



Alteración hidrotermal en las rocas volcánicas que hospedan la Veta Norte, proyecto La Josefina, Patagonia Argentina

Verónica E. BOUHIER¹, Leticia LESCANO², Rocío MUÑOZ SCHILLIZZI³

¹Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR, UNS-CONICET), Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, B8000ICN, Buenos Aires, Argentina.

²Centro de Geología, Aplicada, Agua y Medio Ambiente - CGAMA-CIC, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca, B8000ICN, Buenos Aires, Argentina.

³Cosentino Industrial S.A.U., Cantoria, Almería, España..

Emails: vbouhier@gmail.com, leticia.lescانو@uns.edu.ar

Editor: Marta B. Franchini

Recibido: 7 de noviembre de 2022

Aceptado: 21 de julio de 2023

RESUMEN

La Veta Norte forma parte del sistema de vetas epitermales de baja a intermedia sulfuración del proyecto La Josefina, localizado en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina y se aloja en rocas volcánicas jurásicas de la Formación Chon Aike. Las descripciones macroscópicas y microscópicas, análisis de difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido en muestras de testigo corona, permitieron caracterizar las litologías hospedantes y la mineralogía de la alteración hidrotermal asociada a la Veta Norte. Las texturas, las relaciones de corte y las condiciones de estabilidad de los minerales identificados, permitieron establecer una secuencia paragenética con cuatro estadios. En el estadio 1 (E1) la interacción de las rocas volcánicas con fluidos hidrotermales de pH neutro a débilmente alcalino y temperaturas entre ~ 210° y 300°C generó en los alrededores de la veta una alteración representada por clorita, pirita, cuarzo y adularia. Durante el estadio 2 (E2) un leve descenso del pH (entre 5 y 6) y de la temperatura de los fluidos (entre ~ 150° y 250°C) generó condiciones favorables para la formación de illita, illita-esmectita, cuarzo y sulfuros. En el estadio 3 (E3), y a partir de aguas calentadas por vapor, se formó caolinita + calcedonia a temperaturas <190°C y pH ácido. Posteriormente a la actividad hidrotermal, la incursión de aguas meteóricas desestabilizó los minerales previos y se formaron óxidos e hidróxidos de Fe y Mn y carbonatos de Cu, característicos de la alteración supergénica (E4). Caolinita presenta cristalinidad alta en todas las rocas estudiadas, con aumento de la misma en los sectores próximos a la Veta Norte. Illita no es un buen indicador de paleoconductos ya que no presenta una variación clara de su cristalinidad respecto a la estructura mineralizada.

Palabras clave: Epitermal, aguas calentadas por vapor, Macizo del Deseado, índice FWHM

ABSTRACT

Hydrothermal alteration in the volcanic rocks that host the Veta Norte, La Josefina project, Patagonia Argentina.

The Veta Norte is part of the low to intermediate sulphidation epithermal vein system of La Josefina project, located in the Deseado Massif, Santa Cruz province, Argentina, and is hosted by Jurassic volcanic rocks of the Chon Aike Formation. Based on macroscopic and microscopic descriptions, X-ray diffractometry and scanning electron microscopy in drill core samples, the host lithologies and the mineralogy of the hydrothermal alteration associated with Veta Norte were characterized. The textures, the crosscutting relationships and the stability conditions of the identified minerals, allowed to establish a paragenetic sequence with four stages. In stage 1 (E1) the interaction of the volcanic rocks with hydrothermal fluids of neutral to slightly alkaline pH and temperatures between ~ 210° and 300°C generated an alteration in the surroundings of the vein represented by chlorite, pyrite, quartz and adularia. During stage 2 (E2) a slight drop in pH (between 5 and 6) and fluid temperature (between 150° and 250°C) generated favorable conditions for the formation of illite, illite-smectite, quartz and sulfides. In stage 3 (E3), and from steam-heated waters, kaolinite and chalcedony were formed at temperatures <190°C and acidic pH. Subsequent to the hydrothermal activity, the descent of meteoric waters destabilized the previous

minerals and formed Fe-Mn oxides and hydroxides and Cu carbonates, characteristic of the supergene alteration (E4). Kaolinite has high crystallinity in all the studied rocks, with an increase in crystallinity towards the Veta Norte. Illite is not a good indicator of paleo-ducts since it does not present a clear variation in its crystallinity with respect to the mineralized structure.

Keywords: Epithermal, steam heated waters, Deseado Massif, FWHM index

INTRODUCCIÓN

El proyecto minero La Josefina se ubica en el centro de la provincia de Santa Cruz, Argentina, en el Macizo del Deseado (Fig. 1). Fue caracterizado como un depósito epitermal de Au y Ag (Moreira 2005) y se encuentra alojado en una secuencia volcánica del Jurásico Medio a Tardío de composición intermedia a félsica y firma calcoalcalina (Giacosa et al. 2010) que conforman las formaciones Chon Aike y Bajo Pobre (Fig. 1). Estas formaciones se vinculan genéticamente al mega-evento volcánico que ocurrió en Patagonia y Península Antártica y que dio origen a la Provincia Ígnea Chon Aike (Pankhurst et al. 1998, Pankhurst et al. 2000, Riley et al. 2001).

Según Moreira y Fernández (2015) las manifestaciones epitermales en el proyecto La Josefina son del tipo cuarzo \pm calcita \pm adularia \pm illita de acuerdo a la clasificación de Simmons et al. (2005) y de baja sulfuración según la clasificación de depósitos epitermales de Hedenquist et al. (2000) y Sillitoe y Hedenquist (2003), aunque con ciertas características del tipo de sulfuración intermedia, situación que comparte con varios depósitos del Macizo del Deseado (Schalamuk et al. 1997, Wallier 2009, Permuy Vidal et al. 2016). Las mineralizaciones epitermales y la alteración hidrotermal asociada se dividen en 6 sectores, denominados de norte a sur Noreste, Veta Norte, Central, Paredones, Sorpresa y Domo María Ester (Fig. 1a). Este estudio fue llevado a cabo al sur del sector Veta Norte (Figs. 1a y b), en las rocas que hospedan a la Veta Norte, una de las seis vetas que integran dicho sector (Fig. 1b). Este sector es considerado uno de los más importantes en función de su magnitud, contenido de metales (Au - Ag y metales base) y su potencial económico (Moreira 2005). En esta contribución presentamos el estudio mineralógico de la alteración hidrotermal en las rocas volcánicas y su distribución respecto de la zona mineralizada en dos sondajes que interceptaron la Veta Norte y que se ubican a lo largo de la sección transversal N-175 (Fig. 1b y Fig. 2a). Los minerales hidrotermales son de gran utilidad porque proporcionan datos clave para interpretar las condiciones físico-químicas y la estructura paleo-hidrología de los sistemas hidrotermales, así como la evolución de los fluidos responsables de la mineralización económica (Browne 1978, Reyes 1990, Simmons y Browne 2000, Simpson y Mauk 2007). El objetivo principal de

este estudio es caracterizar las variaciones mineralógicas de los halos de alteración en zonas próximas y distales a la Veta Norte con el fin de construir una secuencia paragenética. A su vez, se brinda información respecto a la variación de la cristalinidad de los filosilicatos en función de la evolución térmica de los fluidos hidrotermales y su empleo como indicadores de zonas próximas a estructuras mineralizadas. Estos resultados podrán ser utilizados como herramientas de prospección y exploración tanto en la zona de estudio como en áreas con similitudes geológicas

MINERALIZACIONES EPITERMALES Y ALTERACIONES HIDROTERMALES ASOCIADAS EN EL MACIZO DEL DESEADO

El Macizo del Deseado se caracteriza por contener numerosos depósitos epitermales de baja a intermedia sulfuración con mineralización auroargentífera (Schalamuk et al. 1997, Wallier 2009, Dietrich et al. 2012, Moreira y Fernández 2015, Permuy Vidal et al. 2016, Fernández et al. 2022) y polimetálica (Jovic et al. 2011, López et al. 2015, Luna 2021, Mugas Lobos et al. 2021, Rosello et al. 2022). Estos depósitos se hospedan y se relacionan espacial, temporal y genéticamente con las rocas volcánicas jurásicas del Complejo volcánico Bahía Laura, principalmente con las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre. También hay prospectos epitermales hospedados en rocas sedimentarias y metamórficas más antiguas (Jovic et al. 2011). 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 de un régimen extensional de dirección NE y por fallas menores con orientación NE a EO (Echavarría et al. 2005, Giacosa et al. 2010, Páez et al. 2016). Sin embargo, las variaciones locales son comunes y la orientación de algunos sistemas de fallas pueden diferir de las anteriores (p. ej. Distrito La Paloma, Fernández et al. 2020).

El estilo típico de mineralización consta de vetas, venillas, *stockworks* y brechas hidrotermales con predominio de texturas bandeadas crustiformes-coloformes compuestas por calcedonia, cuarzo, adularia, carbonatos y sulfuros con suce-

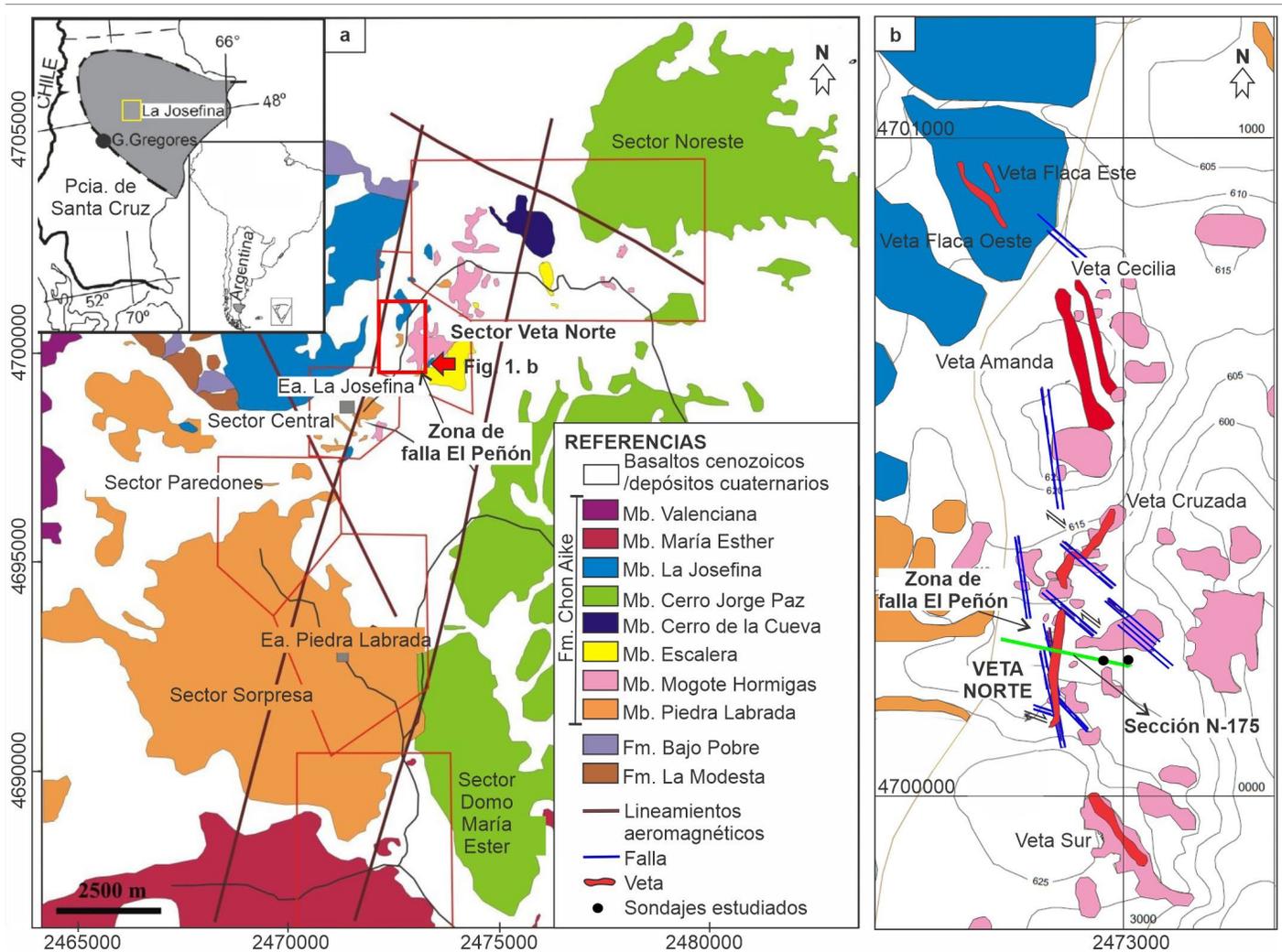


Figura 1. a) Mapa geológico simplificado del proyecto La Josefina. Modificado de Andrada de Palomera (2012); b) Mapa geológico de una porción del sector Veta Norte, que incluye el área de estudio y la ubicación de los sondajes estudiados en la sección N-175. Modificado de Moreira (2005).

sivos pulsos mineralizantes (Wallier 2009, Jovic et al. 2011, Dietrich et al. 2012, López et al. 2015, Moreira y Fernández 2015, Permuy Vidal et al. 2016, Luna 2021, Mugas Lobos et al. 2021, Fernández et al. 2022). Asociados a estas mineralizaciones se han documentado manifestaciones termales superficiales en el ambiente geotermal (Guido y Campbell 2011). La ebullición es el proceso de precipitación mineral más citado (p. ej., mina Cerro Vanguardia, Schalamuk et al. 1998; mina Manantial Espejo, Echavarría et al. 2005, Wallier 2009; proyecto Cerro Negro, Permuy Vidal 2014; proyecto La Josefina, Ríos et al. 2000, Moreira y Fernández 2015; proyecto Cerro Moro, Mugas Lobos et al. 2021). Aunque procesos de dilución y enfriamiento de fluidos hidrotermales (p. ej. mina Marta, Páez et al. 2016) y mezcla de fluidos magmáticos con aguas meteóricas (p. ej. proyecto El Pingüino, Jovic 2009; proyecto Virginia, Luna 2021) también han sido propuestos como mecanismos importantes de precipitación y formación de depósitos epitermales.

La alteración hidrotermal se restringe, en general, a la proximidad de las vetas y está representada por silicificación, argilización, sericitización y propilitización que indican fluidos hidrotermales de pH básico a neutro (Andrada de Palomera et al. 2012, Echeveste et al. 2016, Permuy Vidal et al. 2016). La extensión e intensidad de los halos de alteración está estrechamente relacionada con la proximidad y la magnitud de las estructuras mineralizadas (Wallier 2009, Jovic et al. 2011, Permuy Vidal 2014, Páez et al. 2016). En ocasiones, los halos de alteración no están simétricamente distribuidos respecto a las vetas mineralizadas (p. ej. proyecto La Josefina, Andrada de Palomera 2012) y pueden presentar mayor desarrollo en el bloque colgante (*hanging wall*) de la estructura (p. ej. veta Eureka West, Permuy Vidal 2014). En algunos depósitos se han descrito asociaciones de minerales hidrotermales característicos de fluidos con pH ácidos y bajas temperaturas (argílica avanzada) y fueron asignados a procesos de aguas calentadas por vapor (Fernández et al. 2008, Andrada de Pa-

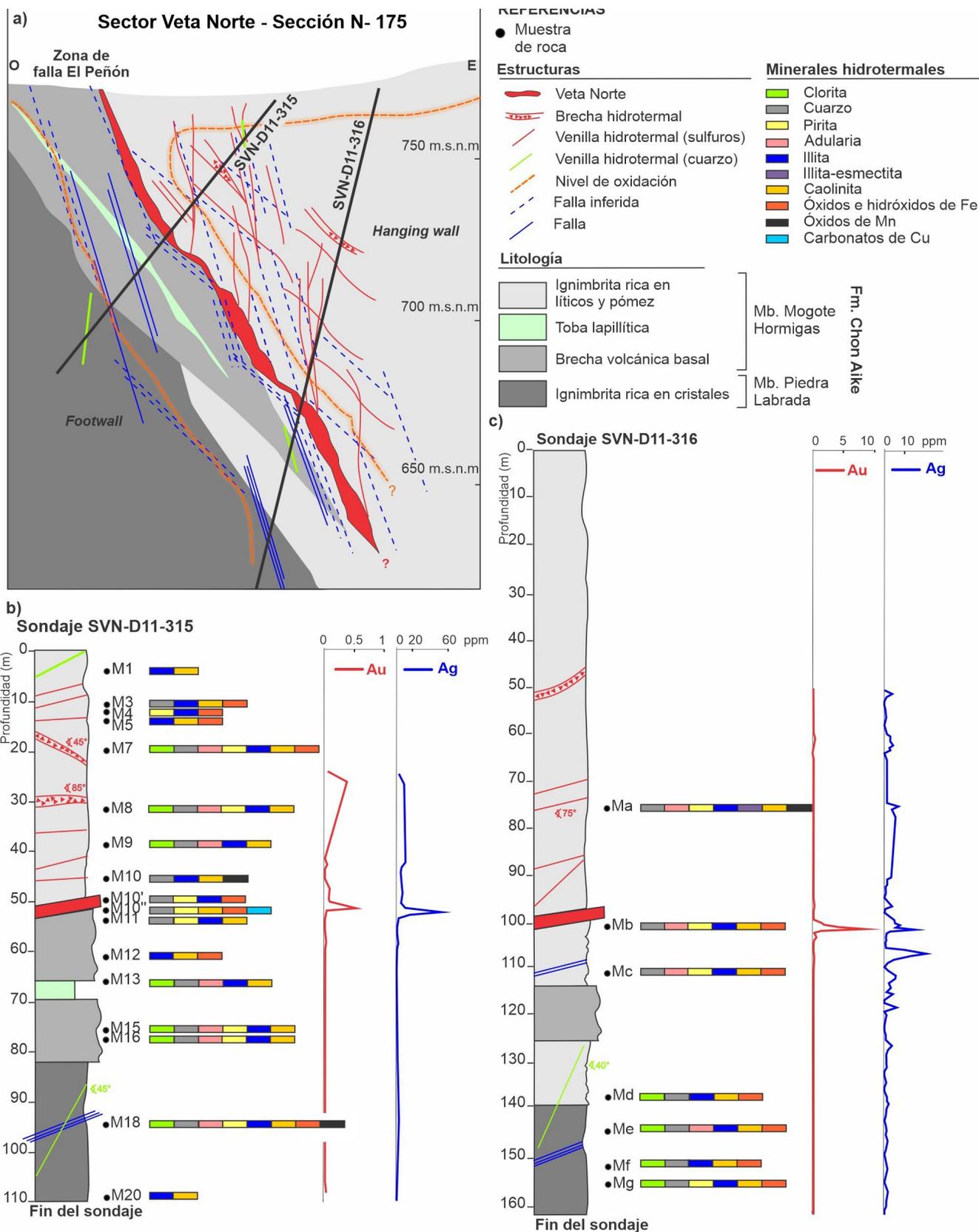


Figura 2. a) Sección N-175 en la cual se presenta la geología, las estructuras en subsuelo y la ubicación de los sondajes estudiados; b-c) Columnas estratigráficas correspondientes a los sondajes SVN-D11-315 y SVN-D11-316 y los minerales hidrotermales descritos en cada muestra estudiada. La ubicación de la zona de falla El Peñón y el estilo estructural de la sección N-175 se realizó según Moreira et al. (2008).

lomera et al. 2012, Moreira y Fernández 2015, Moreira et al. 2017) y también marcada influencia de procesos supergénicos que contribuyeron a aumentar las leyes de metales (p. ej. Mina Marta, Páez et al. 2016; veta Eureka West, Permuy Vidal 2014; proyecto Virginia, Luna 2021).

GEOLÓGIA LOCAL Y ANTECEDENTES EN LA TEMÁTICA

En el proyecto La Josefina, el vulcanismo jurásico se encuentra representado por las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre y se dispone en discordancia sobre el basamento metamórfico (Formación La Modesta, Fig. 1a). Los depósitos volcánicos jurásicos de la Formación Chon Aike inician con el Miembro Piedra Labrada (153.2 ± 3.6 Ma K-Ar, Arribas et al. 1996 y 152 ± 2.8 Ma SHRIMP U-Pb en circones, Moreira et al. 2009) y continúa con los Miembros Mogote Hormigas, Escalera, Cerro de la Cueva, Cerro Jorge Paz (Fig. 1a) los cuales comprenden intercalaciones complejas de depósitos volcanoclásticos con subfacies piroclástica de flujo con variable grado de soldamiento y subfacies piroclástica de *surge*, depósitos volcanoclásticos retrabajados y epiclásticos (Moreira 2005, Andrada de Palomera 2015).

La secuencia jurásica continúa con el complejo de domos de los Miembros La Josefina y María Esther (148.8 ± 3.6 K/Ar en biotita; Arribas et al. 1996; 150 ± 4 Ma Rb-Sr en roca total; Fernández et al. 1999, Fig. 1a), conformados por facies efusivas andesíticas a riolíticas y facies subvolcánicas basandesíticas a dacíticas, con algunos depósitos de bloques y cenizas, cuyos emplazamientos fueron controlados por una zona de falla pre-jurásica de rumbo NO, relacionada con estructuras tipo *horst* presentes en la Formación La Modesta (Moreira et al. 2010). La secuencia culmina con las facies volcanoclásticas y subfacies piroclástica de flujo del Miembro Valenciana. Todas las rocas mencionadas están cubiertas por basaltos terciarios, extensas coladas de basaltos neógenos y relleno moderno.

En el proyecto La Josefina se definieron siete zonas de falla (Moreira et al. 2008). De particular interés resulta la zona de falla El Peñón, ya que la misma se encuentra ubicada en el sector Veta Norte (Figs. 1a y b, Fig. 2a). Esta zona comprende un área de unos 170 m en sentido NNO y alrededor de 30 m de ancho. En ella las vetas y vetillas presentan orientaciones NNO a N-S con inclinaciones desde sub-verticales a mayores de 50° al E y vetas de dirección NNE (Fig. 1b). Un sistema de fallas tardías, de rumbo ONO y comportamiento dextrógiro, desplaza a las vetas y vetillas (Moreira et al. 2008, Fig. 1b)

Las mineralizaciones de interés económico consisten en

cuerpos vetiformes, sistemas de vetillas, *stockworks*, y brechas hidrotermales con rellenos multiepisódicos (Moreira 2005, Moreira y Fernández 2015). El sector Veta Norte ocupa una superficie de aproximadamente 3 km en sentido N-S por 1 km en sentido E-O y está compuesto por un conjunto de vetas denominadas Flaca Este y Oeste, Amanda, Cecilia, Cruzada, Veta Norte y Veta Sur (Fig. 1b). Las mineralizaciones se encuentran alojadas en el Miembro Mogote Hormigas, salvo las vetas Flaca Este y Oeste hospedadas en lavas riolíticas del Miembro La Josefina (Moreira 2005, Lezcano 2017) y representan las porciones más profundas del sistema epitermal (Andrada de Palomera et al. 2012). La Veta Norte tiene una longitud total de 180 m y una orientación aproximada N-S, con buzamiento hacia el SE y presenta un relleno multiepisódico compuesto por cuarzo, calcedonia y ópalo que constituyen más del 90% del relleno de la veta (Moreira y Fernández 2015) acompañado por oro nativo, minerales del grupo FAHLORE, pirita, calcopirita, bornita, hematita especular, galena y esfalerita (Moreira 2005).

Hay numerosos estudios de las alteraciones hidrotermales asociadas a algunas vetas en el proyecto La Josefina (Moreira 2005, Andrada de Palomera et al. 2012, Moreira y Fernández 2015, Gauman 2016, Muñoz Schillizzi et al. 2019, 2022, Muñoz Schillizzi 2021), sin embargo, no se han hecho estudios de detalle de los minerales hidrotermales en las rocas que hospedan a la Veta Norte. Andrada de Palomera et al. (2012) presentan un estudio detallado de los minerales hidrotermales en la zona norte del sector Veta Norte, más precisamente en las rocas que hospedan las vetas Flaca Este, Flaca Oeste, Amanda y Cecilia (Fig. 1b). Los/as autores/as describen una alteración argílica que predomina en la zona de *hanging wall* con caolinita abundante y presente únicamente en las zonas mineralizadas, una alteración propilítica que predomina en el *footwall* (a mayor profundidad) y silicificación en proximidades de vetas y venillas asociada espacialmente a paleoconductos y superpuesta a las alteraciones previas. En las secciones estudiadas por dichos autores/as estas alteraciones suelen superponerse, y la mayoría de los paleoconductos mineralizados con Au están parcial o totalmente rodeados por rocas sin alteración silícica y con alteraciones argílica o localmente propilítica. Respecto a la caolinita, Andrada de Palomera (2015) propone que la coexistencia de caolinita con distintas cristalinidades se debe a la interacción de las rocas de caja con dos tipos de fluidos: meteóricos (caolinita de baja cristalinidad) y aguas calentadas por vapor (*steam heated waters*; caolinita de alta cristalinidad) que contrasta con el origen supergénico propuesto por Moreira y Fernández (2015).

MÉTODOS

En el campo se realizó un muestreo detallado de los testigos de dos sondajes ubicados en el sector Veta Norte: SVN-D11-315 (2472956 E, 4700256 N) y SVN-D11-316 (2472988E, 4700262N) que interceptaron la Veta Norte a distintas profundidades. Los sondajes se encuentran ubicados en una sección transversal a la Veta Norte (Sección N-175), tienen una orientación E-O (265°), una inclinación de -60° y -75° y profundidades de 110 y 161.2 m, respectivamente (Fig. 2a). Dichos testigos fueron obtenidos de las perforaciones realizadas durante el año 2011 por la empresa minera Cerro Cazador S.A. La selección de los sondajes se basó en mapas geológicos e informes confeccionados por el personal de Cerro Cazador S.A. Las muestras (n = 25) corresponden a medias cañas de testigos corona de perforaciones realizadas con diamantina, diámetro HQ3 (61 mm) y barras de 3 m de largo con buena recuperación general. Las profundidades de las muestras se midieron al punto medio de las mismas.

Para el estudio petrográfico (n = 10) se utilizó un estereomicroscopio Olympus triocular SZ-PT y un microscopio petrográfico Leica DM 750P. Para el análisis morfológico (n = 4) se trabajó con un microscopio electrónico de barrido (MEB), Carl Zeiss EVO ma100 equipado con una sonda EDAX Oxford, para el análisis químico cualitativo de microáreas sobre muestras metalizadas con carbono. Para el análisis por rayos X (DRX, n = 17) se utilizó un difractómetro Rigaku D-Max III-C con radiación de Cu K α y monocromador de grafito, con 35 Kv y 15 mA. Posterior al análisis de roca total, se separó la fracción arcilla. El método utilizado fue decantación, que corresponde al asentamiento por gravedad de partículas en suspensión. Las fracciones finas (arcilla y limo) quedan en suspensión mientras la fracción gruesa decanta. Para dicho procedimiento, se llevó a cabo la metodología propuesta en Poppe et al. 2001. Para determinar la cristalinidad de caolinita e illita se aplicó el método de medición del ancho de la reflexión (001) a la mitad de su altura (FWHM) 2 θ .

RESULTADOS

Caracterización de la roca de caja de la Veta Norte

En este trabajo se identificaron unidades litológicas generadas a partir de erupciones volcánicas de naturaleza explosiva que presentan texturas volcanoclásticas, correspondientes a las subfacies piroclásticas de flujo, con variable grado de soldamiento y que genéricamente se las denomina con el

término de ignimbritas según la clasificación y nomenclatura propuesta por McPhie et al. (1993). A continuación se describen las características principales de cada unidad identificada en los sondajes estudiados ubicados en la sección N-175 del sector Veta Norte (Fig. 2).

Ignimbrita rica en cristales: Esta unidad fue interceptada entre los 82 y 110 m (fin de pozo) en el sondaje SVN-D11-315 y entre los 139 y 161.2 m (fin de pozo) en el sondaje SVN-D11-316 (Fig. 2). Presenta una textura volcanoclástica, matriz sostén, y está constituida por cristaloclastos de cuarzo (10 - 20 % vol.) de tamaño < 3 mm y engolfamientos marcados, cristaloclastos de sanidina (10 - 15 % vol.) con hábito euhedral a subhedral y un tamaño que varía entre 1 y 3 mm (Figs. 3a y b). Los fragmentos líticos son angulosos (< 5 % vol.), en su mayoría afaníticos y en menor proporción se reconocen fragmentos de rocas volcánicas con textura porfírica, ambos con tamaño < 1 cm y tonalidades grisáceas (Fig. 3a). Localmente se observan cristaloclastos de biotita y anfíbol (1 % vol. Fig. 3a). Todos los cristaloclastos, a excepción del cuarzo, están reemplazados parcial a totalmente por minerales hidrotermales. Localmente se reconocen *fiammes* que se encuentran muy obliterados debido a la alteración hidrotermal que presentan (Fig. 3a). La matriz (55 - 70 % vol.) es afanítica y tiene textura fluidal con fragmentos pumíceos frecuentemente desvitrificados a esferulitas (Fig. 3c). Esta unidad está atravesada por microvenillas (< 2 mm) multidireccionales de cuarzo microcristalino y calcedonia (Fig. 2), con halos de color ocre producto de la presencia de óxidos de Fe. Estos minerales a su vez tiñen parcialmente y en parches toda la unidad (Fig. 3a).

Brecha volcanoclástica basal: Esta unidad fue interceptada a lo largo de dos intervalos en el sondaje SVN-D11-315 (52.25 - 66 m y 69.5 - 82 m) y en un sector del sondaje SVN-D11-316, entre los 114 y 125 m (Fig. 2). Presenta una textura volcanoclástica predominantemente clasto sostén y mal seleccionada (Fig. 3d). Los fragmentos líticos son muy abundantes (hasta 70 % vol.) y sus tamaños varía entre 3 y 15 cm, en general angulosos a subangulosos, aunque se registran también redondeados. Dichos fragmentos líticos corresponden a rocas volcánicas contiguas, principalmente a la facies de ignimbritas rica en cristales y se pueden reconocer en su interior cristaloclastos de cuarzo y feldespatos y *fiammes* (Fig. 3d). La matriz (~ 20 % vol.) está soldada y constituida por trizas de vidrio o *fiammes* preferentemente orientadas, desvitrificadas y litofisas-esferulitas (200 μ m) de hábito fibroso (Fig. 3e). En menor proporción se reconocen cristaloclastos de cuarzo y feldespatos (2 - 10 % vol.), éstos últimos reemplazados por filosilicatos (Fig. 3f).

Toba lapilítica: Fue interceptada entre los 66 y 69.5 m

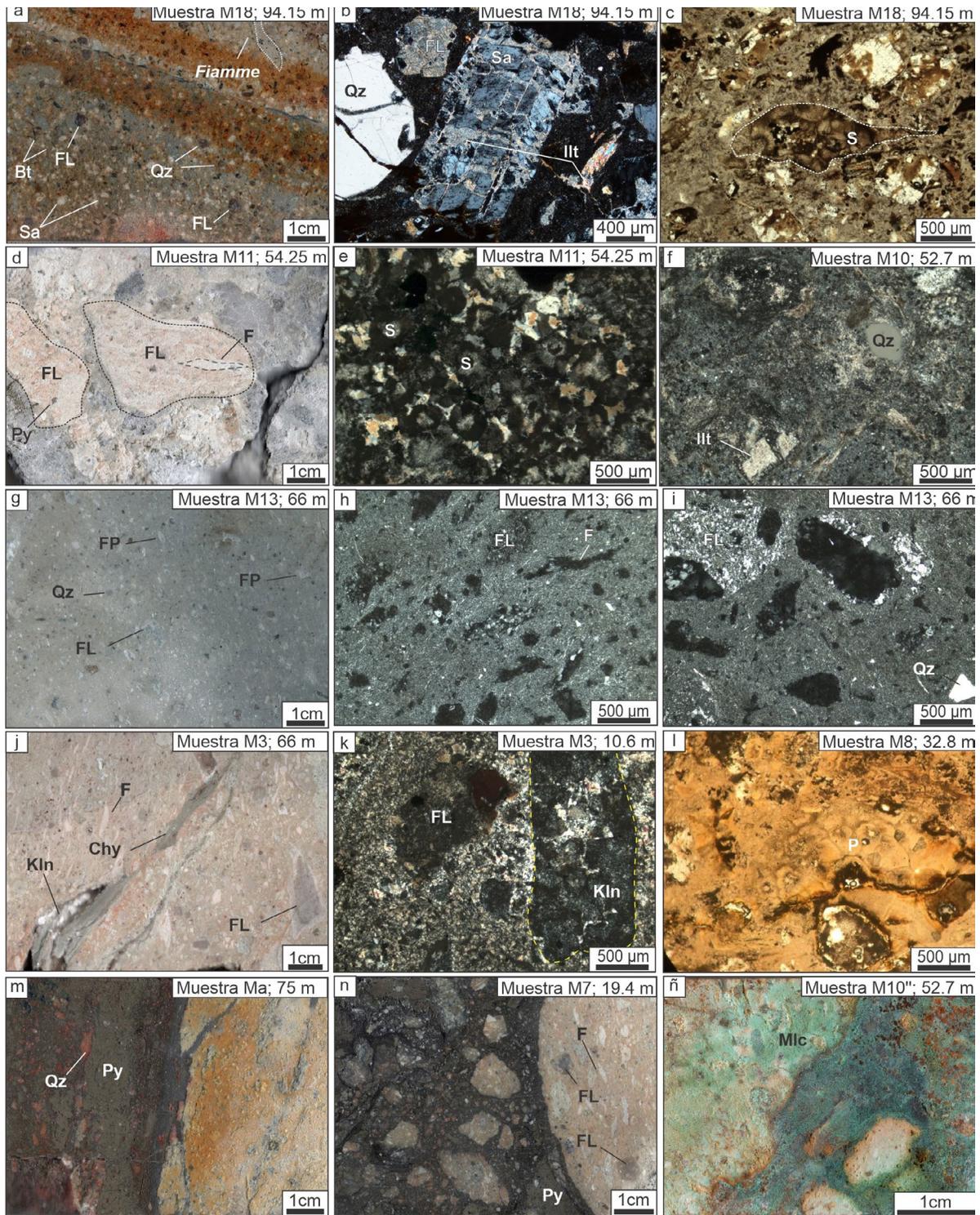


Figura 3. a) Muestra de mano de la ignimbrita rica en cristales donde se observan los componentes principales: cristaloclastos de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Sa) y biotita (Bt), fragmentos líticos (FL), *fiammes*; microvenilla de cuarzo microcristalino con óxidos e hidróxidos de Fe y Mn; b) Fotomicrografía de un cristaloclasto de sanidina (Sa) y un cristaloclasto de cuarzo (Qz) con marcado engolfamiento, ambos inmersos en una matriz volcánico-lávica; c) Fotomicrografía de textura esferulítica (S) de feldespato (Fk) + cuarzo (Qz); cristaloclasto de cuarzo (Qz); d) Muestra de mano de la brecha basal, en la que se observa una textura brechosa compuesta principalmente por fragmentos líticos; e) Fotomicrografía de textura esferulítica de feldespato (Fk) + cuarzo (Qz); f) Fotomicrografía de la matriz de la brecha basal; g) Muestra de mano de la toba lapillítica; h, i) Fotomicrografías de la toba lapillítica en donde se muestran los componentes principales y la alteración penetrativa de la matriz; j) Muestra de mano de la ignimbrita rica en líticos y pómez en la que se observan fragmentos líticos y *fiammes* como principales componentes; k) Fotomicrografía de relictos de cristaloclasto de sanidina (Sa) y fragmento lítico reemplazado por caolinita (Kln); l) Textura perlítica (P) en la matriz de la ignimbrita rica en líticos y pómez; m) Venilla compuesta por sulfuros (Py = piritita) y cuarzo (Qz) hospedada en la ignimbrita rica en líticos y pómez; n) Brecha hidrotermal en la ignimbrita rica en líticos y pómez; ñ) Zona de contacto con la Veta Norte con abundantes carbonatos de Cu.

de profundidad únicamente en el sondaje SVN-D11-315 (Fig. 2). Presenta una textura volcánicla consolidada de grano fino, matriz sostén y está compuesta por fragmentos pumíceos (25 % vol.) de tamaños que varían entre 1 mm y 20 mm, con formas irregulares a subredondeadas, heterogéneamente distribuidos (Fig. 3g). En menor proporción se reconocen fragmentos líticos (10 % vol.) de menor tamaño y cristaloclastos de cuarzo (5 % vol.), angulosos (Figs. 3g - i). La matriz (~ 60 % vol.) es de grano muy fino (< 2 mm), de color gris claro a rojizo violáceo, compuesta por vitroclastos (fragmentos pumíceos, trizas vítreas) moderadamente soldados y parcialmente desvitrificados (Figs. 3 g, h, i).

Ignimbrita rica en líticos y pómez: Esta facie fue interceptada entre la boca de pozo y 51 m de profundidad en el sondaje SVN-D11-315 y en tres intervalos en el sondaje SVN-D11-316 a profundidades que van desde boca de pozo a 99.5 m, 101 a 114 m y 125 a 139 m (Fig. 2). Hospeda a la mayoría de las venillas y brechas hidrotermales ricas en sulfuros y en el sondaje SVN-D11-316 esta unidad hospeda a la Veta Norte. Presenta una textura volcánicla, matriz sostén y está compuesta por abundantes fragmentos líticos (20 – 40 % vol.-). Los fragmentos líticos son subredondeados, de distintas litologías volcániclas (ignimbritas ricas en cristales, ignimbritas pumíceas, tobas, entre otras), con un tamaño que varía desde 1 mm hasta 7 cm (Fig. 3j), en su mayoría reemplazados por minerales hidrotermales. Entre los vitroclastos se reconocen *fiammes* (20 % vol.) con un tamaño que varía entre 2 mm hasta ~ 1 cm de largo (Fig. 3j) y fragmentos de pómez irregulares (10 % vol.) de tamaño variable entre 1 mm y 1 cm (aunque pueden llegar hasta 3 cm). Se identificaron cristaloclastos de cuarzo (5% vol.), sanidina (5 % vol.) y biotita desferizada (3 % vol.; tamaño < 100 µm), estos últimos reemplazados por minerales hidrotermales (Fig. 3k).

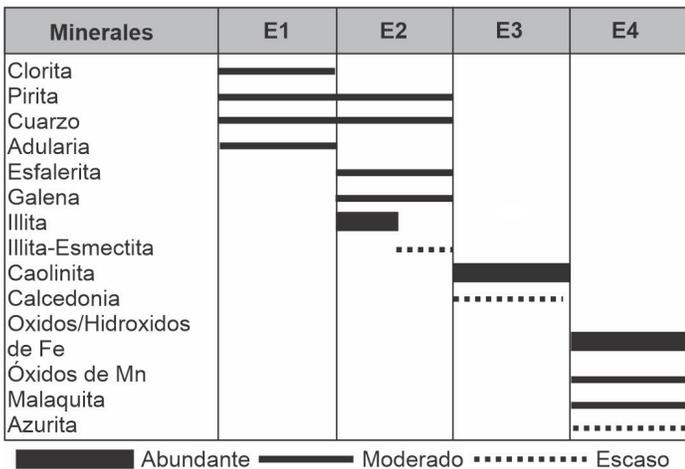


Figura 4. Secuencia paragenética de los minerales hidrotermales reconocidos.

La matriz (~ 30 % vol.) presenta esferulitas y texturas perlíticas pobremente conservadas (Fig. 3l). En algunas muestras extraídas del sector del *footwall* y próximos a la Veta Norte, esta unidad presenta alteración hidrotermal intensa.

Venas y venillas rellenas con cuarzo microcristalino (Fig. 3j) y sulfuros de grano fino a medio (Fig. 3m) atraviesan la unidad. Las mismas presentan paredes rectas, espesores que varían entre 0.5 a 15 cm y se disponen con ángulos de 45° a 90° respecto al eje del testigo (Fig. 2 y Figs. 3j y m). Cuando tienen mayores espesores suelen presentar textura brechosa monomítica y matriz-soportada, en las cuales localmente se observa texturas del tipo *jigsaw*. Los clastos corresponden a la roca de caja (ignimbrita rica en líticos y pómez), son angulosos a subangulosos, con bordes netos y dimensiones variables (0.5 – 3 cm). La matriz es fina, su contenido es variable (10 a 35 % vol.) y está compuesta por pequeños fragmentos (<0.5 cm) de rocas volcánicas. El cemento consiste en sulfuros (los mismos presentes en las venillas) de grano fino a medio y cuarzo microcristalino subordinado (Fig. 3n). En el contacto con la Veta Norte, en esta unidad predomina la textura brechosa y presenta abundantes minerales supergénicos (Fig. 3ñ).

Alteración hidrotermal de las rocas volcánicas

Las rocas presentan alteración hidrotermal de intensidad moderada a fuerte (30 – 70 %). Los cristaloclastos, litoclastos y vitroclastos, como así también la matriz están parcialmente reemplazados por minerales de origen hidrotermal. La alteración de la matriz suele ser invasiva a semi invasiva. Numerosos minerales hidrotermales se identificaron en las rocas alteradas estudiadas que, en orden de abundancia, son los siguientes: illita, caolinita, grupo de las cloritas, cuarzo, óxidos e hidróxidos de Fe, óxidos de Mn, adularia, pirita, carbonatos hidroxilados de Cu e illita-esmectita (I/S). De acuerdo a las composiciones químicas, las texturas y relaciones de corte entre ellos, se determinaron 4 estadios de alteración hidrotermal (Fig. 4) que se describen a continuación.

Estadio 1 (E1): Se caracteriza por una asociación de minerales que consiste en minerales del grupo de las cloritas + pirita + cuarzo + adularia. Estos minerales fueron identificados en la zona de *hanging wall* a distancias que varían entre 12.8 y 32.6 m respecto a la Veta Norte, mientras que en el *footwall* fueron descriptos en todas las muestras estudiadas (Fig. 2). A partir de las observaciones realizadas con el microscopio óptico y con el microscopio electrónico de barrido se determinó que los cristales individuales de clorita poseen formas pseudo hexagonales subhedrales, con bordes irregulares, diámetros mayores que 10 µm y espesores ~ 1 µm (Figs. 5a y b). Estos minerales se presentan como: 1) reemplazo par-

cial (principalmente en los núcleos) a total/pseudomórfico de cristaloclastos de biotita junto con exsoluciones de minerales opacos y cristales de titanita (Fig. 5c). En ocasiones, los mismos se disponen con un patrón de semi-roseta asociados a ilmenita (Fig. 5d); 2) como cristales agrupados en la matriz, con morfologías de hojas, es decir aplanados en una dirección, cubiertos y reemplazados por illita y como relleno de microfracturas y cavidades junto con adularia de morfología rómbica (Fig. 5e); 3) cristales con buen desarrollo a modo de parches en la matriz de las rocas volcanoclásticas (Fig. 5f). En los difractogramas realizados sobre muestras de roca total, dicho mineral se identificó por las reflexiones en 14.7 y 4.67 Å y picos de baja intensidad. Las primeras reflexiones coinciden con los espaciados 14.2 y 7.1 Å de clorita según la ficha ICDD 16-362 (ICDD 1993). En los difractogramas de la fracción menor que 2 µm secadas al aire y saturadas con etilenglicol, se identificaron picos característicos de clorita únicamente en una muestra (Fig. 6, muestra M18). La ausencia de los picos característicos de clorita en el resto de las muestras analizadas se asocia a que este mineral se encuentra en fracciones granulométricas mayores.

Los mapas químicos (Fig. 7) muestran la distribución de los elementos químicos en un sector de una microvenilla que contiene clorita en la brecha basal. Las composiciones del la-

teral izquierdo, centro superior e inferior de la imagen indican que el mineral de aspecto fibroso posee altas concentraciones de O, Si, Al, Fe y Mg y confirma la presencia de clorita. Las composiciones químicas semicuantitativas obtenidas (n = 23) indican altos contenidos de Fe y bajos de Mg en los cristales de clorita analizados, y tentativamente se las clasifica como chamosita.

Cuarzo hidrotermal se identificó en la mayoría de las muestras analizadas (Fig. 2). Según su tamaño y cristalinidad se reconocieron las variedades cuarzo cristalino (>0.5 mm), microcristalino (>0.5 – 0.01 mm) y criptocristalino (<0.01 mm; Demoustier et al. 1998). Cabe destacar que el cuarzo criptocristalino incluye a la variedad calcedonia. En las muestras obtenidas en las proximidades a la Veta Norte (Figs. 2b y c), su presencia es más significativa y genera una fuerte silicificación. Al microscopio óptico el cuarzo se presenta como: 1) relleno de microfracturas donde se observan texturas de recristalización (en mosaico) y texturas de crecimiento primario en peine (Dong et al. 1995), asociado a clorita e illita (Fig. 8a); 2) en la matriz de la roca volcánica asociado a clorita e illita; 3) reemplazo de cristaloclastos de sanidina junto con caolinita y 4) en la matriz junto con illita y caolinita.

En los difractogramas de rayos x se identificó cuarzo en todas las muestras de roca total y en menor proporción en la

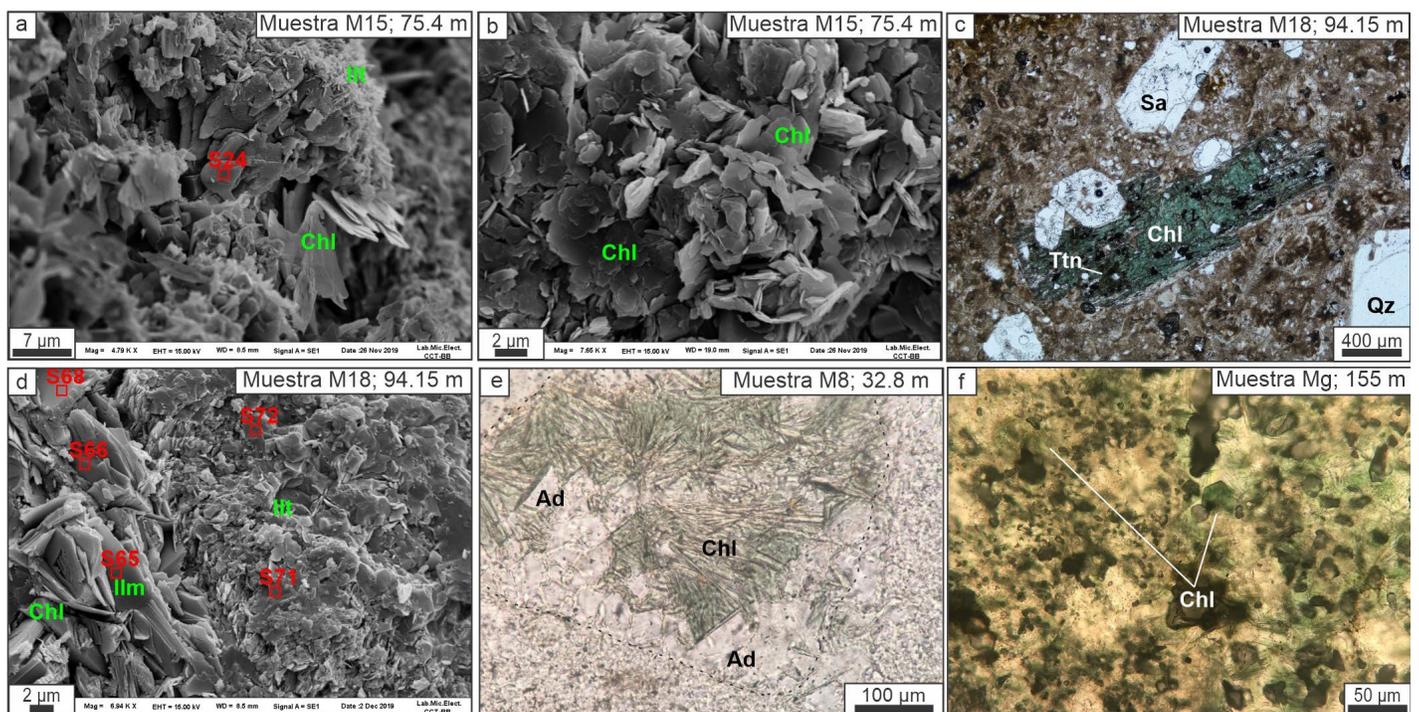


Figura 5. a-b) Imágenes de electrones secundarios en donde se muestran cristales individuales de clorita (Chl) con morfología de hojas cubiertos por illita (Ill); c) Cristales de biotita reemplazados por clorita (Chl) con exsoluciones de minerales opacos y titanita (Ttn). Qz: cuarzo, Sa: sanidina; d) Imagen de electrones secundarios en donde se observan cristales de clorita (Chl) con un patrón de semi-roseta junto a ilmenita (Ilm) como reemplazo de un mineral máfico; e) Cristales de clorita (Chl) con textura fibrosa y adularia (Ad) dispuestos en cavidades; f) Cristales de clorita euhedrales como relleno de microfracturas y agregados de cloritas como reemplazo de la matriz de la ignimbrita rica en líticos y pómez. Los cuadrados rojos en las imágenes indican los sectores en los cuales se realizaron análisis químicos semicuantitativos.

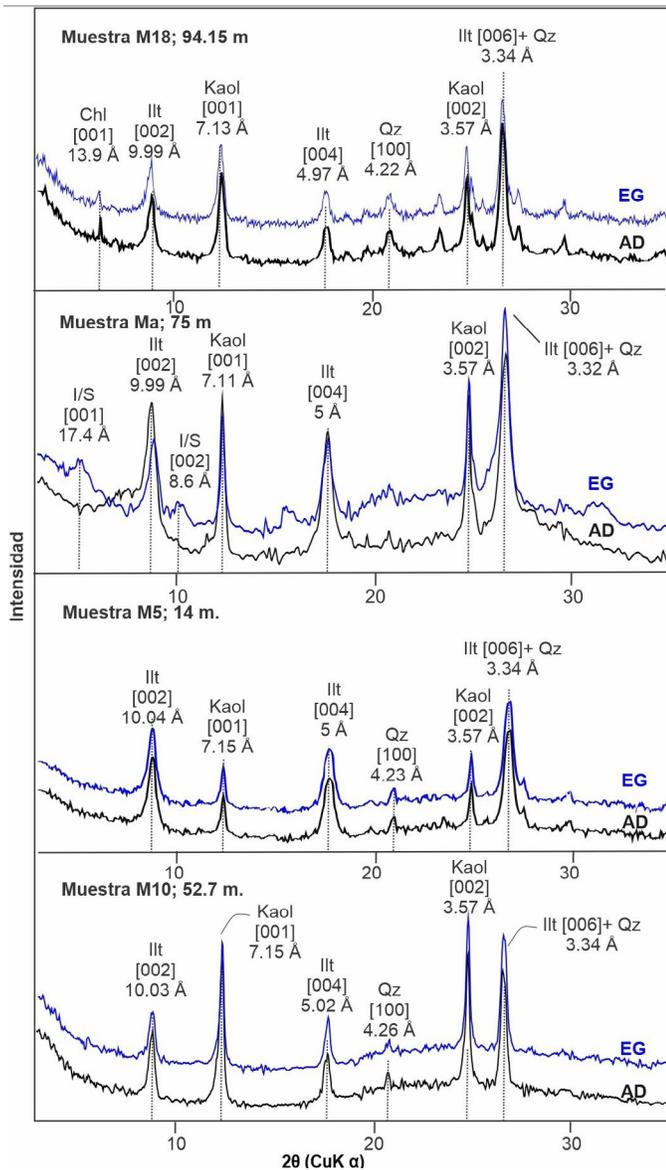


Figura 6. Difractogramas de rayos X representativos de preparaciones de polvo orientado de minerales arcillosos (fracción de tamaño de partículas < 2 μm) correspondientes a muestras de distintas profundidades de los sondeos estudiados. AD: seco al aire; EG: etilenglicolado. Illt: Illite; Kao: caolinita; Qz: cuarzo; Chl: clorita; I/S: illita-esmectita.

fracción menor que 2 μm (Fig. 6). Dicho mineral se identificó a partir de los picos de mayor intensidad correspondientes a las reflexiones de 4.25 Å (d001) y 3.34 Å (d002) comparables con la ficha ICDD 33-1161 (ICDD 1993). En las imágenes obtenidas con el microscopio electrónico de barrido, se reconocen zonas aisladas con cuarzo hidrotermal asociado a illita y clorita (Fig. 8b).

La pirita es relativamente abundante y posee gran distribución (Fig. 2). En general se presenta como reemplazo de cristaloclastos de minerales magmáticos máficos y fragmentos líticos, y en ocasiones forma cúmulos en la matriz. Mediante microscopía óptica de reflexión se determinó que los cristales poseen morfología cúbica, algunos de ellos par-

cialmente desferrizados, que no superan los 50 μm de tamaño. En algunas imágenes obtenidas mediante el microscopio electrónico de barrido se observan *boxworks* producidos por la disolución-lixiviación de cristales de pirita diseminados en la roca de caja (Fig. 8c).

En el sector de *hanging wall*, se determinó adularia en muestras a distancias que varían entre 12.8 y 32.6 m respecto a la Veta Norte, mientras que en las zonas más profundas (*footwall*), fue descrita en muestras distanciadas de la Veta Norte entre ~ 13.75 y 41.9 m (Fig. 2). Al microscopio se observa que posee un buen desarrollo cristalino, con cristales rómbicos (tamaños entre 100 y 200 μm ; Fig. 5e y Fig. 9a; Dong y Morrison 1995). También se presenta como relleno de microfracturas y espacios vacíos/ocedades junto con clorita y cuarzo (Fig. 5a). En imágenes con MEB, se observaron cristales con buen desarrollo cristalino cubiertos por illita (Fig. 9a). A partir del análisis EDX (n = 5) se determinó que los contenidos de Al varían entre 10.2 y 14.5 % en peso, de Si entre 26.1 y 34.7 % en peso y de K entre 6.8 y 14.2 % en peso.

Estadio 2 (E2): Está representado por la asociación illita + cuarzo + illita-esmectita + pirita + esfalerita + galena (Fig. 4). La illita es un mineral abundante en todas las muestras estudiadas (Figs. 2b y c). Se encuentra como: 1) reemplazo parcial a total de cristaloclastos de sanidina preferentemente en las zonas de núcleo y planos de clivaje (Fig. 3b; Fig. 9b); 2) reemplazo pseudomórfico de fragmentos líticos (Fig. 9c); 3) reemplazo de cristales desferrizados de biotita, 4) relleno de microfracturas junto a cuarzo y sulfuros (Fig. 9d) y 6) reemplazo en parches de la matriz. En las imágenes de electrones secundarios presenta una textura rugosa, con morfología de “velos” intercrecidos entre sí que cubren cristales de cuarzo microcristalino y reemplaza a clorita (Fig. 8b), también reemplaza cristales de adularia (Fig. 9a). La illita se reconoció en todos los difractogramas realizados a partir de sus reflexiones con máximas intensidades en 10.5 y 4.43 Å, comparables con la ficha ICDD 29-1496 (Fig. 6; ICDD 1993). Al saturar con etilenglicol no se reconocieron cambios en la intensidad ni en los valores de sus reflexiones, a excepción de única muestra (Fig. 6). Los valores FWHM obtenidos (n = 17, de 0.19 a 0.58°2 θ ; Anexo 1) presentan una variación según la proximidad a la estructura mineralizada y a la profundidad, los mismos son menores en las proximidades a la Veta Norte (Fig. 10a) y en las zonas más profundas (Fig. 10b), y aumentan en las muestras representativas de sectores más alejados y superficiales. Las difracciones 17.4 Å y 8.6 Å en una muestra seca al aire y etilenglicolada indican la presencia del interestratificado illita-esmectita (Fig. 6, muestra Ma). Los análisis químicos semi – cuantitativos realizados en illita (n = 12) indican contenidos de Si (23.7 – 29.2 % en peso), Al (10

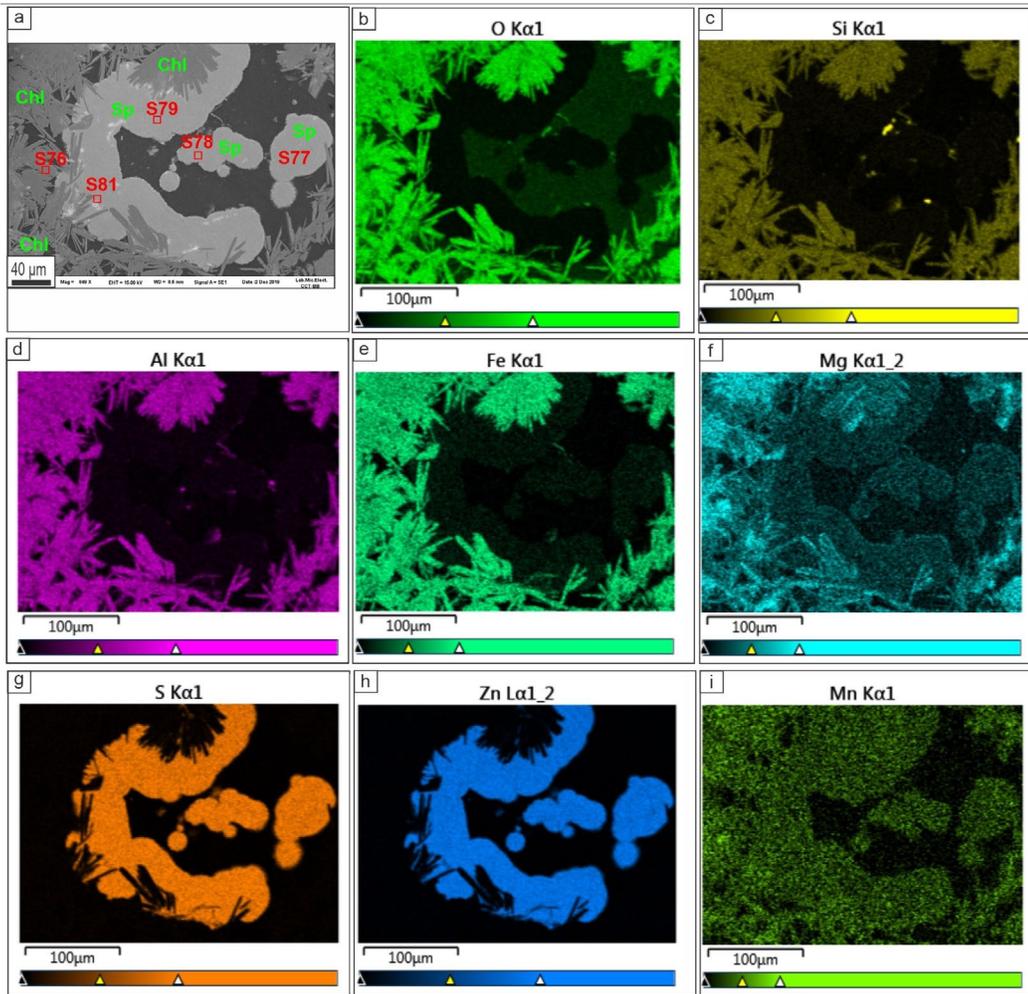


Figura 7. a) Clorita (Chl) con hábito fibroso - radiado y esfalerita (Sph) con hábito botroidal; b – i) Mapas composicionales en los cuales se muestran los contenidos relativos de O, Si, Al, Fe, Mg, S, Zn y Mn.

– 12.9 % en peso) y K (6.8 – 10.5 % en peso), con menores cantidades de Mg y Fe (d.l.d – 0.7 % en peso y d.l.d. – 2.8 % en peso, respectivamente).

La pirita y la esfalerita se presentan como relleno de microfracturas irregulares, donde los cristales de pirita muestran en su interior núcleos de galena (Fig. 9d). En ocasiones la esfalerita desarrolla hábito botroidal y cubre cristales de clorita (Fig. 7). Es común que las venillas de sulfuros y cuarzo presenten salbandas compuestas por illita (Fig. 9c).

Estadio 3 (E3): En este estadio se formaron caolinita y calcedonia (Fig. 4). La caolinita se identificó en la mayoría de las muestras analizadas. Se presenta como reemplazo pseudomórfico de *fiames* (Fig. 9e) y fragmentos líticos. En los cristaloclastos de sanidina se presenta como relleno de oquedades por posible disolución del feldespato magmático e illita (Fig. 9b), o como reemplazo de los bordes y/o el núcleo del feldespato potásico asociada a cuarzo. Localmente reemplaza la matriz en forma de parches irregulares. En las imágenes de electrones secundarios, caolinita está en agregados con buen desarrollo cristalino y una estructura tipo “acordeón” (Fig. 9f). Los cristales individuales tienen la típica morfología

con caras pseudo-hexagonales que no superan los 10 μm y sus bordes no se encuentran corroídos (Fig. 9f). Los análisis químicos semi – cuantitativos (n = 5) realizados indican la presencia de Si (23.4 – 25.6 % en peso), O (51.5 – 55.1 % en peso) y Al (21.4 – 22.9 % en peso).

Por difracción de rayos X caolinita se identificó en todas las muestras de polvo (fracción menor que 2 μm) con sus máximas intensidades en valores de reflexiones de 7.17 y 3.57 Å, comparable con la ficha ICDD 14-164 (ICDD 1993). Al ser saturadas con etilenglicol, en general el tamaño de los picos disminuye levemente, pero no modifican su posición según el ángulo 2θ (Fig. 6). En las muestras analizadas (n = 17) los valores FWHM obtenidos son variables (desde 0.19 hasta 0.33°2θ). En el diagrama de índices de FWHM versus profundidad de las muestras analizadas (Figs. 10a y b) se observa que caolinita presenta alta cristalinidad en todas las muestras con variaciones en el grado de ordenamiento: las zonas más próximas a la estructura mineralizada presentan un mejor ordenamiento y por lo tanto, una mayor cristalinidad respecto a las zonas más alejadas. La calcedonia fue identificada localmente como un mineral de relleno en microfracturas y

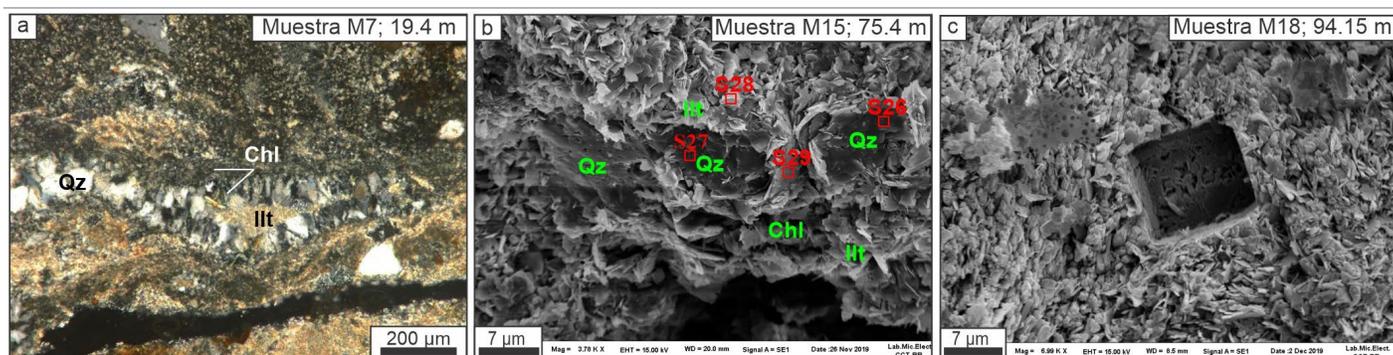


Figura 8. a) Microvenilla de cuarzo (Qz) con textura de crecimiento primario en peine asociado a clorita (Chl) e illita (Illt); b) Illita (Illt) cubre cristales de cuarzo hidrotermal (Qz) y reemplaza cristales de clorita (Chl); c) *Boxwork* generado posiblemente por la disolución de un cristal de pirita; illita (Illt) en los alrededores. Los cuadrados rojos en las imágenes indican los sectores en los cuales se realizaron análisis químicos semicuantitativos

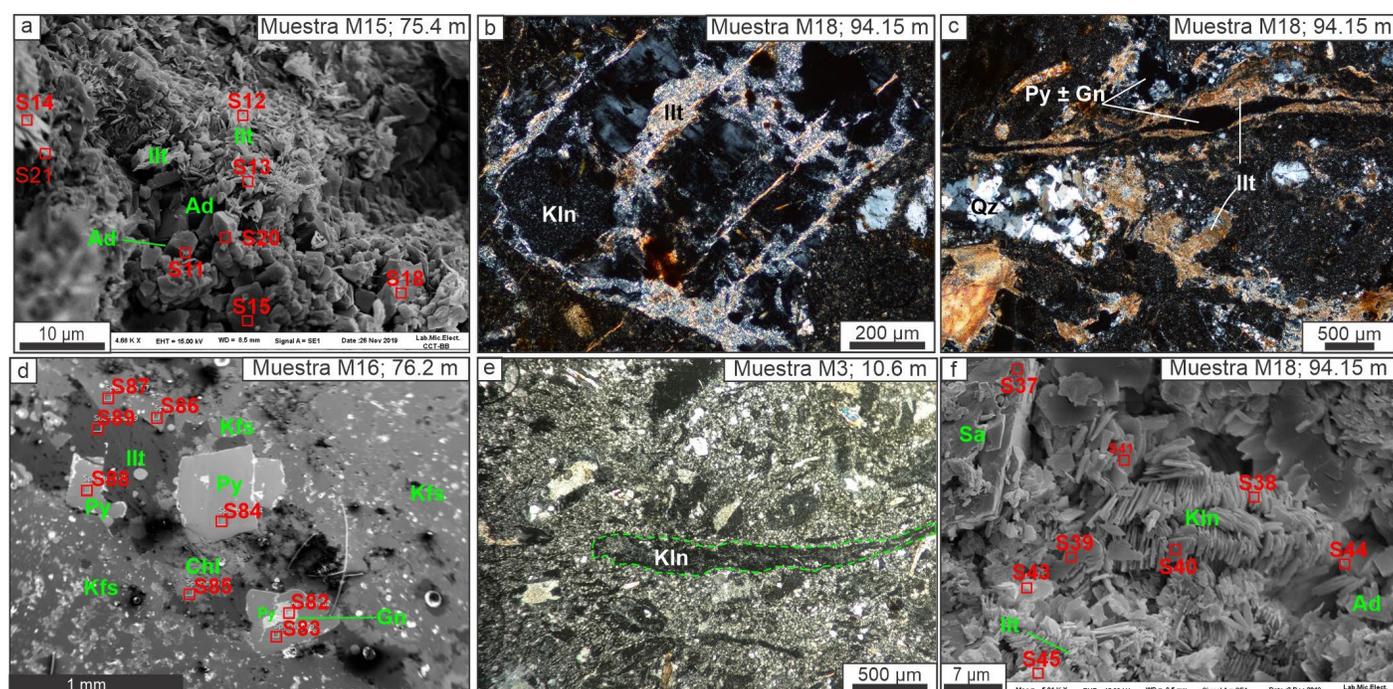


Figura 9. a) Imagen de electrones secundarios en donde se observa illita (Illt) que cubre cristales de adularia (Ad); b) Cristaloclastos de sanidina (Sa) con reemplazo parcial de illita (Illt) y caolinita (Kln) en forma de parche; c) Illita (Illt) reemplaza fragmentos litélicos y junto con cuarzo hidrotermal (Qz) se encuentran como relleno de microvenillas y fracturas; d) Imagen de electrones retrodispersados en donde se observa una venilla de pirita (Py) con núcleo de galena (Gn) junto con clorita (Chl); e) *Fiammes* reemplazadas pseudomórficamente por caolinita; f) Imagen de electrones secundarios en donde se observan agregados cristalinos de caolinita (Kln) con disposición en acordeón que reemplazan illita (Illt), adularia (Ad) y sanidina (Sa).

oquedades, a menudo con tonalidades grises y asociada a caolinita, sin sulfuros (Fig. 3j).

Estadio 4 (E4), alteración supergénica: Posteriormente a la actividad hidrotermal, el descenso de aguas meteóricas desestabilizó los minerales hidrotermales y generó condiciones favorables para la formación de óxidos e hidróxidos de Fe, óxidos de Mn y carbonatos hidroxilados de Cu. Los óxidos e hidróxidos de Fe y Mn son relativamente abundantes y se presentan en la mayoría de las muestras estudiadas (Figs. 2a y b). En muestras de mano se reconocen como pátinas que recubren la roca o como halos que rodean las venillas (Fig. 3a). En el microscopio óptico de reflexión, los mismos

se observan en su mayoría como cristales agrupados en la matriz, como productos de la oxidación de pirita y en forma de pátina en la matriz y cristaloclastos. Los óxidos de Mn se identificaron localmente como relleno y pátinas en microfracturas y a modo de parches en la matriz de las rocas volcánicas. Los carbonatos hidroxilados de Cu son abundantes y se observaron únicamente en el Sondaje SVN-D11-315 en contacto entre la brecha basal y la Veta Norte (Fig. 2b). Las mayores concentraciones fueron interceptadas entre los 52.3 m – 54.2 m de profundidad. En las márgenes de la estructura mineralizada predomina la textura brechosa, con abundante malaquita (30 % vol.) y azurita (2 % vol.) que reemplazan

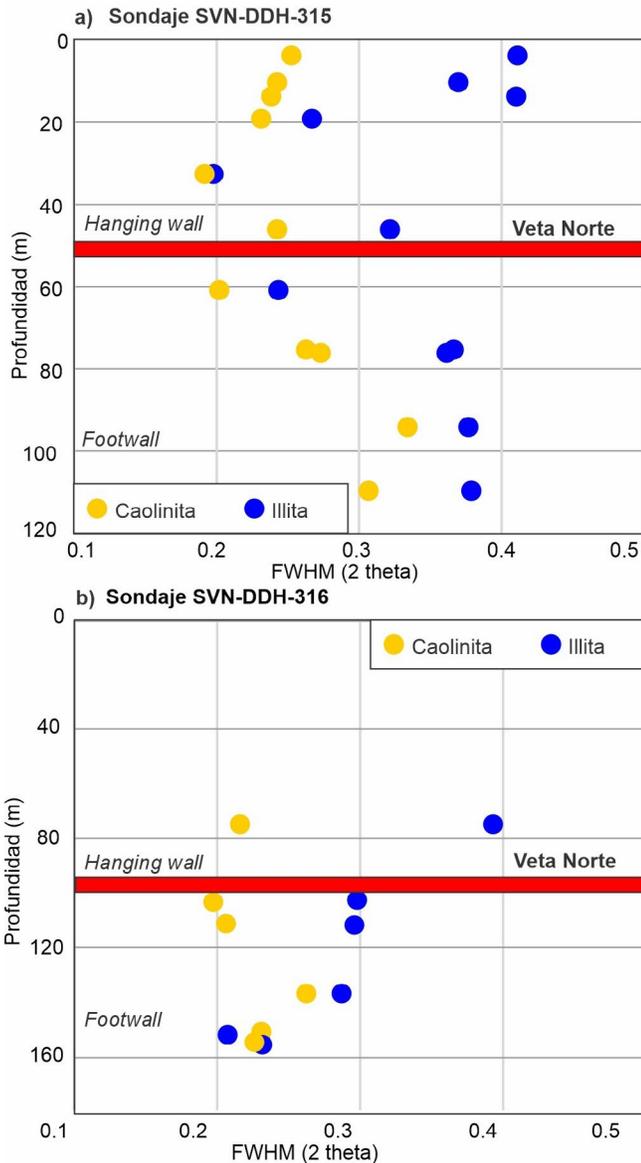


Figura 10. Variación de la cristalinidad de caolinita e illita (FWHM) medida para la reflexión 001, 2θ con la profundidad de las muestras analizadas. Datos de los índices FWHM en Anexo 1, tabla 1.

sulfuros primarios (Fig. 3ñ). A su vez, es común encontrarlos como relleno de microfrazas y diseminados en los clastos y matriz de la brecha basal.

DISCUSIÓN

La alteración hidrotermal que afecta a las rocas que hospedan las vetas epitermales ha sido estudiada en algunos sectores del proyecto La Josefina y se han definido los siguientes tipos de alteración: silíceo, propilítica, argílica y supergénica (Moreira et al. 2004b, 2005, Andrada de Palomera et al. 2012, Moreira y Fernández 2015, Muñoz Schillizzi

2021). En este trabajo se reconocieron las siguientes asociaciones de minerales hidrotermales: a) adularia + clorita + pirita + cuarzo formados en un estadio inicial (E1), b) illita + illita-esmectita + cuarzo + sulfuros formados posteriormente (E2), c) caolinita y calcedonia formadas durante el estadio 3 (E3) y d) óxidos e hidróxidos de Fe y Mn + carbonatos hidroxilados de Cu supergénicos del estadio 4 (E4). La secuencia paragenética indica un enfriamiento progresivo de los fluidos hidrotermales, mientras que la distribución de los minerales identificados respecto de la estructura mineralizada (Fig. 2) no permite confirmar una zonación horizontal ni vertical en las rocas piroclásticas que hospedan a la Veta Norte, al sur del sector Veta Norte y sólo se pudo constatar la superposición de dichas asociaciones, hecho que concuerda con los resultados publicados por Andrada de Palomera et al. (2012), los cuales indican que las alteraciones hidrotermales silíceo, argílica y propilítica observadas en secciones transversales del área norte del sector Veta Norte a menudo se superponen.

Temperaturas de los fluidos hidrotermales

En un sistema hidrotermal fósil los gradientes térmicos pueden inferirse a partir de la distribución de minerales de alteración sensibles a la temperatura, como los filosilicatos y otros silicatos hidrotermales. La superposición de minerales hidrotermales indica cambios tanto en la composición (incluido el pH) como en la temperatura de los fluidos hidrotermales relacionados con la evolución temporal del sistema (Browne 1978, Simmons y Browne 2000).

La adularia fue descrita como un mineral de relleno en las muestras de rocas volcánicas extraídas principalmente de sectores próximos a la Veta Norte y en las zonas más profundas (Figs. 2b y c). Es un mineral estable dentro de un amplio rango de temperaturas ($>100^\circ$ y $<300^\circ\text{C}$; Hedenquist et al. 2000). Las temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas en cristales de adularia en la Veta Adularia (perteneiente al sector Central; Fig. 1a) varían entre $250^\circ - 270^\circ\text{C}$ (Moreira 2005). Clorita rica en Fe fue descrita como un mineral temprano en la secuencia que rellena microfrazas asociada a pirita, adularia y cuarzo. En ambientes epitermales, minerales del grupo de las cloritas son estables a temperaturas mayores que 200°C (Hedenquist et al. 2000). Cloritas ricas en Fe como las determinadas en las muestras estudiadas, se forman a temperaturas que varían entre 210° y 225°C (Arias et al. 2010).

La illita se reconoció en toda la secuencia volcánica (Figs. 2b y c) y es estable a temperaturas entre 200° y 250°C (Browne y Ellis 1970, Reyes 1990, Harvey y Browne 1991, Simmons y Browne 2000) mientras que el interestratificado illita-esmec-

tita se forma entre los 150° y 220°C (Steiner 1968, 1977, Reyes, 1990). Por otra parte, las temperaturas de homogenización de inclusiones fluidas en esfalerita de las vetas Amanda y Cecilia (ambas pertenecientes al sector Veta Norte; Fig. 1a, Moreira et al. 2004b), indican temperaturas de homogenización entre 190° y 200°C. Dicho sulfuro se observó cubriendo cristales de adularia y clorita que rellenan microfracturas con salbandas de illita.

Los minerales del grupo del caolín están representados únicamente por caolinita. Caolinita es un mineral común en ambientes de pH bajo para un amplio rango de temperatura (Hedenquist et al. 2000). En ambientes epitermales se forma a temperaturas generalmente inferiores a 200°C, ya que es reemplazada por dickita o pirofilita a temperaturas más altas (Reyes 1990). Cuarzo hidrotermal y calcedonia son minerales frecuentes ya que se reconocieron en la mayoría de las muestras estudiadas y se forman a temperaturas comprendidas entre 100° y 300°C (White y Hedenquist 1990). Las temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas presentes en cristales de cuarzo de la Veta Norte y formados en los estadios iniciales de este sistema hidrotermal (Schalamuk et al. 1998) presentan gran dispersión y varían entre 170° y 290°C (Ríos et al. 2000). Por su parte, la pirita también es un mineral frecuente y se forma en un amplio rango de temperaturas que varía desde < 100° hasta 300°C (Hedenquist et al. 2000). A partir de las texturas observadas en algunas muestras y los datos microtermométricos se infiere que tanto el cuarzo como la pirita precipitaron en los pulsos E1 y E2. Tanto los óxidos e hidróxidos de Fe como los carbonatos de Cu son producto de la alteración supergénica, la cual tiene lugar a bajas temperaturas (30° a 40°C, Hedenquist et al. 2000).

Naturaleza de los fluidos hidrotermales

En las muestras estudiadas en este trabajo, no se observó calcita o epidoto y por lo tanto no se identificó la asociación de minerales típica de la alteración propilítica. En el proyecto La Josefina, la alteración propilítica ha sido descrita como halos difusos y distales a las vetas mineralizadas (Moreira et al. 2004b), e interpretada como debida a una alteración regional previa a la mineralización (Moreira 2005). Sin embargo, Andrada de Palomera et al. (2012) describen este tipo de alteración en los sectores más profundos (*footwall*) y en contacto espacial con vetas y silicificación alrededor de las mismas. En este trabajo, la asociación clorita + adularia + pirita + cuarzo se considera una facies temprana del sistema hidrotermal. Estos minerales se forman a partir de la interacción de la roca de caja con fluidos hidrotermales clorurados, de pH neutro a débilmente alcalino (Hedenquist et al. 1998, Hedenquist et al. 2000, Simpson et al. 2001) en sistemas epi-

termales de sulfuración baja a intermedia y en campos geotérmicos actuales (Browne y Ellis 1970, Reyes 1990, Reyes et al. 1993, Simmons y Browne 2000). Fluidos tempranos con estas características han sido descritos en contribuciones previas (Moreira 2005; Andrada de Palomera 2015, Muñoz Schillizzi 2021). La presencia de adularia y la ausencia de albita está controlada (además de la relación Na/K baja) por la permeabilidad de las rocas de caja, lo que se discutirá en párrafos siguientes. No se halló calcita en las muestras analizadas, sin embargo, este carbonato fue descrito a escala del proyecto como un mineral de ganga que rellena venas y vetas y como mineral de reemplazo poco abundante en los núcleos de fenocristales de plagioclasa (Andrada de Palomera 2015, Moreira et al. 2004b, Moreira 2005). Según Andrada de Palomera (2015), los minerales del grupo de las cloritas pudieron haber sido el producto de una alteración deutérica sin relación genética con la formación del sistema epitermal de La Josefina. Este fenómeno también ha sido propuesto en otros proyectos del Macizo del Deseado (Echeveste et al. 2020).

Para la formación de fluidos ácidos que favorecen la estabilidad de caolinita en sistemas epitermales, Hedenquist et al. (2000) propusieron tres fuentes principales: condensados magmáticos hipogénicos, oxidación por aguas calentadas por vapor y la alteración supergénica. Considerando que las vetas en el proyecto La Josefina corresponden a manifestaciones epitermales de baja a intermedia sulfuración (Fernández y de Barrio 1994, Schalamuk et al. 1997, 1998, Moreira 2005, Moreira et al. 2017) en las cuales se han documentado procesos de ebullición como principal mecanismo de precipitación de metales (Moreira y Fernández 2015; Ríos et al. 2000) y que en las muestras estudiadas se registraron evidencias que indican condiciones de ebullición del fluido (adularia rómbica, Dong y Morrison 1995), es posible que los fluidos ácidos necesarios para la formación de caolinita estén vinculados a aguas calentadas por vapor.

Durante la erosión sin-hidrotermal, la zona de alteración de tipo *steam heated* desciende junto con el nivel freático, y puede desarrollar un grueso manto de alteración hidrotermal de aguas ácidas superpuesto a la alteración generada en ambientes más profundos. Dado que el agua ácida calentada por vapor se forma sólo dentro de la zona vadosa, su distribución imita la de la capa freática, formando un manto de alteración, aunque, localmente, los fluidos pueden descender a lo largo de las fracturas y zonas más permeables (p. ej. zona de falla El Peñón) si la capa freática está deprimida (Hedenquist et al. 2000). Rolando y Fernández (1996) propusieron para el sector oriental de La Josefina una alteración producto de aguas ácidas calentadas por vapor representada por la asociación caolinita + tridimita de baja temperatura + ópalo. Minerales y

reemplazos silíceos asociados a alteraciones del tipo argílica avanzada formados a partir de la interacción de aguas ácidas calentadas por vapor con las rocas hospedantes fueron documentadas en otros depósitos epitermales ubicados en el Macizo del Deseado (Mykietiuik et al. 2005).

Otro proceso que genera aguas ácidas es la alteración supergénica, que se produce dentro de la zona vadosa y está controlada por la posición de la capa freática. Además de la formación de arcillas secundarias, los carbonatos hidroxilados, óxidos de Fe y Mn son comunes y suelen estar presentes (Hedenquist et al. 2000, Sillitoe 2005). Caolinita formada a partir de la interacción de las rocas de caja con estos fluidos suele presentar baja cristalinidad (Yilmaz 2003) y fue descrita en las rocas volcánicas del proyecto La Josefina (Moreira 2005, Moreira y Fernández 2015). Por tal motivo, aunque no haya sido registrada en nuestros estudios, no se descarta la presencia de este tipo de caolinita en el sector Veta Norte. Los óxidos e hidróxidos de Fe fueron descritos a lo largo de toda la columna, mientras que malaquita y azurita se presentan en general en forma de pátina asociados a la estructura mineralizada. Malaquita y azurita precipitan a valores de pH ~ 7 - 8 y ~ 6 y 7, respectivamente (Vink 1986, Kiseleva et al. 1992), lo que sugiere que al momento de la precipitación supergénica de los carbonatos de Cu, el pH ácido volvió a la neutralidad – alcalinidad. Todos estos minerales se habrían formado a partir de la infiltración de aguas meteóricas oxidantes (Hedenquist et al. 2000).

Permeabilidad de la roca de caja

La forma, las dimensiones y la distribución de la circulación de fluidos (y, por lo tanto, las zonas alteradas) suelen estar estrechamente relacionadas con los patrones iniciales de permeabilidad, porosidad y contrastes de composición de las rocas hospedantes (Rowland y Simmons 2012). La intensidad fuerte, el estilo penetrativo de la alteración hidrotermal descrita en todas las muestras estudiadas, la yacencia como relleno de algunos filosilicatos hidrotermales, el intenso venilleo y brechamiento hidrotermal en la zona de *hanging wall*, indican que cantidades significativas de fluido han interactuado con las rocas volcanoclásticas en una zona con fallamiento activo durante el Jurásico (Moreira et al. 2008). Las facies piroclásticas descritas han favorecido la circulación de los fluidos hidrotermales debido a una porosidad/permeabilidad alta en comparación a facies lávicas y dómicas también presentes en el proyecto La Josefina. Estas rocas a su vez han sido afectadas por fallamiento activo durante el Jurásico (Moreira et al. 2008).

En la Veta Norte, adularia con morfología rómbica y descrita como un mineral de relleno refleja la elevada permea-

bilidad asociada a la formación de las vetas. En general, las aguas cloruradas profundas están en equilibrio con el K y el Na, y el enfriamiento en combinación con la pérdida de CO₂ por ebullición aumenta el pH y estabiliza adularia (Giggenbach 1984). La ausencia de albita en las muestras estudiadas sugiere que toda la secuencia volcánicoclástica se comportó como una zona permeable a muy permeable, ya que dicho mineral suele presentarse en las márgenes de la pluma hidrotermal (Browne y Ellis 1970, Simmons y Browne 2000).

En zonas poco permeables donde el flujo de fluidos es difuso prevalecen los minerales interestratificados como illita/esmectita, mientras que en la proximidad a los canales a través de los cuales dichos fluidos circulan, clorita e illita precipitan directamente de la solución (Simmons y Browne 2000). Evidencia de este último caso se reconoció en muestras próximas a la estructura mineralizada donde se observaron dichos filosilicatos asociados a sulfuros y cuarzo como relleno de microfracturas.

Variaciones estructurales en filosilicatos – Cristalinidad de illita y caolinita

Estudios de cristalinidad de minerales arcillosos (Weaver 1960, Kubler 1967, Merriman y Peacor 1999, Ji y Browne 2000, Mas et al. 2006, Bongiolio et al. 2008) sugieren que la temperatura es el factor más importante que influye en la cristalinidad y los parámetros cristalinos (FWHM, grado de orden-desorden en la secuencia de apilamiento) se consideran buenos marcadores del rango de temperatura para la cristalización de arcillas (Merriman y Peacor 1999, Tillick et al. 2001). Las variaciones en el grado de cristalinidad de caolinita e illita se manifiestan en las variaciones del FWHM medido para la reflexión del plano cristalino 001 ($^{\circ}2\theta$). Para caolinita, los valores oscilan entre > 0.4 en cristales desordenados, es decir, de baja cristalinidad y < 0.3 en cristales ordenados, es decir de alta cristalinidad (Amigó et al. 1987). En el caso de illita, se asumen límites de anquizona ($200^{\circ} - 300^{\circ}\text{C}$) de $0.25^{\circ}2\theta$ y $0.42^{\circ}2\theta$ (Kübler 1968, Kisch 1991).

En los sondajes estudiados, se observa que tanto caolinita como illita presentan alta cristalinidad a lo largo de toda la perforación con leves variaciones del índice FWHM ($0.19 - 0.33^{\circ}2\theta$ y $0.19 - 0.58^{\circ}2\theta$, respectivamente). Los valores más bajos y correspondientes a caolinita de mayor cristalinidad se encuentran en zonas con mayor concentración de metales preciosos (próximas a la veta), mientras que los valores más elevados se ubican en las zonas distales, con ausencia de mineralización económica (Fig. 10). Los valores de cristalinidad de illita muestran un comportamiento similar en el sondaje SVN-DDH-315 (Fig. 10a), sin embargo, el mismo no es tan evidente en el sondaje SVN-DDH-316 (Fig. 10b) y sugiere

que los índices de cristalinidad menores estarían asociadas a mayores profundidades de formación. La variación espacial de las características cristalinas para las reflexiones de los planos (001) de caolinita documentadas en este trabajo, sugiere que este filosilicato en las muestras más distales a la Veta Norte se formó a menores temperaturas que la caolinita presente en muestras de zonas próximas a la veta. El enfriamiento progresivo de estos fluidos, al alejarse de la zona de circulación principal, habría generado al interactuar con las rocas de caja, caolinita con estructuras cristalinas menos ordenadas. Andrada de Palomera (2015) determinó que en las rocas de caja que hospedan las vetas Amanda y Cecilia (ubicadas al norte del sector Veta Norte, Fig. 1) los valores más bajos de cristalinidad de caolinita se encuentran próximos a las vetas y brechas hidrotermales, mientras que illita no es un buen indicador de paleoconductos ya que no presenta una variación clara de su cristalinidad entre las diferentes áreas.

CONCLUSIONES

Varios minerales hidrotermales fueron identificados en las rocas volcánicas estudiadas. Los mismos evidencian un fluido de características contrastantes y enfriamiento progresivo que circuló por una zona muy permeable e interactuó con rocas piroclásticas. Las relaciones paragenéticas y las condiciones de formación de los minerales identificados indican que no todos ellos fueron coetáneos, es decir, no pueden ser considerados como productos de un único evento hidrotermal. Adularia, clorita, pirita y cuarzo se habrían formado en el estadio E1 a partir de un fluido con temperaturas < 300°C, pH entre 6 y 7 y que presentó episodios de ebullición. Illita, illita-esmectita, sulfuros y cuarzo (E2) se habrían formado posteriormente al estadio inicial en un rango de temperaturas de los fluidos hidrotermales comprendido entre > 150° y < 250°C. La circulación de aguas ácidas calentadas por vapor y su descenso a través de las fallas, habría formado caolinita y calcedonia (E3). Finalmente, la interacción de las rocas con aguas meteóricas durante la alteración supergénica (E4), habría desestabilizado los minerales hidrotermales y generado óxidos e hidróxidos de Fe, óxidos de Mn y carbonatos de Cu. Todas estas asociaciones se encuentran superpuestas entre sí, por lo que no fue posible distinguir halos concéntricos de alteración, situación similar a lo que ocurre al norte del sector estudiado, documentado en estudios previos y también en otros depósitos epitermales ubicados en el Macizo del Deseado.

En los sondeos estudiados, caolinita presenta alta cristalinidad a lo largo de toda la perforación con los valores más al-

tos registrados en zonas próximas a la Veta Norte, afectadas por intenso fallamiento y favorable para la circulación de fluidos. Illita no es un buen indicador de paleoconductos ya que no presenta una variación clara de su cristalinidad respecto a la estructura mineralizada. Se propone para la caolinita un origen a partir de aguas calentadas por vapor descendientes que interactuaron con las rocas permeables y reactivas que hospedan a la Veta Norte en la zona de falla El Peñón.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de un trabajo final de licenciatura realizado en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Las autoras agradecen a dicha institución por haber financiado parte del material necesario para realizar la presente contribución, al Dr. Pedro Maiza por su ayuda en las descripciones petrográficas y sugerencias vinculadas al estudio de los filosilicatos y a los Lics. Danilo Silva, Pablo Castro, Mariano Ibaldi y Vicente Sánchez por su ayuda en la obtención de muestras y datos de subsuelo. Las autoras también agradecen a el revisor Dr. Raúl Lira, a la revisora Dra. Pilar Moreira y a la editora Dra. Marta Franchini por la detallada lectura del manuscrito y sus comentarios y opiniones que permitieron mejorar y enriquecer sustancialmente nuestro trabajo.

REFERENCIAS

- Amigó, J.M., Bastida, J., García, Agramut, M.J., Sanz, M. y Galvan, J. 1987. Crystallinity of Lower Cretaceous kaolinities of Teruel. 6th Euroclay Conference. Relatorio: 74-75, Sevilla.
- Andrada de Palomera, R.P. 2015. Spectral prospectivity mapping of the Deseado Massif, Argentina: deciphering the geochemistry and mineralogy of a low to intermediate sulfidation epithermal system. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias de la Geoinformación y Observación de la Tierra, Universidad de Twente (inédito), 206 p., Países Bajos.
- Andrada de Palomera, R.P., van Ruitenbeek, F.J.A., van der Meer, F.D. y Fernández, R. 2012. Geochemical indicators of Au-rich zones in the La Josefina epithermal deposit, Deseado Massif, Argentina. *Ore Geology Review* 45:61-80.
- Arias, A.S., Figueroa, L.C.M. y Melo, R.T. 2010. Clasificación química y geotermometría de las cloritas de las formaciones cretácicas Santa Rosa y Lutitas de Macanal, Cinturón Esmeraldífero Oriental, Cordillera Oriental, Colombia. *Boletín de Geología* 32(2):45-54.
- Arribas, J.R.A., Schalamuk, I., de Barrio, R., Fernández, R. e Itaya, T. 1996. Edades Radimétricas de Mineralizaciones Epitermales Auríferas del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. 39°

- Congreso Brasileiro de Geología, Actas 254–257, Salvador, Brasil.
- Bongiolo, E. M., Patrier-Mas, P., Mexias, A. S., Beaufort, D. y Formoso, M. L. L. 2008. Spatial and temporal evolution of hydrothermal alteration at Lavras do Sul, Brazil: evidence from dioctahedral clay minerals. *Clays and Clay Minerals* 56(2): 222-243.
- 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.
- Demoustier, A., Castroviejo, R. y Charlet, J. M. 1998. Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au – Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. *Boletín Geológico y Minero* 109: 449-468.
- Dietrich, A., Gutierrez, R., Nelson, E. P. y Layer, P. W. 2012. Geology of the epithermal Ag–Au Huevos Verdes vein system and San José district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineralium Deposita* 47: 233-249.
- Dong, G. y Morrison, G.W. 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita* 30(1): 11-19.
- Dong, G., Morrison, G. y Jaireth, S. 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology* 90(6): 1841-1856.
- Echavarría, L. E., Schalamuk, I. B. y 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.
- Echeveste, H., López, L. y Carlini, M. 2016. Geology of the Manantial Espejo epithermal district, Deseado Massif, Patagonia Argentina. *Journal of Maps* 12(1): 172-177.
- Echeveste, H. J., Páez, G. N., López, L., Carlini, M. y De Martino, F. 2020. El complejo volcánico Bahía Laura en la zona del distrito minero Manantial Espejo. *Revista del Museo de La Plata*, 5: 1-35.
- Fernández, R. y de Barrio, R. 1994. Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de Comunicaciones, Universidad de Chile* (45): 59-66.
- Fernández, R., Echeveste, H., Tassinari, C. y Schalamuk, I. 1999. Rb–Sr age of the La Josefina epithermal mineralization and its relation with host volcanic rocks, Deseado Massif, Santa Cruz Province. 2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas: 462–465, Córdoba, Argentina.
- 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., Zattin, M., Savignano, E., Genge, M.C., Tavani, S. y 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.
- Fernández, M. L., Franchini, M., Mazzoli, S., Caffè, P. J. y Garrone, A. 2022. The Au-Ag (Zn, Pb, Mo, Cu) Sulfuro Vein, La Paloma district, Deseado Massif, Argentina: Geochemical characterization and new insights into the 4D evolution of ore shoots. *Journal of Geochemical Exploration* 241: 107-053.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. y 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). *Journal of South American Earth Sciences* 30 (3-4): 134-150.
- Giggenbach, W.F. 1984. Mass transfer in hydrothermal alteration systems - a conceptual approach. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48(12): 2693-2711.
- 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(1-2): 35-47.
- Harvey, C. C. y Browne, P. R. 1991. Mixed-layer clay geothermometry in the Wairakei geothermal field, New Zealand. *Clays and clay minerals* 39: 614-621.
- Hedenquist, J., Arribas, A. y Reynolds, T. J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology* 93(4): 373-404.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.R. y Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. En: Hagemann, S.G. and Brown P.E. (Eds.), *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology* 13: 245–277.
- International Centre For Diffraction Data (ICDD) 1993. Mineral powder diffraction file. Data book. Swarthmore. Pennsylvania. 782 p.
- Ji, J. y Browne, P. 2000. Relationship between illite crystallinity and temperature in active geothermal systems of New Zealand. *Clays and Clay Minerals* 48(1): 139-144.
- 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, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 278 p, La Plata, Argentina.
- Jovic, S. M., Guido, D. M., Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., Tassinari, C. C. G. y Recio, C. 2011. Pingüino In – bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 45: 735 – 763.
- Kiseleva, I. A., Ogorodova, L. P., Melchakova, L. V., Bisengaliev, M. R. y Becturganov, N. S. 1992. Thermodynamic properties of copper carbonates—malachite $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$ and azurite $\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$. *Physics and Chemistry of Minerals* 19: 322-333.
- Kisch, H. J. 1991. Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *Journal of*

- Metamorphic Geology 9(6): 665-670.
- Kubler, B. 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Etages tectoniques: 105-121.
- Lezcano, K. 2017. Geología en profundidad de las rocas hospedantes de la Veta Norte y su relación con la mineralización, Proyecto La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis de Licenciatura en Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de la Pampa (inédita), 87 p., Santa Rosa, La Pampa, Argentina.
- López, L., Jovic, S. M., Guido, D. M., Vidal, C. P., Páez, G. N. y 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.
- Luna, G. L. 2021. Caracterización de los pulsos mineralizantes de la veta argentífera Julia Norte, proyecto Virginia, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur (inédita) 94 p., Bahía Blanca, Buenos Aires, Argentina.
- Mas, A., Guisseau, D., Mas, P. P., Beaufort, D., Genter, A., Sanjuan, B. y Girard, J. P. 2006. Clay minerals related to the hydrothermal activity of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe). *Journal of Volcanology and Geothermal research* 158(3-4): 380-400.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rock: Hobart, Tasmania, Centre for Ore Deposit Research, Universidad de Tasmania, Hobart, 198 p. Tasmania.
- Merriman, R. J. y Peacor, D. R. 1999. Very low-grade metapelites: Mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. *Low-Grade Metamorphism*, Blackwell Sci., Oxford, UK. 10-60 p.
- Moreira, P., López, K., Etcheverry, R. O. y Fernández, R. R. 2004a. Caracterización de la argilización asociada a las manifestaciones epitermales de Au-Ag del área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 249-254, Río Cuarto.
- Moreira, P., Fernández, R., Ríos, J. y Schalamuk, I. A. 2004b. Caracterización de la esfalerita de las manifestaciones epitermales del área La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. 7° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 89-94, Río Cuarto.
- Moreira, P. 2005. Geología y metalogénesis del distrito La Josefina, macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 383 p, La Plata, Argentina.
- Moreira, P., Fernández, R., Cabana, C. y Schalamuk, I. 2008. Análisis estructural de volcanitas y mineralizaciones jurásicas del Prospecto epitermal La Josefina (Au-Ag), Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 84-93.
- Moreira, P., Echeveste, H., Fernández, R., Harmann, L., Santos, J.O. y Schalamuk, I. 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold-silver ore in the Deseado Massif, Argentine Patagonia: based on Manantial Espejo and La Josefina Prospects. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlungen* 253(1): 25-40.
- Moreira, P., Fernández, R., Etcheverry, R. y Schalamuk, I. 2010. Complejos de domos jurásicos (~150 Ma) La Josefina y María Esther, sector central del Macizo del Deseado, Patagonia Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 335-348.
- Moreira, P. y Fernández, 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.
- Moreira, P., Permuy Vidal, C. y Fernández, R. 2017. Brecha de erupción hidrotermal en el depósito epitermal de Au-Ag La Josefina, Macizo del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(3): 383-393.
- Mugas Lobos, A. C., Márquez-Zavalía, M. F., Lira, R. y Hernández, L. B. 2021. Mineralogy and microthermometry of the Escondida, Gabriela and Margarita mineralized structures from the Cerro Moro epithermal deposit, Deseado Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 105: 103077.
- Muñoz Schillizzi, R. 2021. Caracterización de la alteración hidrotermal de las volcanitas que hospedan la Veta Norte, proyecto La Josefina, Macizo del Deseado, Patagonia Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional del Sur (inédito), 93 p. Bahía Blanca, Argentina.
- Muñoz Schillizzi, R., Bouhier, V. E., Lescano, L., Sanchez, V. y Castro, P. 2019. Caracterización de la alteración hidrotermal en el sondaje SVN-D11-315, Veta Norte, proyecto La Josefina, Macizo del Deseado, Patagonia Argentina. 8° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogenia, Actas, 384-354, Córdoba.
- Muñoz Schillizzi, R., Bouhier, V. E., Lescano, L. y Sanchez, V. 2022. Variación de la cristalinidad de caolinita hidrotermal asociada a la mineralización epitermal en el Sector Veta Norte, Proyecto La Josefina, Macizo Del Deseado, Patagonia Argentina. 21° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1595-1596, Puerto Madryn.
- Mykietiuik, K., Fernández, R. y Azevedo, F. 2005. Alteraciones hidrotermales superpuestas: Producto de fluidos de pH neutro y ácido en el cerro Guanaco, macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 023-031.
- Páez, G. N., Ruiz, R., Guido, D. M., Río, F. J., Subías, I., Recio, C. y Schalamuk, I. B. 2016. High – grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: The interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis. *Ore Geology Reviews* 72: 546-561.
- Pankhurst, R. J., Leat, P. T., Sruoga, P., Rapela, C. W., Márquez, M., Storey, B. C. y Riley, 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(1-2): 113-136.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M. y 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.
- Permuy Vidal, C. 2014. Caracterización detallada de la mineralización en veta Eureka, y su comparación con otras mineralizaciones del Distrito

- Cerro Negro, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata (inédito), 273 p. La Plata, Argentina.
- Permuy Vidal, C., Guido, D.M., Jovic, S.M., Bodnar, R.J., Moncada, D., Melgarejo, J.C. y 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. *Mineralium Deposita* 51(6): 725-748.
- Poppe, L.J., Paskevich, V.F., Hathaway, J. C. y Blackwood, D.S. 2001. A laboratory manual for X- ray powder diffraction. US Geological Survey open-file report 1(41): 1-88.
- 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.
- Reyes, A.G., Giggenbach, W.F., Saleras, J.R.M., Salonga, N.D. y Vergara, M.C. 1993. Petrology and geochemistry of Alto Peak, a vapor-cooled hydrothermal system, Leyte province, Philippines. *Geothermics* 22: 479-519.
- Riley, T.R., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. y Harris, C. 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting: *Journal of Petrology* 42: 1043-1065.
- Ríos, F.J., Alves, J.V., Fuzikawa, K., Schalamuk, I.B., de Barrio, R. y del Blanco, M. 2000. Fluid evolution in the la Josefina Au-epithermal system, Macizo del Deseado, southern Patagonia, Santa Cruz, Argentina. *Revista Brasileira de Geociencias* 30(4): 769-774.
- Rolando, A.P. y Fernández, R. 1996. Alteración hidrotermal del sector nor-oriental del prospecto epitermal La Josefina, Santa Cruz. 3 Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional de La Plata, Actas 5: 209-216. La Plata.
- Rowland, J. V. y Simmons, S. F. 2012. Hydrologic, magmatic, and tectonic controls on hydrothermal flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Implications for the formation of epithermal vein deposits. *Economic Geology* 107(3): 427-457.
- Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R.R. 1997. Jurassic epithermal Au–Ag 1091 deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12(3): 173–186.
- Schalamuk, I. B., Echeveste, H., Etcheverry, R. y Ametrano, S. 1998. Metalogénesis del yacimiento de oro-plata “Manantial Espejo”, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, Buenos Aires, 50: 217-236.
- Sillitoe, R. H. 2005. Supergene Oxidized and Enriched Porphyry Copper and Related Deposits. En: Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. y Richards, J. P (eds). One Hundredth Anniversary Volume. *Economic Geology*: 723-765.
- Sillitoe, R.H. y Hedenquist, J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. En: Simmons, S.F. y Graham, I.: *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within Earth*. Special Publication of the Society of Economic Geologists 10: 315-343.
- Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. En: Hedenquist, J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb, R.J. and Richards, J.P (Eds.). *Economic Geology, One Hundredth Anniversary*: 485-522.
- 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.
- Simpson, M., Mauk, J. y Simmons, S. 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. 2007. The Favona Epithermal Gold-Silver Deposit, Waihi, New Zealand. *Economic Geology* 102(5): 817-839.
- Steiner, A. 1968. Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand. *Clays and Clay Minerals* 16:193-213.
- Steiner, A. 1977. The Wairakei geothermal area. North Island. New Zealand: Its subsurface geology and hydrothermal rock alteration. *New Zealand Geologic Survey Bulletin* 90: 1-133.
- Tillick, D. A., Peacor, D. R. y Mauk, J. L. 2001. Genesis of dioctahedral phyllosilicates during hydrothermal alteration of volcanic rocks: I. The Golden Cross epithermal ore deposit, New Zealand. *Clays and Clay Minerals* 49(2): 126-140.
- Vink, B. W. 1986. Stability relations of malachite and azurite. *Mineralogical Magazine* 50(355): 41-47.
- Wallier, S. 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (-gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral, University of British Columbia (inédita), 402 p. Vancouver.
- Weaver, C. E. 1960. Possible uses of clay minerals in search for oil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 44(9): 1505-1518.
- White, N.C. y Hedenquist, J.W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 36(1): 445-474.
- Yılmaz, H. 2003. Exploration at the Kuscaiyiri Au (Cu) prospect and its implications for porphyry-related mineralization in western Turkey. *Journal of Geochemical Exploration* 77(2-3): 133-150.