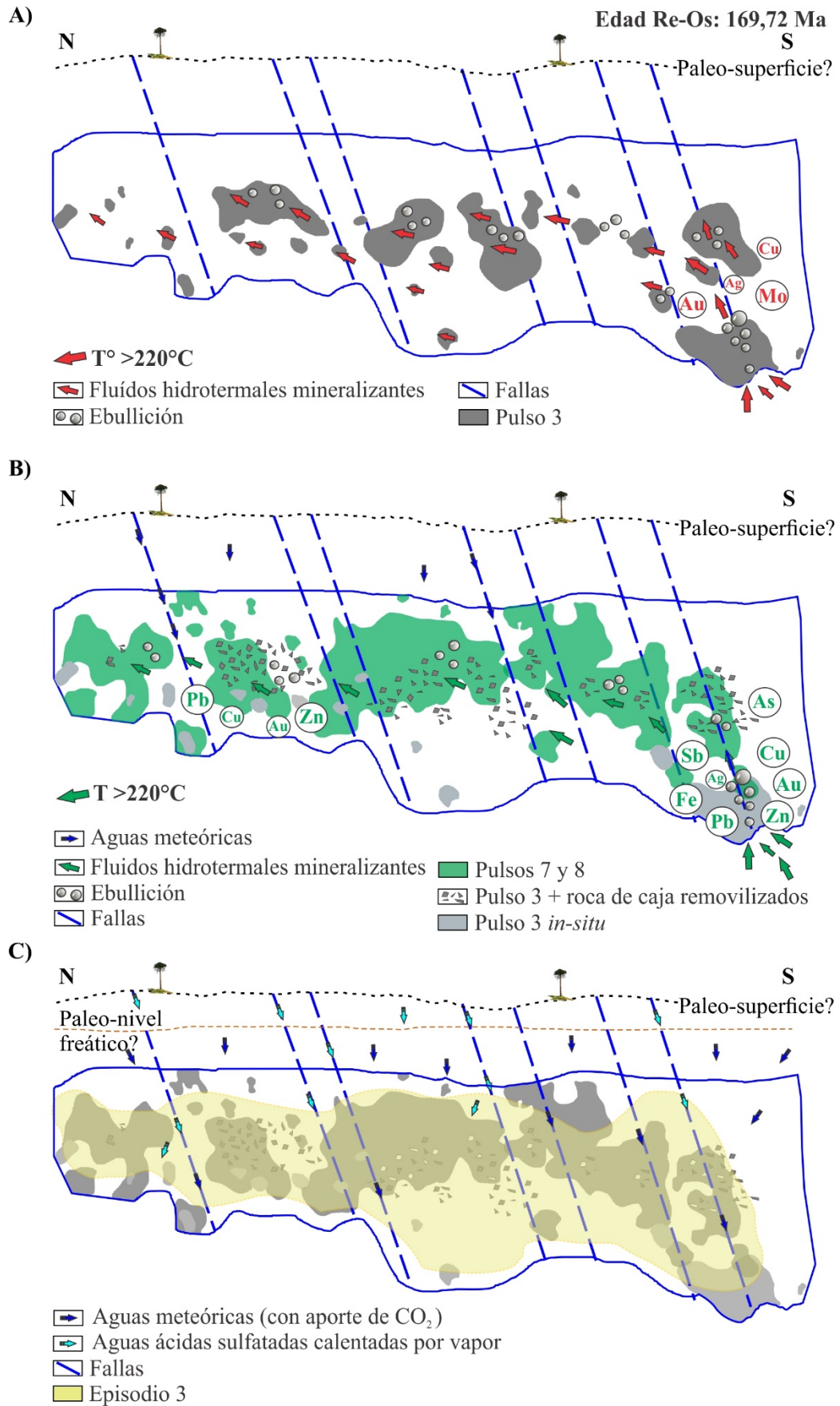


Figura 8.1. Diagrama esquemático que sintetiza la evolución del sistema hidrotermal de la Veta Sulfuro que se explica en el texto.

en illita) y entre 220° y 150° C (interestratificados illita-esmectita superpuestos). Luego del último pulso mineralizante en la veta, la disminución de la temperatura, posiblemente por mezcla de los fluidos hidrotermales con aguas meteóricas superficiales, y la razón fluido/roca elevada, causó la disolución de los silicatos de Al seguida de la precipitación de caolinita en la roca de caja (Fig. 8.2C). El cambio subsecuente de caolinita a esmectita indica el aumento del pH y de la actividad del K en el fluido durante el colapso de la actividad hidrotermal. La asociación caolinita ± dickita ± APS en zonas someras y por encima de la zona principal de ascenso de los fluidos, se formó en la etapa post-mineralización a partir de aguas ácidas sulfatadas calentadas por vapor. La esmectita fue el último mineral en formarse durante el colapso de la actividad hidrotermal (Fig. 8.2C).

Las composiciones químicas de algunos minerales hidrotermales son indicadores potenciales de paleo-profundidades y de la proximidad a la veta: (1) la dolomita (Mg) se encuentra en zonas profundas, mientras que la calcita (Ca) y la siderita (Fe) están en zonas intermedias y superficiales, respectivamente; (2) la clorita en la andesita inferior tiene mayor contenido de Fe que de Mg cerca de la veta y en zona profundas; (3) los feldespatos secundarios son escasos y relícticos cerca de la veta en comparación con los filosilicatos dioctaédricos potásicos, pero son frecuentes a medida que aumenta la distancia a la veta. Adularia relíctica predomina en rocas con alteración intensa próximas a la veta mientras que albita predomina en rocas con alteración moderada a débil en los halos periféricos, (4) la abundancia de los filosilicatos dioctaédricos potásicos ± cuarzo ± piritita en el halo próximo a la veta constituye un excelente indicador de la estructura mineralizada, así como la mica incolora confinada al contacto con la veta y en zonas más profundas.

Las composiciones isotópicas de los fluidos que depositaron cuarzo ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} -5,8$ y $-1,5\%$) y filosilicatos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} 0,1$ a $-2,4\%$; $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}} -48$ a $-69,5$) en la veta durante

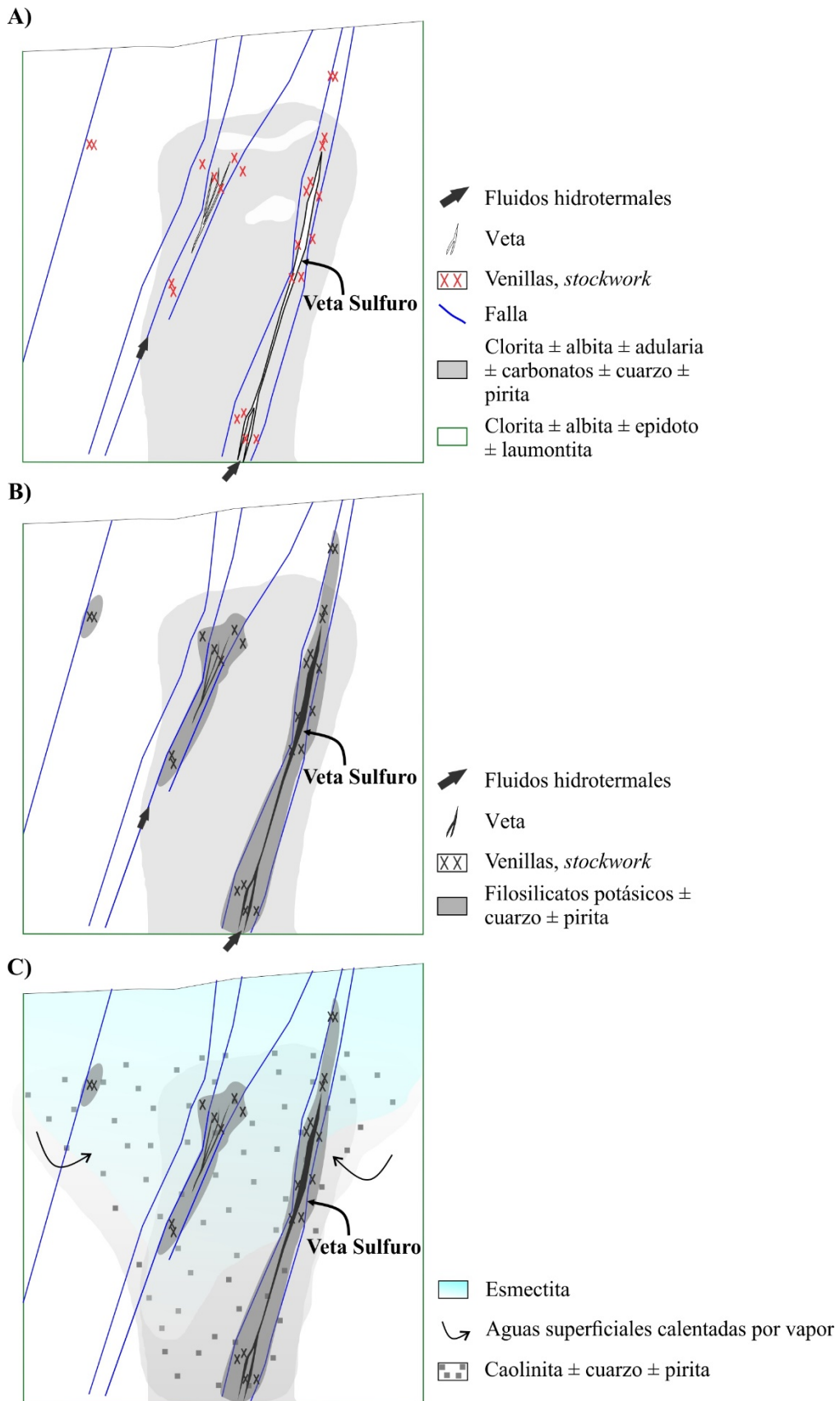


Figura 8.2. Diagrama esquemático que sintetiza la evolución de la alteración hidrotermal de las rocas de caja en los halos de la Veta Sulfuro que se explica en el texto.

los episodios E1 y E2 y filosilicatos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidos}} -1\text{‰}$ y $-2,3\text{‰}$; $\delta^2\text{H}_{\text{fluido}} -62$ a -65) en la roca de caja, indican una fuente de aguas meteóricas jurásicas con un aporte de aguas magmáticas y/o bien la modificación de estas aguas meteóricas por interacción e intercambio isotópico de oxígeno con las rocas del basamento.

A partir de los datos isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ en solución como H_2CO_3 : $-7,5$ y $-7,1\text{‰}$) se interpreta que el carbono de calcita \pm dolomita formadas durante el episodio E3, habría sido aportado por una fuente magmática en profundidad. Las composiciones isotópicas de los sulfuros formados durante los episodios E1 y E2 ($\delta^{34}\text{S} \text{‰} -0,1$ a $3,3\text{‰}$) indican una fuente del S magmática. La disminución de la temperatura y el aumento de la $f\text{O}_2$ del fluido por mezcla con aguas meteóricas en el sector norte y en zonas someras del sector central debieron ocasionar el aligeramiento de los valores $\delta^{34}\text{S}$ en esfalerita, galena y calcopirita ($\delta^{34}\text{S} \text{‰} -3,1$, $-5,3$ y $-11,1\text{‰}$).

Las relaciones isotópicas del Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,37 y 18,39; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15,61 y 15,62 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38,32 y 38,39) de las galenas de la Veta Sulfuro son similares a las relaciones isotópicas de las rocas volcánicas de la Formación Bajo Pobre que hospedan el depósito. El Pb podría haber derivado de una misma fuente en ambos casos, compuesta por material derivado de corteza superior y del manto, o bien los fluidos hidrotermales extrajeron el Pb de las rocas volcánicas.

La edad Re/Os ($169,72 \pm 0,88$ Ma) obtenida para la molibdenita de la Veta Sulfuro permite restringir la actividad hidrotermal que da inicio al relleno de la veta al Jurásico Medio. La semejanza entre esta edad y las dataciones obtenidas para lavas e intrusivos andesíticos de la Formación Bajo Pobre en la región ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 177 ± 4 Ma; [Guido et al., 2006](#), Rb/Sr en roca total de 173 ± 8 Ma; [Tessone et al., 1999](#)), permite especular con una relación temporal cercana entre el sistema hidrotermal y el

magmatismo. Además, la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida para la fracción más gruesa del interstratificado illita-esmectita rico en illita ($168,48 \pm 1,21$ Ma) muestra que la formación de filosilicatos dioctaédricos potásicos en las rocas de caja, fue contemporánea con la mineralización de Au–Mo.

Las edades Re/Os y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas se correlacionan con el contexto regional de la actividad hidrotermal y se encuentran entre las más antiguas conocidas para los depósitos epitermales del Jurásico medio – superior del Macizo del Deseado. La edad Re-Os ($207,63 \pm 1,05$ Ma) obtenida en este trabajo para la molibdenita de las vetas hospedadas en el granito de la Formación La Leona es la más antigua hasta ahora conocida en el Macizo del Deseado. Las edades Re/Os y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reportadas en esta tesis aportan nuevas evidencias que sustentan lo propuesto por [Dietrich et al. \(2012\)](#), quien postula que la mineralización en el Macizo del Deseado acompañó la migración del magmatismo hacia el suroeste en el contexto regional.

Los granitos de la Fm. La Leona que forman parte del basamento y que hospedan vetas con molibdenita en el sector oriental del Macizo del Deseado y en las zonas próximas a la zona de estudio, podrían ser la fuente de las concentraciones anómalas inusuales de Mo en los fluidos hidrotermales que formaron la Veta Sulfuro.

8.4 IMPLICANCIAS PARA LA EXPLORACIÓN

Los resultados del análisis estructural brindan nuevos conocimientos sobre las complejas interacciones entre los juegos de diaclasas heredados de las rocas de caja y las múltiples permutaciones en el campo de esfuerzos. Dado que las permutaciones en el campo de esfuerzos han sido ampliamente documentadas en ambientes extensionales, los resultados de este análisis podrían brindar a los geólogos de exploración una mejor

comprensión de la arquitectura estructural, del modo y el tiempo relativo de formación de los clavos mineralizados controlados por los sistemas de fracturas y fallas.

La reconstrucción de la historia de relleno de la Veta Sulfuro, la más importante del distrito La Paloma, permitió obtener información sobre la evolución de los procesos de mineralización a través del tiempo. Esto, junto con el análisis geoquímico de la veta, proporcionan nuevos conocimientos sobre los controles ejercidos por la cinemática de las fallas y los cambios litológicos, además de la físico-química de los fluidos y los procesos de removilización de los metales, en la formación de los clavos mineralizados.

En esta tesis también se presenta el estudio de la distribución y composición de los minerales hidrotermales en los halos de alteración de las rocas volcánicas que hospedan la Veta Sulfuro, y el uso de los mismos como trazadores de la mineralización en el distrito que podrían ser útiles en la exploración de otras estructuras mineralizadas del Macizo del Deseado.

La edad Re/Os para la molibdenita de las vetas hospedadas en el granito de la Formación La Leona aporta nuevos datos que permiten ampliar la edad de la actividad hidrotermal en el Macizo del Deseado al Triásico Superior y promueven futuros estudios de esta mineralización aún poco conocida.

8.5 REFERENCIAS

- Dietrich, A., Gutierrez, R., Nelson, E., Laye, P., 2012. Geology of the Huevos Verdes vein system and san José district, Deseado massif, Patagonia, Argentina. *Miner Deposita* 47: 233–249. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0327-2>
- Garrone, A., 2018. Reporte de Recursos – Sistema Sulfuro. Reporte interno Minera Don Nicolás S.A. (inédito), 33 p.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. and Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: structural evolution and implications for Au–Ag veins in the eastern Deseado Region. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I., Franz, G., 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina: Vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 187–196.

- Homovic, J.F., Constantini, L., 2001. Hydrocarbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters: Deseado and San Julian basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85 (10): 1795-1816.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M., Rolando, A., 1999. New Radiometric Ages of the Chon Aike and Bajo Pobre Formations in the Central Zone of the Deseado Massif, Argentina. *II South American Symposium on Isotope Geology, Villa Carlos Paz, Argentina*, 132–135.