



Estadios *redox* en las vetas de cuarzo portadoras de scheelita en la mina El Colatillo, zona de cizalla El Realito - Río de la Quebrada, San Luis, Argentina

Eliei ENRIQUEZ¹, Gabriel RAMOS¹, Mateo IOCCO² y Augusto MOROSINI^{1,3}

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Luis. San Luis, Argentina.

² Programa de Infraestructura Hídrica, Ministerio de Obras Públicas e Infraestructura de la Provincia de San Luis. San Luis, Argentina.

³ Centro Científico Tecnológico CONICET San Luis. San Luis, Argentina.

Emails: enriquezeliei@gmail.com; georecurunsl@gmail.com; mateoiocco746@gmail.com; afmososini@gmail.com

Editor: Pablo Leal

Recibido: 6 de julio de 2023

Aceptado: 7 de febrero de 2024

RESUMEN

La zona de estudio se encuentra en la porción sur del Complejo Metamórfico Nogolí. Está compuesta por rocas metamórficas en las que se han intruido unidades ígneas famatinianas. Sobre estas rocas se han desarrollado zonas de cizalla dúctiles, que forman parte del sistema El Realito - Río de la Quebrada. Pequeñas manifestaciones de wolframio se encuentran ubicadas en una ortoanfibolita cizallada. La mineralización se presenta en forma de vetas y venillas de origen hidrotermal y, en menor proporción, diseminada en la roca hospedante por acción de una alteración metasomática hidrotermal. De acuerdo a estudios mineralógicos, texturales y químicos realizados en las vetas se caracterizaron tres estadios minerales, controlados por la fugacidad de oxígeno, que se denominaron: estadio reductor temprano, reductor tardío y estadio oxidante. El primer estadio temprano está conformado por una asociación mineralógica de $Qz + Pl + Cpx$, mientras que en el tardío se determinó la asociación de $Amp_1 + Tur + Grt \pm Ilm$. En el estadio oxidante se produce el reemplazo de los minerales más tempranos, formándose $Amp_2 + Sch + Czo + Ttn \pm F-Ap \pm Ccp \pm Py$. La mineralización tiene características de depósitos hidrotermales ricos en W (P, Ti, F) del tipo granófilos, con estrecha relación espacial con el Granito Quebrada El Colatillo, posible fuente de estos. La edad de la mineralización estaría acotada al cizallamiento regional, el cual controló la introducción de los fluidos hidrotermales, que ha sido asignada al Ordovícico - Silúrico.

Palabras clave: Wolframio, ortoanfibolita, basamento, Sierras Pampeanas, soluciones hidrotermales.

ABSTRACT

Redox stage in the bearing schellite quartz vein of the El Colatillo tungsten mine, in the El Realito - Río de la Quebrada shear zone, San Luis, Argentina.

The study area is located in the southern portion of the Nogolí Metamorphic Complex. It is composed of metamorphic rocks in which Famatinian igneous units have been intruded. Ductile shear zones have developed on these rocks, which are part of the El Realito - Río de la Quebrada system. Small tungsten deposits are located in sheared orthoamphibolites. The mineralization occurs in the form of veins and veinlets of hydrothermal origin and, to a lesser extent, disseminated in the host rock by a hydrothermal metasomatic alteration. According to mineralogical, textural and chemical studies carried out on the veins, three mineral stages were characterized, controlled by oxygen fugacity, which were called: early reducing stage, late reducing stage and oxidizing stage. The first early stage is made up of a mineralogical association of $Qz + Pl + Cpx$, while in the late stage the association of $Amp_1 + Tur + Grt \pm Ilm$ was determined. In the oxidizing stage, the replacement of the earliest minerals occurs, forming $Amp_2 + Sch + Czo + Ttn \pm F-Ap \pm Ccp \pm Py$. The mineralization has characteristics of hydrothermal deposits rich in W (P, Ti, F) of the granophile type, so the close spatial relationship with the Quebrada El Colatillo Granite could be a possible source of these. The age of the mineralization would be limited to the regional shearing, which controlled the introduction of hydrothermal fluids, which has been assigned to the Ordovician-Silurian.

Keywords: Tungsten, orthoamphibolite, basement, Sierras Pampeanas, hydrothermal fluids.

INTRODUCCIÓN

La mina El Colatillo se ubica en la región denominada Pampa de Gasparillo, a 120 km al N de la ciudad de San Luis y a 20 km aproximadamente al SO de la localidad de La Carolina, en el centro oeste de la Sierra Grande de San Luis en el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales. Geológicamente el área se encuentra en la porción sur del Complejo Metamórfico Nogolí, cerca del contacto con el Complejo Metamórfico Pringles (Sims et al. 1997) y dentro de un extenso sistema de cizallas dúctiles submeridiano denominado El Realito-Río de la Quebrada (Sato et al. 2003) de edad ordovícico-silúrica (González et al. 2006). El contexto geológico está representado por unidades metamórficas (esquistos y anfíbolitas) y unidades ígneas (granitos, granodioritas y tonalitas) que presentan una marcada estructura planar tectónica de rumbo NNE-SSO, posteriormente afectada por cizallamiento dúctil de rumbo similar.

Este depósito fue estudiado por primera vez por Iocco (2018) y mencionado por Enriquez et al. (2019). Se encuentra alojado en una zona de cizalla dúctil dentro de una ortoanfibolita. La mineralización de wolframio se manifiesta principalmente en un sistema de vetas y venas concordantes con la estructura, y en forma diseminada en la ortoanfibolita, que está alterada por metasomatismo hidrotermal alrededor de la veta. Los minerales de mena principales en las vetas, son scheelita y ferberita (variedad reinita), escasa pirita e ilmenita, mientras que la ganga se compone principalmente de cuarzo, piroxeno, anfíbol, plagioclasa, granate, epidoto, y en menor cantidad, titanita, turmalina y F-apatito. Los minerales de las vetas presentan microestructuras características de una deformación dinámica dúctil producida por el cizallamiento regional sobreimpuesto.

La mina El Colatillo conjuntamente con otras manifestaciones similares (mina Los Canales, mina Santa Benjamina) ubicadas al sur de la localidad de Villa de La Quebrada, en la Quebrada de Guascara y de Rumi Huasi (Moreno et al. 2010), constituyen la faja woframífera más occidental de la provincia de San Luis. Ambos conjuntos de minas se caracterizan por tener su mineralización de scheelita en ortoanfibolitas relacionadas a cizallas dúctiles sobreimpuestas, de orientación submeridiana.

El propósito del presente trabajo es describir la geología del depósito y la roca circundante, y caracterizar, de acuerdo a los rasgos texturales de las asociaciones mineralógicas y su composición química, los estadios de mineralización resultantes bajo un control redox de las soluciones hidrotermales ricas en W (P, Ti, B, F) que generaron estos depósitos.

GEOLOGÍA REGIONAL

La sierra de San Luis está conformada por un basamento ígneo-metamórfico, que es producto de procesos geológicos internos de la orogenia Famatiniana (Ortiz Suárez et al. 1992, Sims et al. 1997). Esta orogenia, en la sierra de San Luis afectó a metasedimentos con edades de sedimentación neoproterozoicas y cámbricas (Sims et al. 1997, Drobe et al. 2009, Rapela et al. 2016, Perón Orrillo et al. 2019) de manera diferencial, generando rocas de diferentes grados metamórficos (Ortiz Suárez et al. 1992, Hauzenberger et al. 2001, Ortiz Suárez y Casquet 2005). Además produjo un magmatismo temprano de rocas plutónicas con afinidades geoquímicas subalcalinas vinculadas a procesos de subducción de edad ordovícica (Sims et al. 1997, Llambías et al. 1998, Morosini et al. 2019) con extensión regional en las Sierras Pampeanas (Otamendi et al. 2020). Sobre el final de los procesos orogénicos famatinianos tempranos (Ordovícico Superior-Silúrico) se producen abundantes zonas de cizallas, que generan la estructuración del basamento en escamas tectónicas de diferentes niveles corticales, rodeadas por cinturones miloníticos producto de una intensa compresión del orógeno (Christiansen et al. 2019, Morosini et al. 2021). Estos conjuntos de rocas ígneas y metamórficas ordovícicas, fueron intruidas por una serie de plutones y batolitos graníticos de edad devónica (Sims et al. 1997, Llambías et al. 1998, López de Luchi et al. 2017, Muñoz et al. 2022) que son asignados al colapso del orógeno famatiniano (Llambías et al. 1998) o por la rotura de una placa subductada durante el ciclo gondwánico (Dahlquist et al. 2019).

La propuesta más aceptada para agrupar las rocas metamórficas de este basamento es la desarrollada por Sims et al. (1997), posteriormente modificada por Sato et al. (2003), Ortiz Suarez et al. (2009), Morosini et al. (2021), Ortiz Suarez et al. (2021), López de Luchi et al. (2021), entre otros. Este esquema distingue tres complejos metamórficos denominados de este a oeste, Conlara, Pringles y Nogolí. Los complejos están formados por rocas de medio y alto grado metamórfico que se disponen en fajas submeridianas (Ortiz Suárez et al. 1992), con contactos tectónicos entre sí (Morosini et al. 2021). Entre los complejos se disponen dos fajas de rocas de bajo grado denominadas Formación San Luis por Prozzi y Ramos (1988). Las unidades metamórficas de este basamento fueron intruidas por dos pulsos magmáticos eo-paleozoicos. El primero posee edad ordovícica, en torno a los 470 Ma, que está constituido por granitos, granodioritas, tonalitas y gabros (Sims et al. 1997, Llambías et al. 1998, Steenken et al. 2006, Morosini et al. 2017, 2019) con una signatura me-

taluminosa a peraluminosa y afinidad calcoalcalina (Brogioni et al. 2005). Ocasionalmente se encuentran rocas ultramáficas, principalmente rocas piroxeníticas u hornblendíticas, en un cinturón discontinuo dentro de las rocas de alto grado o vinculadas a rocas intermedias en diferentes complejos (Ferracutti et al. 2017, Morosini et al. 2019), asignadas al inicio del ciclo Famatiniano (Sims et al. 1997). El segundo magmatismo eo-paleozoico es de edad devónica, entre 410 y 385 Ma (Brogioni 1991, Sims et al. 1997, González et al. 2006). Está compuesto principalmente por rocas graníticas y en menor medida monzoníticas (Brogioni 1992, López de Luchi et al. 2017) que poseen una signatura metaluminosa a peraluminosa, con tendencias alcalinas a alcali-cálcicas (Brogioni 1992, López de Luchi et al. 2017).

CICLO METALOGENÉTICO DEL WOLFRAMIO EN EL BASAMENTO DE LA SIERRA DE SAN LUIS

Los depósitos de wolframio en el basamento de las Sierras Pampeanas de San Luis fueron agrupados por primera vez por Malvicini et al. (1991) en un ciclo metalogenético de edad paleozoica. Posteriormente Sosa et al. (2001), propusieron un modelo de cuatro épocas metalogenéticas, en tres de las cuales está presente el wolframio: Neoproterozoico Superior-Cámbrico Superior, Silúrico Medio - Devónico Superior y Carbonífero Inferior a Pérmico Inferior. Por otro lado, Skirrow et al. (2000), para las Sierras Pampeanas de San Luis, Córdoba y sur de La Rioja, acotaron los depósitos de wolframio al Devónico a un lapso comprendido entre 390 y 360 Ma. Mutti et al. (2007), propusieron un estadio metalogenético relacionado a la orogenia famatiniana tardía, en las Sierras Pampeanas de San Luis, durante el lapso Devónico Superior-Carbonífero. Ramos (2012), consideró tres épocas metalogenéticas para el wolframio en la sierra de San Luis, según el concepto de procesos metalogenéticos previos, durante, y posterior al ciclo Famatiniano. La época metalogenética previa al ciclo Famatiniano está representada por depósitos de wolframio localizados en el sur de la Sierra de San Luis, en metamorfitas de bajo grado (Formación San Luis), constituyendo la faja scheelítica La Florida-Santo Domingo. Los mismos consisten en mineralizaciones hidrotermales asociadas a volcanismo ácido en una cuenca con sedimentos areno-arcillosos ricos en B, Mn y W tipo sedex (Brodtkorb y Brodtkorb 1977, Fernández et al. 1991, Hack et al. 1991) durante el Cámbrico medio, de acuerdo a las edades del protolito sedimentario de la Formación San Luis obtenidas por Perón et al. (2019), y posteriormente removilizados durante la fase principal de la

orogenia Famatiniana en el Ordovícico Superior.

Al Famatiniano temprano (Ordovícico Superior-Silúrico) pertenecen los depósitos vetiformes de la faja Valle de Pancanta-La Carolina (Ramos et al. 1999; Ramos 2012; Ramos et al. 2013, 2016) con edad de 432 ± 12.9 Ma (K-Ar en muscovita de salvandas; Ramos y Ortiz Suárez 2005). Depósitos sedex previos, removilizados dentro de la faja La Florida-Santo Domingo en sistema de venillas segregadas y en vetas pegmatoides cuarzo-turmalínicas plegadas (Brodtkorb et al. 1985, Brodtkorb et al. 1989, Ramos 1990, Malvicini et al. 1991, Ramos 1991, Fernández et al. 1994, Ramos et al. 1997). Galliski et al. (2019) relacionaron esta mineralización con diques félsicos de leucogranitos tipo-S del área.

Otros depósitos de wolframio importantes se ubican en los distritos Sierras del Morro, Morrillos y Yulto, donde scheelita y wolframita se encuentran en rocas calcosilicatadas, venas de cuarzo y pegmatitas, definidos como depósitos estratiformes epigenéticos de edad silúrica por Llambías y Malvicini (1982), o como depósitos estratoligados singenéticos, volcanogénicos exhalativos según Stoll (1963), Brodtkorb y Brodtkorb (1979) y Delakowitz et al. (1991).

En el tardío y post-Famatiniano (Devónico-Carbonífero) se generan depósitos vetiformes de W (Mo, Bi), principalmente localizados en el norte de la Sierra de San Luis. Los más significativos son el Yacimiento Los Avestruces, en las proximidades de la localidad de San Martín (departamento homónimo), asociados a intrusivos ácidos y controlados por estructuras ONO (Etcheverry 1991) y asociado a lamprófiro (Montenegro et al. 2009); Yacimiento Los Piquillines (departamento San Martín) relacionado al Granito El Hornito (González 1957). Según Ulacco (1997) los depósitos del distrito San Martín corresponden a greisen. Otro depósito en el norte de la sierra, es el Yacimiento Los Cóndores, que encuentra al oeste de la localidad de Concarán (departamento Chacabuco) definido como depósito hidrotermal de media a alta temperatura por Brodtkorb y Ametrano (1981), de edad entre 360-350 Ma (Devónico superior). En la zona sur de la sierra, otros depósitos de este grupo son los vetiformes de cuarzo-turmalina con scheelita-wolframita como El Duraznito, El Tranquilo y La Esperanza (Leveratto y Malvicini 1982, Brodtkorb et al. 1998) que se localizan a unos pocos kilómetros al este de Santo Domingo, emplazados a lo largo de la zona de cizalla Río Guzmán de rumbo N-S y de edad Devónico superior (Sims et al. 1997).

METODOLOGÍA

Se cartografió el área de estudio mediante análisis de imá-

genes satelitales de libre acceso y levantamiento de campo asistido por GPS. Los datos fueron volcados al sistema de información geográfica Quantum GIS, y se confeccionó el mapa geológico. Durante los trabajos de campo se recolectaron datos estructurales, y se caracterizaron y muestrearon las diferentes unidades litológicas. Para el reconocimiento y muestreo de las zonas mineralizadas en las labores mineras se utilizaron lámparas con luz ultravioleta (UV). Las muestras se estudiaron mediante microscopía óptica transmitida, prestando especial atención a las microestructuras, texturas y asociaciones mineralógicas presentes en cada litología. El análisis petrográfico se realizó en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis.

Se seleccionaron muestras de la zona mineralizada para confeccionar cortes petro-calcográficos (secciones delgadas y pulidas) y describir minerales transparentes con microscopía de luz transmitida, minerales opacos mediante microscopía de luz reflejada y analizar composiciones químicas mediante microsonda de electrones. Las secciones delgadas y pulidas fueron realizadas en el Laboratorio de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis.

Los microanálisis cuantitativos se obtuvieron por medio de una microsonda electrónica (EPMA), modelo CAMECA SX100 en el Laboratorio de Geología y Geoquímica de los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo. Las condiciones analíticas fueron: un haz incidente de 1 a 8 μm de diámetro, con un voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente 20 nA con un tiempo de conteo de 10 s en el pico y 5 s en las posiciones de fondo. Se utilizó el modelo de corrección PAP. Para calibrar el equipo se usaron estándares de silicatos y óxidos naturales. Con el mismo instrumento se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados mediante microscopía de barrido (SEM-BSE). Las abreviaciones de minerales utilizadas en el texto y figuras corresponden a Whitney y Evans (2010).

Las fórmulas estructurales de los minerales se calcularon mediante hojas de cálculos predeterminadas para minerales específicos. Las fórmulas de anfíboles (incluyendo $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) se calcularon con la hoja de cálculo de Excel de Locock (2014). Los anfíboles se clasificaron siguiendo las recomendaciones de la International Mineralogical Association (Hawthorne et al. 2012). Las fórmulas para clinopiroxeno, granate, plagioclasa, epidoto se calcularon con una hoja de cálculo de Science Education Resource Centre (http://serc.carleton.edu/research_education/index.html). Los contenidos de Fe^{+3} en las fórmulas estructurales se calculan por déficit de carga. En el caso de epidoto se considera que todo el Fe es Fe^{+3} .

GEOLOGÍA DEL ÁREA

Geología del basamento

En la zona de estudio afloran unidades metamórficas que pertenecen al Complejo Metamórfico Nogolí y unidades ígneas plutónicas de composiciones graníticas a tonalíticas que han sido mapeadas y asignadas al ciclo orogénico Famatiniano por González et al. (2004). Estas unidades, que se extienden por fuera de la zona de estudio (Fig. 1) se encuentran intensamente afectadas por foliaciones tectónicas regionales y cinturones de cizallas dúctiles de gran longitud, de orientación NNE-SSO y NO-SE, que conforman parte del sistema denominado Faja de Cizalla Realito-Río de La Quebrada por Sato et al. (2003), caracterizado por Morosini et al. (2021). González et al. (2006) mencionaron en el área de estudio las zonas de cizalla Gasparillo y Colatillo.

Las rocas ígneas son los cuerpos plutónicos de la Granodiorita La Barranquita (González 2003), Tonalita Gasparillo (Llambías et al. 1996) y Granito Quebrada El Colatillo (Locco 2018). Las rocas metamórficas están representadas por ortoanfibolitas y esquistos del Complejo Metamórfico Nogolí (Fig. 2).

Ortoanfibolita: se disponen en un cuerpo tabular de unos 250 metros de ancho con orientación NE-SO y buzamiento al ONO con moderado ángulo (Fig. 2). En general posee contactos netos con las unidades circundantes (Fig. 3a, b) y particularmente del tipo tectónico con la Granodiorita La Barranquita. Son de color negro, con textura nematoblástica compuesta por anfíbol, cuarzo, plagioclasa, epidoto, titanita, ilmenita y zircon. Poseen una esquistosidad de rumbo NE, con buzamiento moderado al ONO y lineamiento mineral de anfíbol con buzamiento moderado hacia el SO.

En algunos sectores se encuentran lentes de rocas máficas menos recristalizadas rodeados de rocas más intensamente deformadas y recristalizadas (Fig. 3c). En estos lentes se conservan texturas magmáticas relícticas del protolito. Estas rocas se caracterizan por poseer una textura granosa de grano medio compuesta principalmente por anfíbol, plagioclasa, cuarzo y minerales opacos, según sus porcentajes modales el protolito es un gabro hornbléndico. Un rasgo característico de estas rocas es que sobre las texturas primarias se desarrollan microbandas de deformación que generan una recristalización de los minerales primarios.

Esquistos: se encuentran al este de la ortoanfibolita (Fig 3b), el cuerpo de roca presenta una morfología acuñada que se adelgaza en dirección NNE, posee un espesor máximo de 420 m en el sector SSO (Fig. 2). Al oriente se encuentran en contacto tectónico con la Tonalita Gasparillo mediante una

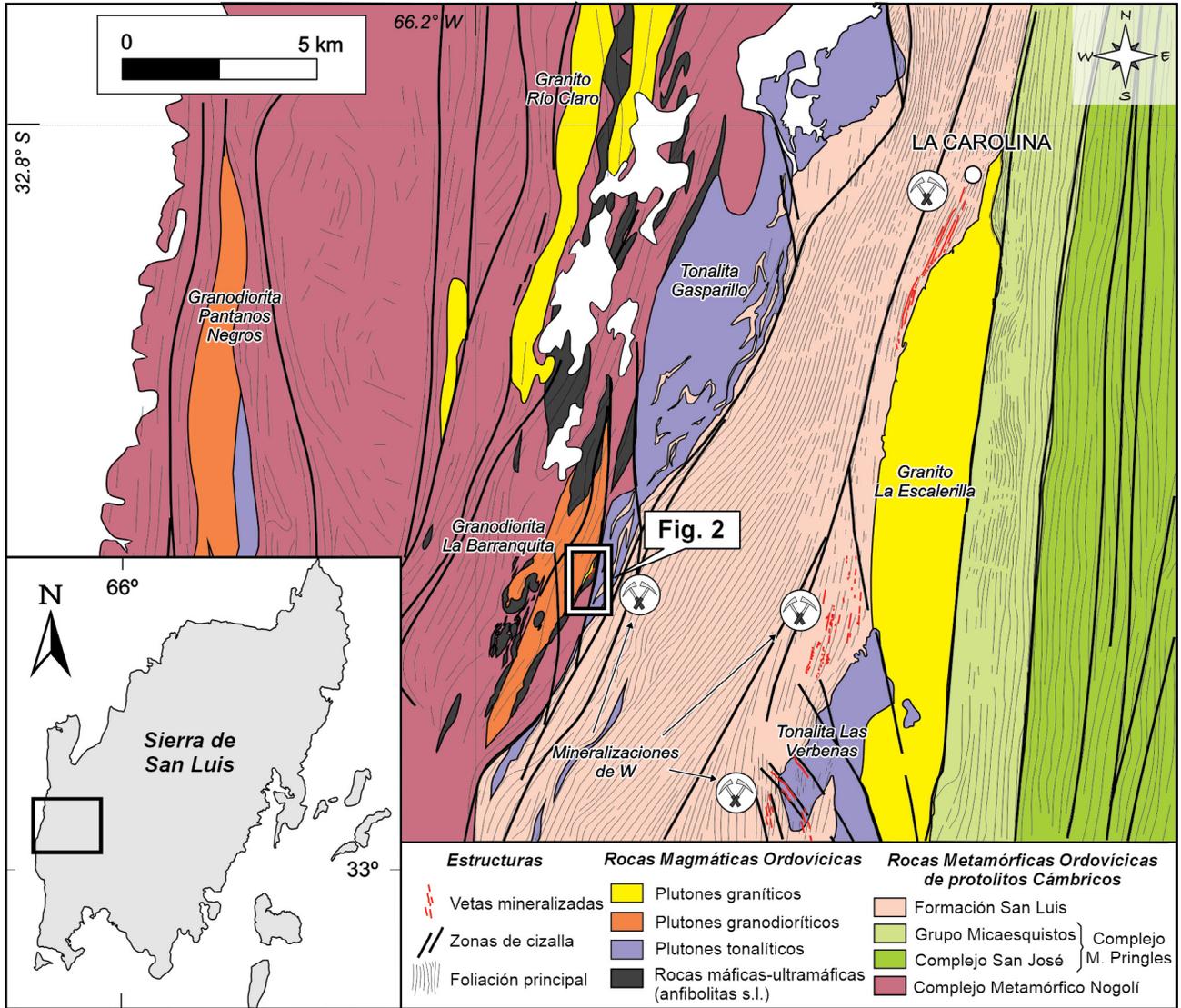


Figura 1. Mapa geológico regional con la ubicación de la zona estudiada, basado en González et al. (2004) y Morosini et al. (2017).

faja de cizalla de dirección NE-SO y buzamiento hacia al NO, que se denominó faja de cizalla oriental (Fig. 2). Las rocas se caracterizan por su esquistosidad muy penetrativa, de rumbo general NE-SO y buzamiento hacia el NO con alto ángulo. Sobre la esquistosidad se ha reconocido una lineación mineral definida por la orientación de Sil o de Bt, que posee un hundimiento al SSO de moderado ángulo. Litológicamente está compuesta de esquistos micáceos, formados principalmente por biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasa, sillimanita, granate y apatito.

Granodiorita Las Barranquitas: en el sector más occidental de la zona de estudio aflora parte del borde oriental del plutón La Barranquita (Fig 3a). Este plutón consiste en un cuerpo alargado con dirección NE-SO, que se extiende fuera de la zona de estudio. Se conforma principalmente por rocas granodioríticas de color rosado, compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico, circon y apatito, con tex-

tura granosa media. Posee una foliación definida por la orientación de filosilicatos con rumbo NNE-SSO e inclinación hacia el SSE de alto ángulo. Lo intruyen una serie de diques graníticos-pegmatíticos con dirección NE-SO y potencias desde un metro hasta 30 m aproximadamente (Fig. 2). El límite oriental del plutón es una faja de cizalla, aquí denominada occidental, que lo pone en contacto en parte con las anfibolitas, y en otra parte con el plutón Quebrada El Colatillo (Fig. 3a).

Granito Quebrada El Colatillo: se trata de un cuerpo alargado en dirección NE-SO con aproximadamente 1500 m de largo y 80 m en su sector más potente (Fig. 3a). Intruye parcialmente a la ortoanfibolita y limita en su borde noroccidental con la Granodiorita Las Barranquitas a través de una faja de cizalla de dirección NE-SO (Fig. 3a). Presenta morfología tabular aunque por sectores cambia de espesor. Composicionalmente corresponde a un granito, con dos facies definidas, una facies granítica de dos micas compuesta por

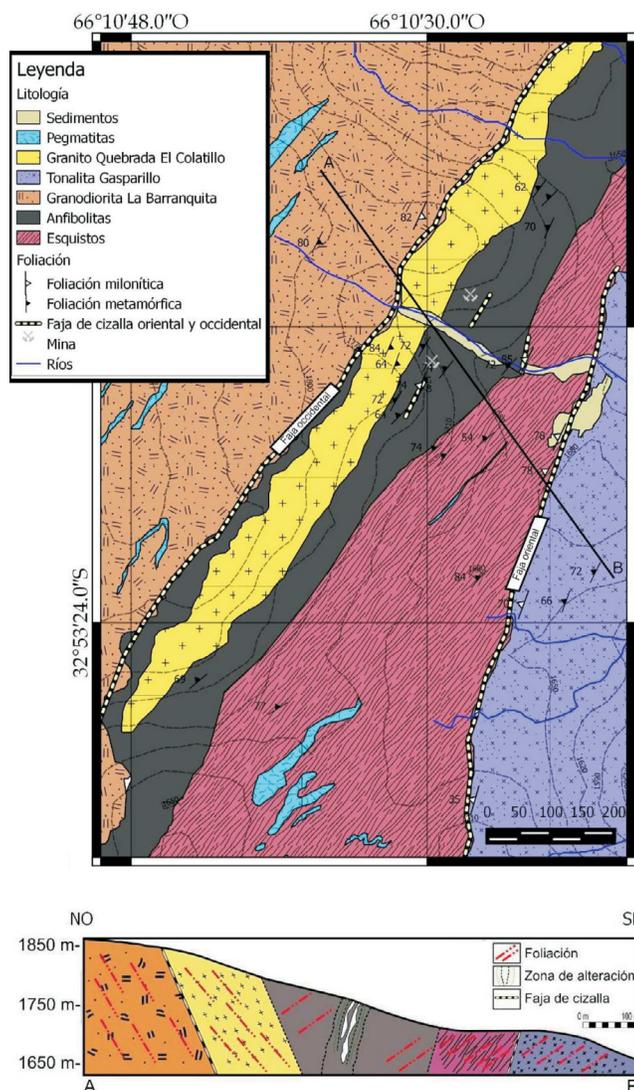


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio tomado de Iocco (2018).

cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, moscovita, granate y apatito. La otra facies es un leucogranítico con moscovita, formado por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, granate y apatita. En sectores se observan diques pegmatíticos sin-magmáticos.

Tonalita Gasparillo: aflora en el este de la zona de estudio. Corresponde al extremo sur del cuerpo definido por Llambías et al. (1996), que posee su máximo desarrollo al norte de la zona de estudio. Las rocas que constituyen el cuerpo son blasto-protomilonitas, lo que evidencia una intensa deformación. Poseen una foliación tectónica de orientación NNE-SSO y buzamiento al ONO de alto ángulo. Composicionalmente se reconocen en la zona de estudio tonalitas con anfíbol y biotita, formadas por cuarzo, plagioclasa, biotita, hornblenda, circon, allanita y apatito. Un rasgo característico es la presencia de numerosos enclaves máficos orientados paralelos a su

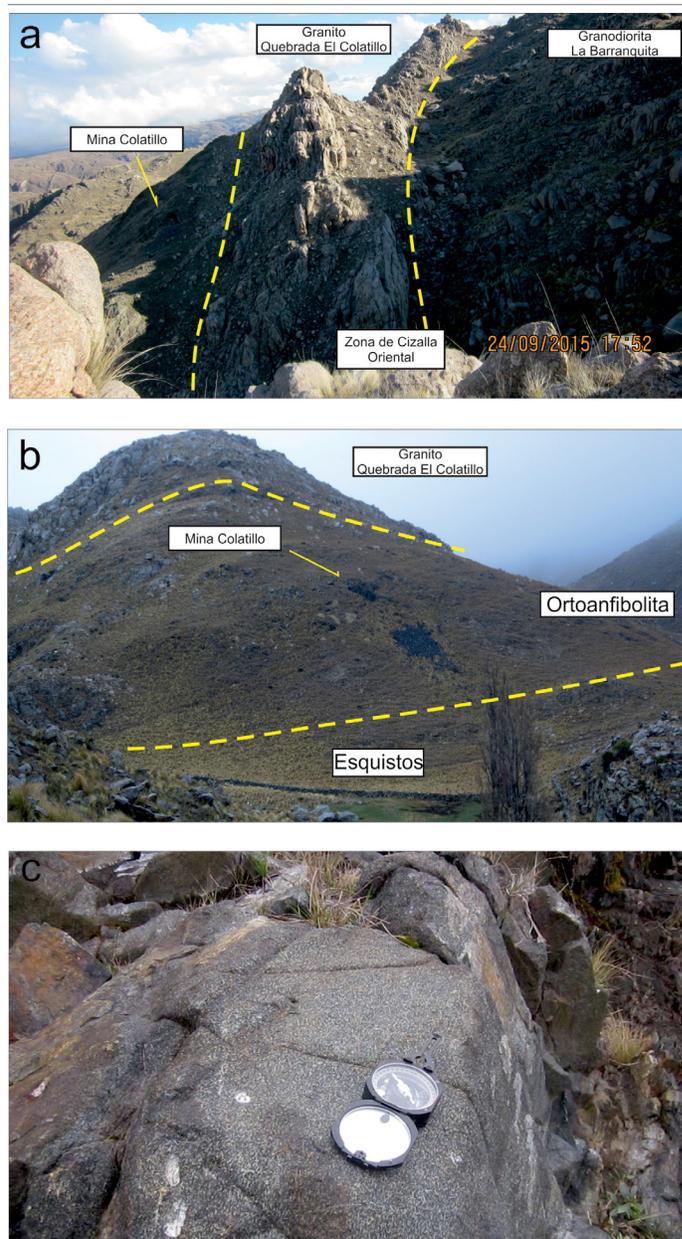


Figura 3. Fotografías del área de estudio y las litologías aflorantes. a) Vista al sur del Granito Quebrada del Colatillo, se puede observar como intruye a la ortoanfibolita. Sobre la margen izquierda de la foto se observa las labores de la mina El Colatillo. Sobre la margen derecha se observan las rocas de la Granodiorita La Barranquita. b) Vista al oeste de las labores mineras de la Mina El Colatillo, en donde se observa el contacto entre las unidades aflorantes y su disposición. c) Lente de protolito de las ortoanfibolitas (gabro hornbléndico) rodeado por zonas de mayor deformación que han sido erosionadas de manera diferencial.

foliación tectónica, que poseen morfología con elongadas en sentido de la foliación.

Geología de la mina

La mina El Colatillo constituye una corrida de aproximadamente 300 m con dirección NE-SO de vetas y venillas saltuarias de 10 a 40 cm de potencia, que en conjunto conforman filones de hasta 1 m de ancho, que se alojan en una ortoanfi-

bolita, cizallada de forma dúctil (Fig. 4a). Las labores mineras son escasas: se destacan una serie de piques de aproximadamente 7 m que conducen a una galería principal subterránea de la cual no se puede obtener información debido al estado precario de la labor. Además, una serie de frentes de exploración dispersos a lo largo de la corrida y otros en las proximidades (Fig. 3b). Parte de los materiales extraídos se han acumulado en una serie de escombreras en los alrededores de las labores (Fig. 3a, b).

Dentro de la zona de cizalla la ortoanfibolita sufrió cambios texturales y estructurales significativos. El rasgo más notorio de esta deformación es el desarrollo de una nueva foliación metamórfica que traspone a la fábrica anterior de la roca de caja. La nueva fábrica metamórfica se caracteriza por una disminución del tamaño de grano y el desarrollo de bandas composicionales félsicas y máficas de espesores milimétricos, que generan una nueva esquistosidad más marcada que la de su protolito. Esta nueva esquistosidad posee orientación NNE-SSO y buzamiento al ONO de alto ángulo, y desarrolla una lineación mineral definida por anfíbol con hundimiento al SSO de bajo ángulo. La cinemática de la faja de cizalla es de rumbo, con movimiento sinistral. Una relación de sincronidad entre las vetas y el desarrollo de la zona de cizalla se evidencia en el acomodamiento de la foliación de la anfibolita cizallada al curvarse alrededor de las vetas. La presencia de estructuras en rosario o “*pinch and swell*” sobre las vetas evidencia deformación dúctil de estas.

Dentro de esta faja de cizalla la mineralización de wolframio aparece principalmente como scheelita y de forma secundaria como ferberita, ambas en vetas de cuarzo (Fig. 4a, b), o bien en forma diseminada o en venillas en la ortoanfibolita (Fig. 4c). La mineralización se agrupó en función de su yacencia en: (a) diseminada en una zona de alteración hidrotermal que se superpone a los minerales primarios de la ortoanfibolita cizallada, y en microvenillas, y (b) dentro de las vetas de cuarzo que se alojan en los espacios creados por el desarrollo de la zona de cizalla.

La zona de alteración se extiende unos pocos metros adelfa a las márgenes de las vetas, dentro de la zona de cizalla (Fig. 4a). En afloramiento se distingue de la anfibolita cizallada no alterada por la presencia abundante de epidoto, que genera una coloración verdosa más clara que la roca de caja. Las vetas y venillas de cuarzo con mineralización de W se disponen de forma concordante con la estructura de la faja de cizalla (Fig. 4a). Venillas tempranas de cuarzo y plagioclasa no mineralizadas se encuentran plegadas dentro de la faja de cizalla. Algunas de estas vetas incorporan pequeños fragmentos de la anfibolita cizallada, que preservan la textura

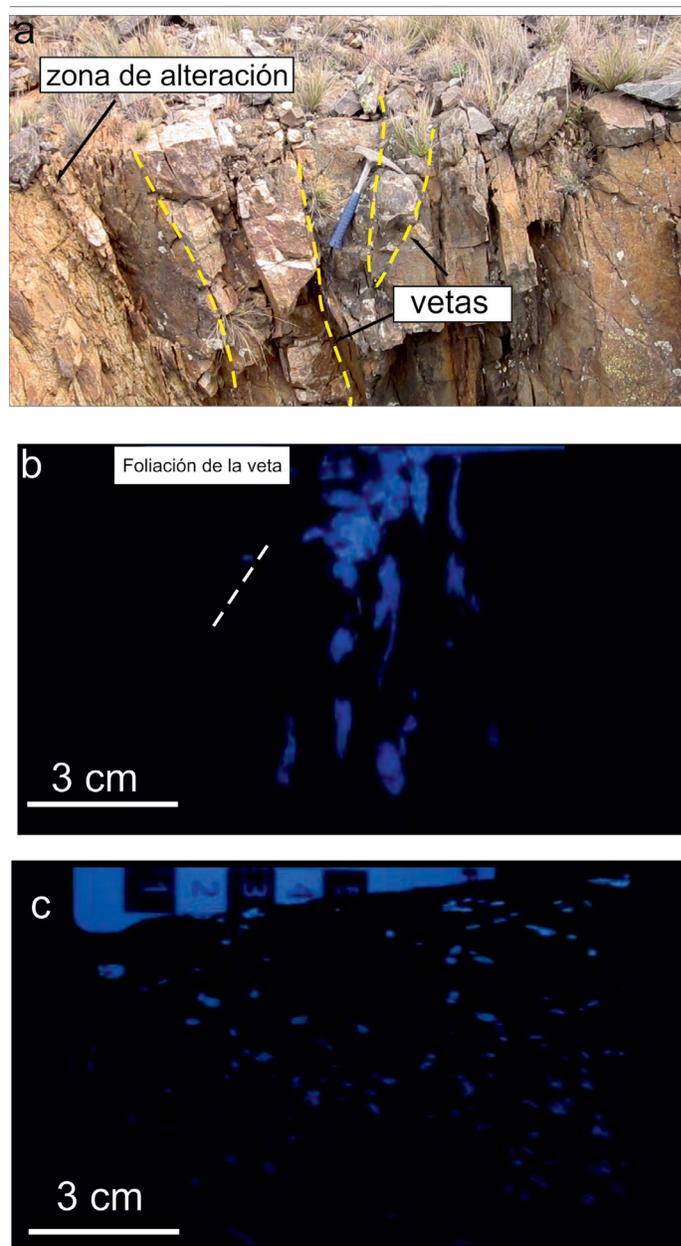


Figura 4. Fotografías de las vetas y zona diseminada. a) Fotografía de campo de la zona de vetas y su relación espacial con la alteración hidrotermal. b) Fotografía con luz UV de las vetas mineralizadas donde se observa disposición de Sch, paralela a la estructura de la veta. c) Fotografía con luz UV de la ortoanfibolita cizallada alterada con mineralización diseminada.

primaria, pero reemplazada por asociación mineral secundaria relacionada a la alteración hidrotermal.

PETROGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS

Atendiendo a las yacencias de la mineralización, se describe la petrografía observada mediante microscopía óptica de ambas.

Petrografía de la zona de alteración hidrotermal

En la roca de caja se produce un reemplazo de los minerales primarios de la anfibolita cizallada (Amp, Pl, Qz y Op) por una nueva asociación mineralógica compuesta por Ep, Sch, Ttn y ocasionalmente Bt. Además se produce la precipitación de scheelita en venillas.

Epidoto (Ep/Czo) se presenta con hábito granular o como prismas discordantes a la foliación de la roca (Fig. 5a). Los tamaños son variables, los prismas presentan tamaños menores a 0.1 mm, lo cual contrasta con las masas granulares (Fig. 5b), que poseen tamaños de hasta 0.7 mm. Se observa que los cristales poseen zonación óptica, con colores de interferencia que varían desde azul hasta amarillo de segundo orden. Ocasionalmente aparecen colores rojos de tercer orden. Este mineral crece a expensas de plagioclasa y anfíbol primario de la zona de cizalla. Presenta diversas relaciones texturales, observándose texturas de reemplazo en estos minerales primarios tales como contactos inversos de caries, inclusiones y coronas.

Titanita (Tnt) aparece en forma de pequeños agregados anhedrales. Los cristales poseen hábito granular (Fig. 5a) de 0.3 mm de diámetro aunque pueden observarse pequeños prismas triangulares. Crece reemplazando a los cristales de anfíbol y pueden aparecer como inclusiones en los mismos.

Scheelita (Sch) aparece de manera diseminada o agrupada en los contactos entre la ortoanfíbrolita y las vetas (Fig. 5b). Posee un hábito granular, ya que se encuentra como agregados anhedrales, de aproximadamente 0.2 mm de diámetro. También se encuentran en pequeñas venillas (Fig. 5c) que siguen la foliación general de la roca. Estas poseen tamaños aproximados de 3 mm de largo por ~0.2 mm de ancho, en ellas los cristales varían desde 0.1 mm hasta 0.4 mm de diámetro, con textura poligonal.

Biotita (Bt) es escasa y aparece ocasionalmente en la zona de alteración, con hábitos laminares, formas subhedrales y contactos rectos, en general reemplazando al anfíbol primario de la zona de cizalla.

Petrografía de las vetas

De acuerdo con la textura, mineralogía y química de las vetas se han reconocido tres estadios de cristalización de los minerales formadores de las vetas, denominados: reductor temprano, reductor tardío y oxidante (Fig. 6).

El estadio temprano está conformado por una asociación mineralógica anhidra, compuesta por Qz + Pl + Cpx (Fig. 7a, b).

Cuarzo (Qz) es el mineral más abundante de la veta, dis-

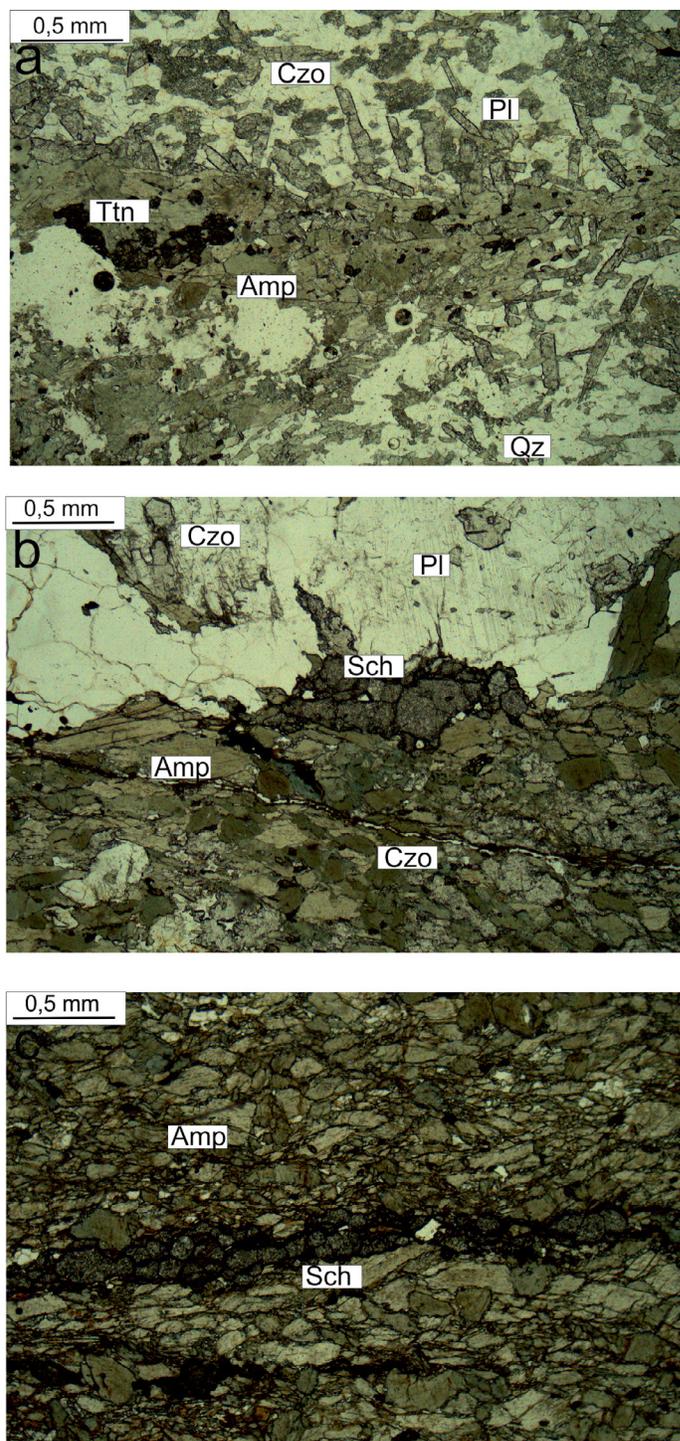


Figura 5. Fotomicrografía de la zona de alteración. a) Anfibolita cizallada con desarrollo de bandas composicionales alterada a minerales secundarios de la alteración hidrotermal. b) Contacto entre veta mineralizada y ortoanfíbrolita cizallada. Nótese el crecimiento de Sch en el borde y la epidotización producida en la caja. c) Microvenilla de Sch recrystalizada que se dispone paralela a la foliación de la anfíbrolita cizallada.

tinguiéndose dos modas granulométricas, la de mayor diámetro (entre 2 y 4 mm) poseen formas subhedrales a anhedrales, con contactos curvos a levemente suturados. Los granos de menor tamaño tienen diámetros de 0.5 a 1 mm, presentan

	Estadio reductor temprano	Estadio reductor tardío	Estadio oxidante	Alteración Supergénica
Qz-Cpx-Pl	—			
Tur		—		
Amp ₁	—	—		
Grt		—		
Ilm		—		
Amp ₂			—	
Sch			—	
Ttn			—	
F-Ap			—	
Ep			—	
Ccp-Pv			—	
Ferberita				—
Goe				—

Figura 6. Cuadro paragenético de las asociaciones minerales que conforman la veta mineralizada y sus relaciones temporales.

formas euhedrales con caras planas y texturas poligonales. Se observan signos de la deformación dúctil como extinción ondulosa y desarrollo de subgranos, y recristalización con formas poligonales.

Plagioclasa (Pl) es el segundo mineral en abundancia de esta etapa; se encuentra como cristales subhedrales de tamaño variado entre 0.5 y 2 mm de diámetro, con contactos rectos y curvos. La deformación genera maclas ahusadas y flexuradas (Fig. 7a).

Clinopiroxeno (Cpx) aparece como cristales anhedrales a subhedrales de tamaños variables (0.6 a 0.2 mm), con hábito prismático y contactos curvos, y en general está reemplazado por minerales más tardíos (Fig. 7b).

En el estadio reductor tardío se determinó la cristalización de Amp₁ + Tur + Grt ± Ilm. Durante esta etapa cristalizan minerales hidratados y anhidros. Algunos de estos minerales se encuentran reemplazando a los minerales tempranos.

Anfíbol₁ (Amp₁) aparece en prismas euhedrales (Fig. 8a) con pleocroísmo verde oscuro a claro; en algunas muestras forman agregados decusados. Este mineral en ocasiones reemplaza a clinopiroxeno, en general sobre los bordes, en forma de corona, o por los planos de clivaje; cuando esto sucede no termina de desarrollar sus formas.

Turmalina (Tur) aparece como pequeños prismas incoloros de hasta 0.1 mm de largo, con hábito fibroso radiado.

Granate (Grt) presenta tamaños variables entre 0.2 y 8 mm, posee formas subhedrales y colores rosados. Aparecen en dos generaciones, la primera (granate₁) como grandes cristales aislados (Fig. 7b) que alcanzan 8 mm de diámetro que evidencia intensa deformación con un estiramiento paralelo a la estructura principal. Este mineral engloba y reemplaza a plagioclasa, anfíbol₁ y clinopiroxeno. Estos granates presentan microfracturas con rellenos de cuarzo y reemplazo de scheelita. La segunda generación aparece como pequeños cristales (granate₂) con tamaño de 0.1 mm, creciendo en forma de trenes y agregados granulares que a veces solo de-

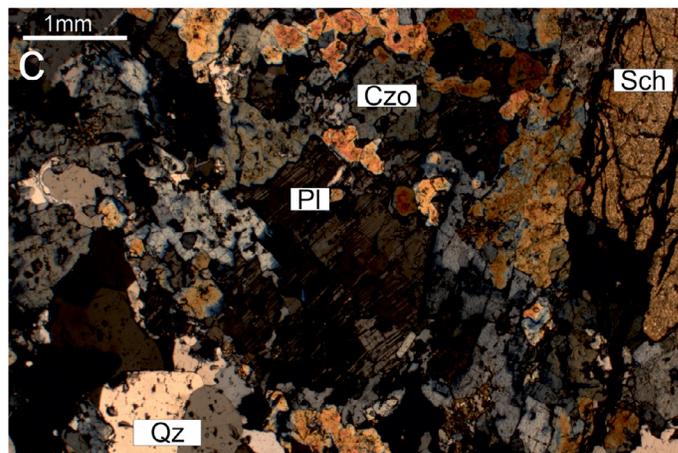
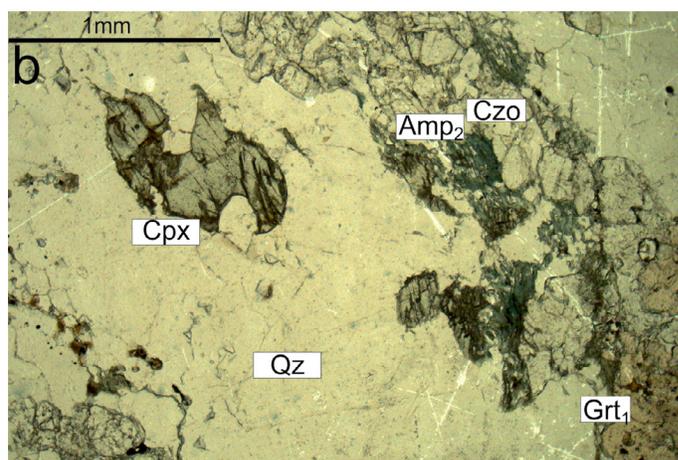
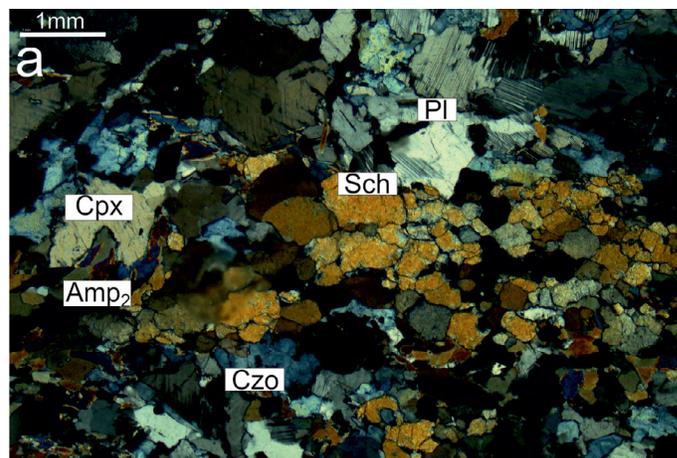


Figura 7. Fotomicrografía de las vetas. a) Cristal de Sch recristalizado intercrecido con Czo, reemplazando a Pl también recristalizada. Con analizador intercalado. b) Cristales de piroxeno anhedrales a, nótese el reemplazo de Amp₂ y Czo. c) Reemplazo en corona de Czo a Pl, sobre la margen derecha se observa Sch intercrecida con Czo.

sarrollan hábito en atolón (Fig. 8a).

Ilmenita (Ilm), se encuentra con hábito tabular y formas subhedrales a euhedrales de 0.1 mm de diámetro.

La etapa oxidante corresponde al reemplazo de los minerales más tempranos, durante la cual los minerales de la

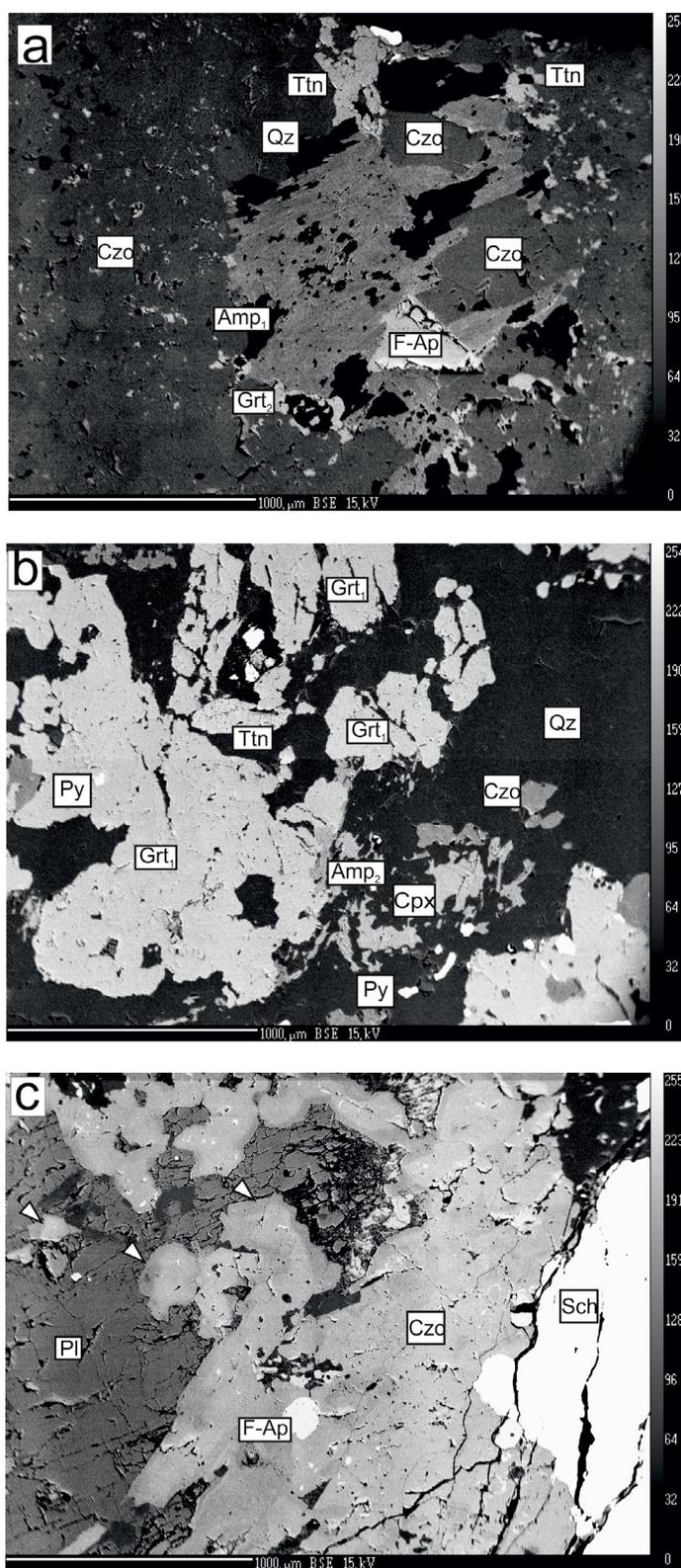


Figura 8. Imágenes de electrones retrodispersados mediante microscopía de barrido (BSE-SEM). a) Cristal de Amp₁ con zonación composicional irregular, note los pequeños cristales en atolón de Grt₂. b) Cristal de Grt, deformado, reemplazado de forma parcial por Amp₂ y nótese los Cpx anhedrales con bordes curvos. c) Cristales de Czo con zonación composicional concéntrica reemplazando a Pl.

etapa reductora son reemplazados por una nueva asociación. El principal mineral que reemplaza a los demás es la clinozoisita-zoisita y en menor proporción scheelita. Sin embargo, se determinó el crecimiento por reemplazo de la asociación Amp₂ + Sch + Ep + Ttn ± F-Ap ± Ccp ± Py.

Anfibol₂ (Amp₂) se encuentra en agregados fibrosos de color verde claro de 0.1 mm. También se encuentra con hábitos subhedrales en los bordes de los minerales que reemplaza. Este mineral reemplaza a clinopiroxeno (Fig. 7b), anfíbol₁ y granate (Fig. 8b).

Clinozoisita-zoisita (Czo-Zo) se presenta como cristales con alto relieve y colores grisáceos. Los cristales poseen tamaños de 0.1 mm a 0.3 mm en las variedades prismáticas. Este mineral forma agregados de cristales que pueden superar ampliamente 2 mm de largo y 1 mm de ancho. Se observan reemplazando a minerales cálcicos de los estadios anteriores como plagioclasa, anfíbol₁ y clinopiroxeno, o creciendo en simultáneo con scheelita. Poseen texturas de reemplazo sobre plagioclasa tales como contactos directos de caries, coronas y atolones; también se presenta como inclusiones en anfíbol y plagioclasa, con hábito prismático y forma subhedral. Este mineral también se observa en forma de simplectita sobre plagioclasa, con intercrecimiento de cuarzo. Los cristales poseen una intensa zonación óptica, en general concéntrica a los bordes del cristal, pero en ocasiones muestran coalescencia de individuos que desarrollaron zonación concéntrica. Las zonaciones pueden ser con núcleos de birrefringencia amarilla y bordes azulados, o de núcleos grises con bordes amarillos tipo escarapela (Fig. 7c).

Titanita (Ttn) aparece como cristales subhedrales a anhedrales de hasta 1.3 mm, en forma de parches irregulares en contacto con clinozoisita. También se presenta como cristales prismáticos con forma rómbica (Fig. 8b) de hasta 0.3 mm, muchas veces fracturados.

F-apatito aparece como pequeños cristales redondeados de ~0.1 mm de diámetro, creciendo entre los contactos minerales (Fig. 8a, c), o se agrupan formando pequeños trenes.

La scheelita (Sch) es el principal mineral de mena; se desarrolla en cristales anhedrales a subhedrales de 0.5 a 3 mm, y también como granos anhedrales diseminados sobre cristales de plagioclasa; los cristales poseen algunas microfracturas con reemplazo de reinita. Scheelita reemplaza a plagioclasa, anfíbol₁ y a granate, generando texturas de reemplazo de tipo contacto inverso de carie. También se hace evidente un crecimiento simultáneo con clinozoisita que genera reemplazos mutuos en forma de texturas de coronas o contactos directos e inversos (Fig. 7c). Los cristales de mayor tamaño presentan estructuras de manto y núcleo de recristalización (Fig. 7a). Poseen extinción ondulosa y desarrollo de subgrano.

Calcopirita y pirita (Ccp y Py) se presentan en pequeñas cantidades. Calcopirita aparece en venillas con tamaños de hasta 0.4 mm de largo rellenando y reemplazando microfracturas de minerales mayores como granate, o como pequeñas inclusiones menores a 0.1 mm en epidoto. Pirita se presenta en forma de pequeñas inclusiones anhedrales dentro de epidoto o granate (Fig. 8b), reemplaza siguiendo microfracturas de granate y posee tamaños similares a calcopirita.

Ferberita, es un mineral supergénico que aparece como masas anhedrales, reemplazando a scheelita, y también en forma de pequeñas venillas (~0.2 mm) rellenando fracturas en granate, por reemplazo de scheelita.

Goethita aparece como mineral supergénico en forma de parches de alteración o rellenando fracturas, reemplazando a pirita.

QUÍMICA DE LOS MINERALES DE GANGA

A partir de las muestras seleccionadas de las vetas mineralizadas se determinó, mediante análisis de microsonda electrónica, la composición de las fases minerales que las conforman. Con las imágenes BSE-SEM se corroboró si las zonaciones ópticas corresponden a cambios composicionales.

Anfiboles

Se han analizado cristales de las dos generaciones de anfíboles (anfíbol₁ y anfíbol₂). El anfíbol₁ corresponde al subgrupo cálcico. Los cristales tienen zonación irregular (Fig. 8a), su composición varía desde magnesio-hornblenda hasta ferro-hornblenda. Posee un contenido de Si de 7.5 a 7.05 átomos por fórmula unidad (a.p.f.u.), su relación X_{Mg} (Mg/(Mg+Fe)) es de 0.53 a 0.47 (Cuadro 1). El anfíbol₂ también es del subgrupo cálcico, presenta composiciones variables desde ferro-tschermarkita a ferro-actinolita. Posee contenido de Si de 7.57 a 6.34 a.p.f.u., su relación de X_{Mg} varía de 0.46 a 0.20 (Cuadro 1). Químicamente, el anfíbol₂ posee una correlación positiva entre el contenido de Si con respecto a Mg. El anfíbol₂ se diferencia composicionalmente de los anfíbol₁ por poseer menor contenido de Mg y mayor de Fe y Ti.

Apatito

Los microanálisis indican que este mineral corresponde a la especie de flúor-apatito, su contenido en F es de 2.45 % p/p (Cuadro 2).

Clinozoisita-zoicita

Este mineral pertenece al subgrupo de las clinozoisitas;

son miembros intermedios entre las composiciones finales de epidoto y clinozoisita. Los cristales presentan intensas zonas ópticas, que corresponden a cambios composicionales de los cristales, corroborado en las imágenes SEM-BSE y los microanálisis químicos. Los cambios composicionales más contrastantes se observan analizando la relación X_{Fe⁺³} ((Fe⁺³/(Al+Fe⁺³+Cr-2))) que varían desde 0.15 a 0.58 (Cuadro 3).

Granate

Se han realizado análisis sobre dos tipos de cristales. Los cristales de mayor tamaño (granate₁) poseen composición anisótropa, son levemente zonados hacia el borde con disminución de Fe e incremento de Mn en los bordes. En general dominan las componentes grosularia (> 50 %) y almandino (30 a 36 %), con andradita (< 5 %) y espesartita (< 10 %) en proporciones subordinadas (Cuadro 4). Los cristales más pequeños (granate₂) tienen componente almandino (45 %) y grosularia (40 %) dominante, con espesartita (< 7 %), piropero (< 2 %) y andradita subordinada (< 2 %) (Cuadro 4).

Clinopiroxeno

Los cristales de piroxenos analizados corresponden esencialmente a la especie hedenbergita según la clasificación de Morimoto et al. (1988) (Cuadro 5). Se observa que la composición varía en su contenido en Mg y Fe, que se evidencia en el cambio de la relación X_{Fe} (Fe/(Fe+Mg)), que varía desde 0.52 hasta 0.85 (Cuadro 5).

Plagioclasa

La plagioclasa de las vetas corresponde a la composición anortita. Estos cristales muestran un diseño composicional uniforme aunque pueden presentar bordes levemente menos cálcicos, produciendo una zonación inversa. La composición media de plagioclasa es An_{94,5}-Ab_{5,4}-Or_{0,1} (Cuadro 2).

Titanita

Los cristales de titanita poseen composición uniforme, no se observaron zonaciones en las imágenes de tipo BSE-SEM. Los contenidos Ca, Si y Ti son 0.98, 1.02 y 0.93 a.p.f.u. respectivamente (Cuadro 2).

DISCUSIÓN

Relación entre deformación y mineralización en el contexto geológico regional

Las relaciones de campo muestran una superposición de las estructuras generadas durante el cizallamiento, en las cuales se emplaza la mineralización, sobre la foliación regional

Cuadro 1. Análisis químicos composicionales representativos de anfíboles

Muestra	M14D					MP2			
	Anfibol ₂	Anfibol ₁	Anfibol ₁	Anfibol ₁	Anfibol ₁				
Tipo	a	b	c	d	e	f	f	f	f
Zona	sd	sd	sd	sd	sd	interior	borde	borde	núcleo
Análisis	C2-ANF-9	C3-ANF-7	C3-ANF-8	C3-ANF-9	C3-ANF-10	ANF-1	ANF-2	ANF-3	ANF-4
SiO ₂ (%pp)	50.52	40.84	42.71	49.19	45.19	51.13	49.54	49.06	47.34
P ₂ O ₅	0.10	0.16	0.07	0.10	0.10	0.05	0.09	0.08	0.09
TiO ₂	0.13	0.19	0.11	0.07	0.23	0.04	0.06	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	4.30	13.71	11.59	3.53	9.15	4.92	6.21	7.02	8.48
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04
MnO	0.38	0.44	0.41	0.56	0.54	0.28	0.25	0.35	0.26
FeO	19.93	25.64	25.49	25.09	25.77	18.21	19.03	19.83	19.63
NiO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00
MgO	9.42	3.26	3.74	6.89	5.18	10.90	9.84	9.75	8.99
CaO	12.22	11.84	11.47	11.96	11.70	11.71	12.01	11.82	12.06
Na ₂ O	0.35	1.23	1.05	0.27	0.92	0.46	0.62	0.71	0.89
K ₂ O	0.11	0.67	0.51	0.09	0.38	0.04	0.10	0.15	0.14
F	0.01	0.00	0.00	0.11	0.00	0.04	0.09	0.00	0.08
Cl	0.04	0.10	0.12	0.01	0.05	0.01	0.01	0.04	0.00
H ₂ O calc.	2.00	1.90	1.91	1.91	1.94	2.02	1.98	2.01	1.97
Total corr.	99.50	100.20	99.34	99.98	101.46	99.91	99.90	101.09	100.16
Sitio T									
Si (apfu)	7.57	6.34	6.65	7.52	6.86	7.53	7.36	7.22	7.05
P	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Al	0.42	1.65	1.34	0.48	1.14	0.47	0.64	0.78	0.94
T subtotal	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Sitio C									
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.34	0.85	0.78	0.16	0.50	0.39	0.45	0.44	0.55
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ⁺³	0.00	0.28	0.20	0.24	0.33	0.12	0.10	0.24	0.16
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn ⁺²	0.05	0.04	0.02	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺²	2.50	3.05	3.12	2.96	2.94	2.10	2.26	2.18	2.28
Mg	2.10	0.75	0.87	1.57	1.17	2.39	2.18	2.14	2.00
C subtotal	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Sitio B									
Mn ⁺²	0.00	0.02	0.04	0.02	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03
Fe ⁺²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
Ca	1.96	1.97	1.92	1.96	1.90	1.85	1.91	1.86	1.92
Na	0.04	0.02	0.05	0.02	0.05	0.09	0.06	0.07	0.04
B subtotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Sitio A									
Na	0.07	0.35	0.27	0.06	0.22	0.04	0.12	0.13	0.22
K	0.02	0.13	0.10	0.02	0.07	0.01	0.02	0.03	0.03
A subtotal	0.09	0.48	0.37	0.08	0.29	0.05	0.14	0.16	0.24
Sitio W									
OH-	1.98	1.97	1.97	1.94	1.99	1.98	1.96	1.99	1.96
F	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.04	0.00	0.04
Cl	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
W subtotal	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Cationes	15.09	15.49	15.38	15.08	15.29	15.05	15.14	15.16	15.24
Xmg	0.46	0.20	0.22	0.35	0.28	0.53	0.49	0.50	0.47
Especie	ferro-actinolita	ferro-hornblenda	ferro-hornblenda	ferro-actinolita	ferro-hornblenda	magnesio-hornblenda	ferro-hornblenda	ferro-hornblenda	ferro-hornblenda

Cuadro 2. Análisis químicos composicionales representativos de plagioclasas, apatitos y titanitas.

Muestra	Composición química de plagioclasa					Composición química de apatito		Composición química de titanita	
	MP2					MP2		M14D	
Cristal	a	a	a	a	a	a			
Zona	núcleo	interior	interior	borde	borde	sd		sd	
Análisis	C2-PI1	C2-PI2	C2-PI3	C2-PI4	C2-PI5	C1-Ap12		C2-Ttn-8	
SiO ₂ (%pp)	44,77	44,41	43,92	44,48	44,78	CaO	54,95	SiO ₂	31,14
TiO ₂	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	Na ₂ O	0,00	TiO ₂	37,65
Al ₂ O ₃	35,70	35,43	35,58	35,74	35,22	MnO	0,01	Al ₂ O ₃	1,57
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	FeO	0,03	FeO	0,65
Fe ₂ O ₃						P ₂ O ₅	41,31	MnO	0,03
FeO	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	SiO ₂	0,00	MgO	0,07
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cl	0,36	CaO	27,97
MgO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	F	2,45	Na ₂ O	0,04
CaO	19,36	19,25	19,11	19,13	18,67	Total	99,11	K ₂ O	0,03
BaO								Total	99,15
Na ₂ O	0,55	0,60	0,53	0,58	0,74				
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00				
Total	100,42	99,76	99,17	99,95	99,47	Ca	9,78	Si	1,02
Si (apfu)	2,06	2,06	2,05	2,05	2,08	Na	0,00	Ti	0,93
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn	0,00	Al	0,06
Al	1,94	1,93	1,95	1,95	1,93	Fe	0,00	Fe	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	P	5,81	Mn	0,00
Fe ⁺³	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Si	0,00	Mg	0,00
Fe ⁺²	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Cl	0,10	Ca	0,98
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	F	1,29	Na	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	OH	-0,39	K	0,00
Ca	0,95	0,95	0,95	0,95	0,93	Total	16,59	Total	3,02
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
Na	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	O=F,Cl	1,11		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
tot. cat.	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00				
tot. oxy.	8,00	7,99	8,00	8,00	8,01				
An	95,04	94,55	95,26	94,79	93,30				
Ab	4,91	5,37	4,74	5,21	6,68				
Or	0,05	0,08	0,00	0,00	0,03				

de la ortoanfibolita. Esta relación indica que la mineralización y la zona de cizalla son posteriores a la fábrica metamórfica de la ortoanfibolita que la hospeda. Por otro lado, la fábrica de la ortoanfibolita es anterior al emplazamiento del Granito El Colatillo, ya que este cuerpo ígneo es discordante con la estructura de la ortoanfibolita; además, su fábrica de deformación no es compartida con la roca hospedante. La orientación de la estructura del Granito El Colatillo es más semejante a la disposición espacial de la faja de cizalla occidental (Fig. 2b). Estas dos características geológicas y estructurales sugieren un vínculo entre el desarrollo de las fajas de cizallas y el emplazamiento del Granito El Colatillo, al menos temporal. En

este contexto, la formación de las vetas estudiadas está controlada por el ingreso de fluidos hidrotermales mineralizantes durante la etapa de deformación y generación de cizallas dúctiles. Esto es avalado por las evidencias mesoscópicas, ya que la veta presenta estructuras de deformación dúctil y concordancia estructural con la faja de cizalla, lo que sugiere sincronidad entre los procesos de deformación y generación de las vetas. Además, esta aseveración se corrobora mediante microscopía óptica, ya que los minerales de la veta poseen características intracristalinas de deformación dúctil.

Las fajas de cizalla han sido acotadas por González et al. (2006) al Ordovícico Superior-Silúrico por las relaciones

Cuadro 3. Análisis químicos composicionales representativos de epidotos

Muestra	M14D						MP2					
	a	b	c	d	e	f	g	h	h	i	i	i
Cristal	a	b	c	d	e	f	g	h	h	i	i	i
Zona	interior	interior	núcleo	borde	sd	sd	interior	núcleo	borde	sd	sd	sd
Análisis	C1 Ep 9	C1 Ep 11	C1 Ep 12	C2 Ep 10	C2 Ep 11	C2 Ep 12	C3 Ep 2	C3 Ep 11	C3 Ep 12	C1 Ep 5	C1 Ep 6	C1 Ep 8
SiO ₂	39,40	38,43	40,37	39,22	38,64	39,19	39,28	38,92	38,78	35,68	38,59	38,56
TiO ₂	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,02	0,03	0,08	0,02	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	31,13	26,74	31,11	29,67	28,05	25,24	29,68	27,31	27,19	26,15	26,77	27,49
Fe ₂ O ₃	3,72	7,88	2,43	4,93	7,66	8,20	5,10	7,98	8,58	6,22	8,63	8,36
FeO												
MnO	0,10	0,13	0,03	0,18	0,03	0,02	0,14	0,05	0,04	0,11	0,11	0,07
MgO	0,04	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02
CaO	24,78	24,68	24,93	24,36	24,31	24,38	24,41	23,96	24,03	22,25	23,62	23,62
Na ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,06	0,04	0,01
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,07	0,00	0,00
H ₂ O	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93	1,93
Total	101,11	99,84	100,85	100,29	100,69	99,06	100,58	100,22	100,70	92,51	99,75	100,11
Si	2,99	3,01	3,05	3,01	2,99	3,09	3,01	3,02	3,01	3,00	3,02	3,00
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
Al	2,78	2,47	2,77	2,69	2,56	2,35	2,68	2,50	2,48	2,59	2,47	2,52
Fe ⁺³	0,21	0,46	0,14	0,28	0,45	0,49	0,29	0,47	0,50	0,39	0,51	0,49
Fe ⁺²												
Mn	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,02	2,07	2,02	2,00	2,01	2,06	2,00	1,99	2,00	2,00	1,98	1,97
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
H	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Xfe ⁺³	0,21	0,50	0,15	0,29	0,45	0,58	0,30	0,48	0,51	0,40	0,52	0,48

estructurales entre estas y los granitoides pre-orogénicos (Tonality Gasparillo, 472 Ma U-Pb en circones) y post-orogénicos tempranos (El Molle, 417 Ma U-Pb en circones), ya que poseen relaciones estructurales de corte con el primer magmatismo y de parcial sincronidad con los últimos. Atendiendo a esta observación, la edad de la mineralización quedaría acotada entre el Ordovícico Superior y Silúrico. Por lo que la mineralización de la mina El Colatillo se circunscribiría a la época metalogénica Famatiniano temprano.

Origen y transporte de los fluidos hidrotermales

Si bien no se tienen datos sobre la procedencia de los fluidos hidrotermales ricos en W (P, Ti, B, F), esta se puede inferir en base a la mineralogía de las vetas. La escasa presencia de sulfuros (Py y Ccp) indicaría que los fundidos parentales de los fluidos hidrotermales eran pobres en azufre (S²⁻) y, consecuentemente, de baja fO₂. Esto suele ser típico de los magmas tipo-S (Burnham y Ohmoto 1980), o magmas

con alguna participación de fundidos corticales ricos en elementos litófilos, que producen leucogranitos muscovíticos, los cuales generalmente hospedan depósitos de Sn-W-U-Mo y otros elementos litófilos (B, P, F, Li), de acuerdo al modelo de depósitos granófilos de Strong (1990). Por otra parte, el granito Quebrada del Colatillo posee dos facies reconocidas, un típico granito de dos micas en el sector sur (Bt – Ms) y un leucogranito muscovítico, en contacto intrusivo con la ortoanfibolita y próximo a la zona mineralizada. Esta facies leucogranítica podría considerarse con afinidades químicas de granitos tipo-S, potencialmente formadores de sistemas enriquecidos en W y la roca fuente de las soluciones hidrotermales portadoras de W (P, F, B, Ti).

El F-apatito es un mineral común en distintos depósitos de wolframio, asociado tanto a scheelita como a ferberita, por lo que algunos autores como Bril y Ramboz (1982) sugirieron que el W puede ser transportado como complejos fosfo-wolfrámicos.

Cuadro 4. Análisis químicos composicionales representativos de granates

Muestra	M14D							MP2	
	Granate1	Granate2	Granate2						
Tipo	Granate1	Granate2	Granate2						
Cristal	a	a	a	a	a	a	a	b	b
Zona	borde	interior	interior	núcleo	interior	interior	borde	sd	sd
Análisis	C2-GRT1	C2-GRT2	C2-GRT3	C2-GRT4	C2-GRT5	C2-GRT6	C2-GRT7	C1-GRT10	C1-GRT11
SiO ₂ (%pp)	38,26	37,71	37,12	37,87	38,52	38,22	38,12	37,54	37,81
TiO ₂	0,07	0,07	0,10	0,02	0,03	0,09	0,06	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	20,13	20,93	21,29	21,05	20,49	20,47	20,62	21,11	21,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,05	0,01
Fe ₂ O ₃	2,30	2,53	3,27	2,70	1,40	2,16	1,99	1,61	1,86
FeO	14,24	16,08	13,39	15,94	17,02	15,61	16,50	21,37	19,61
MnO	3,75	3,66	3,85	3,00	3,63	4,42	3,91	3,08	2,56
MgO	0,07	0,16	0,06	0,19	0,16	0,09	0,14	0,65	0,43
CaO	21,57	19,58	21,14	20,28	19,60	19,92	19,46	15,03	17,37
Total	100,39	100,73	100,23	101,04	100,86	101,02	100,79	100,45	100,68
Si (a.p.f.u.)	3,00	2,95	2,91	2,95	3,01	2,99	2,99	2,97	2,97
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al	1,86	1,93	1,97	1,93	1,89	1,89	1,90	1,97	1,95
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₃	0,14	0,15	0,19	0,16	0,08	0,13	0,12	0,10	0,11
Fe ₂	0,93	1,05	0,88	1,04	1,11	1,02	1,08	1,41	1,29
Mn	0,25	0,24	0,26	0,20	0,24	0,29	0,26	0,21	0,17
Mg	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,08	0,05
Ca	1,81	1,64	1,78	1,69	1,64	1,67	1,63	1,27	1,46
tot. cat.	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
tot. oxi.	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
almandino	31,10	35,60	30,10	35,19	36,92	34,11	36,16	47,59	43,37
piropo	0,27	0,65	0,25	0,75	0,61	0,36	0,54	2,57	1,70
grosularia	56,12	51,45	55,30	52,99	52,16	52,04	51,37	40,83	46,54
espesartina	8,29	8,22	8,76	6,70	7,98	9,79	8,67	6,95	5,72
uvarovite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,06	0,01
andradita	4,09	3,98	5,42	4,34	2,27	3,50	3,17	1,98	2,63
Ca-Ti granate	0,13	0,11	0,17	0,04	0,05	0,14	0,09	0,02	0,02
total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Evolución mineralógica y estado de oxidación de los fluidos portadores de mineralización

El análisis textural petrográfico establece que la asociación mineral más temprana es anhidra, muy rica en Ca (Pl + Cpx + Qz) y corresponde al estadio reductor temprano. Esto supone una primera incertidumbre, ya que los fluidos hidrotermales profundos en general son soluciones ricas en elementos "granófilos". Al no ser un elemento abundante en el sistema original, el Ca es un elemento que habría sido adquirido a medida que el fluido evoluciona y reacciona con la roca

de caja. En el contexto geológico de esta mineralización, las rocas más favorables para aportar Ca son las ortoanfibolitas. Para que esto se produzca es necesario un metasomatismo entre el fluido hidrotermal y la roca hospedante, que permita un intercambio de H₂O, Ca y W durante el emplazamiento/cristalización de la veta y la alteración hidrotermal en la roca de caja.

Posterior a la cristalización anhidra, el primer cambio en las condiciones físico-químicas en el interior de la veta fue la incorporación de agua a las estructuras minerales, evidenciado por la aparición de anfíbol, y turmalina, con lo que inicia

Cuadro 5. Análisis químicos composicionales representativos de piroxenos

Muestra	M14D										
	Cristal	a	b	c	c	c	d	d	e	f	g
Zona	sd	sd	borde	interior	interior	interior	borde	sd	interior	interior	interior
Análisis	C2PX-13	C2PX-14	C1-PX-1	C1-PX-2	C1-PX-3	C1-PX-4	C1-PX-5	C1-PX-6	C3-PX-4	C3-PX-5	C3-PX-6
SiO ₂ (%pp)	40,65	50,63	48,12	49,35	49,11	48,62	47,60	48,67	48,94	48,92	49,04
TiO ₂	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,06	0,05	0,02
Al ₂ O ₃	0,35	0,27	0,43	0,41	0,42	0,16	0,44	0,29	0,48	0,47	0,25
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02
FeO	16,79	15,33	24,31	24,43	23,73	23,28	24,98	22,47	24,31	24,46	22,34
MnO	0,66	0,75	0,95	0,97	0,76	1,02	0,92	0,66	0,90	0,85	0,95
MgO	5,45	7,83	2,59	2,45	2,14	3,36	2,47	4,01	2,43	2,44	3,79
CaO	21,24	23,65	22,79	22,06	19,25	23,33	22,96	23,39	22,43	20,32	22,95
Na ₂ O	0,08	0,13	0,13	0,15	0,21	0,06	0,13	0,11	0,14	0,14	0,13
total	85,23	98,62	99,35	99,82	95,68	99,85	99,53	99,64	99,69	97,66	99,50
Si (a.p.f.u)	1,88	1,99	1,96	2,00	2,08	1,96	1,94	1,95	1,99	2,03	1,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ⁺³	0,24	0,01	0,07	0,00	0,00	0,08	0,12	0,09	0,01	0,00	0,05
Fe ⁺²	0,41	0,49	0,75	0,83	0,84	0,71	0,73	0,67	0,81	0,85	0,70
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
Mg	0,37	0,46	0,16	0,15	0,14	0,20	0,15	0,24	0,15	0,15	0,23
Ca	1,05	1,00	0,99	0,96	0,87	1,01	1,00	1,01	0,98	0,90	0,99
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
tot. cat.	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
XWo	50,65	50,84	50,24	49,53	47,23	50,53	50,03	50,28	50,08	47,47	50,27
XEn	18,09	23,43	7,93	7,65	7,30	10,12	7,49	12,01	7,56	7,93	11,54
XFs	31,26	25,73	41,83	42,82	45,46	39,36	42,49	37,71	42,37	44,60	38,19
total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
FeT/(Fe-T+Mg)	0,63	0,52	0,84	0,85	0,86	0,80	0,85	0,76	0,85	0,85	0,77
Xfe Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,52	0,52	0,83	0,85	0,86	0,78	0,83	0,74	0,85	0,85	0,76
Especie	Hedenbergita										

sd= sin determinar

el estadio reductor tardío. La reacción más reconocible por las relaciones texturales es el reemplazo de clinopiroxeno por anfíbol₁. La formación de ferro-hornblenda requiere que se incorpore H₂O y FeO al sistema para balancear la reacción entre los minerales anhidros tempranos reactante y el fluido con los productos: 3Qz + An + Hd + H₂O + 3FeO = Fe-Hbl

La cristalización de anfíbol₁ también coincide con las observaciones texturales, que sugieren la incorporación de elementos volátiles, como B durante la formación de las tur-

malinas. La formación de estos nuevos minerales hidratados sugiere una retrogradación de las asociaciones tempranas. Por otro lado, la formación de granate₁ es posible por la reacción de los minerales tempranos pero sin la necesidad de incorporar fases volátiles, según la reacción: 3An + 3Hd = 3Qz + Alm + 2Gr

Las asociaciones minerales de los primeros estadios de cristalización de la veta poseen semejanzas composicionales con depósitos de *skarn* descriptos por Newbery (1983) como

fuertemente reducidos. Estos depósitos se caracterizan por presentar granates con componente de grosularia dominante, clinopiroxeno hedenbergita, plagioclasa rica en Ca, anfíbol de composición magnesio-hornblenda e ilmenita. Estas características compartidas con los *skarn* fuertemente reducidos indican condiciones similares en los estadios iniciales de las vetas, ya que el Fe se encuentra principalmente en estado ferroso en los minerales.

Por el contrario, las asociaciones minerales de la etapa final se asemejan más a los *skarn* oxidados, el intenso reemplazo de los minerales reductores por $\text{Czo} + \text{Amp}_2 + \text{Sch} + \text{Ttn}$ indicaría cambio en las características de fugacidad de oxígeno. La evidencia más clara es el contenido de Fe^{+3} que incorpora la clinozoisita, que alcanza ocasionalmente valores de XFe^{+3} de 0.58, es decir que llega a ser dominante el miembro epidoto en la solución sólida. Por otro lado, Newberry (1983) ha sugerido que la presencia de granates subcálcicos, como los granates₂, que crecen de forma tardía se pueden generar como un efecto *buffer* al cambio de fugacidad de oxígeno en el sistema. Además, la precipitación de scheelita en un estadio más oxidante y retrógrado en varios *skarn* reducidos suele ser una característica común en algunos tipos de *skarns* de wolframio (Kwak 1987). Según Newberry (1980), la formación de scheelita se produce debido a que el abundante calcio liberado por el desequilibrio del clinopiroxeno y granate durante el estadio retrógrado contribuye a la precipitación de tungsteno desde la solución. Estas características mencionadas para los *skarn* presentan similitudes con el comportamiento de las asociaciones del sistema descrito en el presente trabajo. La precipitación de scheelita en las vetas debió estar controlada por un cambio en la fugacidad de oxígeno y una fuerte hidratación de los minerales del sistema, que se evidencia en la abundancia de clinozoisita y su composición.

Génesis del depósito

Los depósitos de wolframio de la Mina El Colatillo son vetiformes formados por fluidos hidrotermales de alta temperatura (mayores de 300 °C) de acuerdo con la asociación mineral temprana de hedenbergita, cuarzo y plagioclasa (An_{95}) presente en las vetas. Las zonas de mineralización diseminada aledañas a las vetas serían producto de una alteración hidrotermal metasomática calcosilicática con difusión de H_2O , Ca y W, favorecida por la reactividad de la roca hospedante debido a la plagioclasa y hornblenda contenidas en la ortoanfibolita. Este depósito tiene una estrecha relación espacial con el Granito Quebrada el Colatillo.

La mineralogía de la veta posee principalmente elementos litófilos típicos de los depósitos granófilos, y la estrecha relación espacial y estructural con la facies leucogranítica

muscovítica del Granito Quebrada el Colatillo, que posee características mineralógicas de tipo-S, presentan semejanzas con el modelo de Strong (1990).

Strong (1990) ubica espacialmente los depósitos granófilos en los contactos de los granitos parentales, como diseminaciones y pegmatitas dentro del plutón (endocontacto) o en vetas y stockworks fuera del mismo (exocontacto). Por lo que el depósito estudiado corresponde a este último tipo.

CONCLUSIONES

Los fluidos hidrotermales ricos en W (F, P, B, Ti) que dieron origen a los depósitos de wolframio están íntimamente relacionados al desarrollo de las zonas de cizalla en la región.

Scheelita se presenta en vetas de alta temperatura (> 300 °C) y en forma diseminada y en microvenillas por reemplazo metasomático en una zona de alteración hidrotermal con la roca de caja.

Se establecen tres estadios de mineralización en las vetas de la mina El Colatillo, en función de las asociaciones minerales, sus texturas y su química mineral. Se distingue el estadio reductor temprano formado por $\text{Qz} + \text{Cpx} + \text{Pl}$, luego el estadio reductor tardío conformado por $\text{Amp}_1 + \text{Tur} + \text{Grt} \pm \text{Ilm}$ y finalmente un estadio oxidante formado por $\text{Amp}_2 + \text{Sch} + \text{Czo} + \text{Ttn} \pm \text{F-Ap} \pm \text{Ccp} \pm \text{Py}$.

Los elementos litófilos que transportaron los fluidos hidrotermales W (P, Li, P; Ti) y la escasa cantidad de S^{2-} , indicarían que estos fluidos estarían emparentados con leucogranitoides tipo-S.

La facies leucogranítica muscovítica del Granito Quebrada del Colatillo tiene una estrecha relación espacial con los depósitos de wolframio y es muy probable que posea características de tipo-S.

Los depósitos vetiformes y diseminados de wolframio estudiados pueden encuadrarse en el modelo de depósitos granófilos de Strong (1990).

La edad de la mineralización está acotada al Ordovícico Superior-Silúrico dentro de la época metalogénica Famatiana temprana.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación también fue financiada por los siguientes proyectos: PROICO 03-0223 (UNSL), PROICO 03-1123 (UNSL). Un profundo agradecimiento por el apoyo técnico y humano brindado en el Departamento de Geología de la UNIOVI, en especial a Andrés Cuesta, Emilio Ariño y Miguel

Ángel Fernández, mientras se utilizó la microsonda electrónica en una pasantía realizada por Eliel Enríquez. Agradecemos a Teresita Montenegro y a un árbitro anónimo por sus valiosos comentarios que ayudaron a mejorar sustancialmente este trabajo. También el agradecimiento a Pablo Leal y María Florencia Gargiulo por su manejo editorial.

BIBLIOGRAFÍA

- Bril, H. y Ramboz, C. 1982. Les concentrations stannio-wolframifères du district de Brioude-Massiac (Cantal): analyse comparée de la mineralogy et des phases fluids associés. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris* 294: 387-390.
- Brodtkorb, M.K. y Brodtkorb, A. 1979. Stratabound scheelite deposits in the Precambrian Basement of San Luis (Argentina). En: *Time and Stratabound Ore Deposits* (Klemm, D. D. y H. J. Schneider, ed...) Springer, Berlin, 141-149.
- Brodtkorb, M.K. y Ametrano, S. 1981. Estudio mineralógico de la mina Los Cóndores, Provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 259-271, San Luis.
- Brodtkorb, M.K., Pezzutti N., Brodtkorb, A. and Schidlowski, M. 1985. Tourmaline Schists and their Relationship to Precambrian Scheelite Deposits from the San Luis Province, Argentina. *Monograph Series on Mineral Deposits* 25: 151-160; Gebrüder Borntraeger, Berlin-Struttgart.
- Brodtkorb, M.K., Pezzutti, N. y Fernández, R. 1989. Un modelo poco frecuente: yacimientos de scheelita en rocas volcánicas ácidas - intermedias. Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, 63-67, Mar del Plata.
- Brodtkorb, M.K., Fernández, R., Pezzutti, N., Beer, E., Hirschl, R. y Sparisci, O. 1998. Geología de la franja con mineralización scheelítica de la zona de cizalla Rio Guzmán, provincia de San Luis, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1:33-38, Buenos Aires.
- Brogioni, N. 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito de Las Chacras Piedras Coloradas, San Luis. Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas I: 766-770. Chile.
- Brogioni, N. 1992. Geología del Batolito de las Chacras-Piedras Coloradas Provincia de San Luis. *Revista del Museo de La Plata* 9 (99): 1-14.
- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E. 2005. Petrología del magmatismo de arco pre-deformacional en el cordón del Realito y la zona norte del Plutón La Escalerilla. Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 495-412.
- Burnham, C. y Ohmoto, H. 1980. Late-Stage processes of felsic magmatism. En: Ishihara, S. y Takenouchi, S. (Eds), *Granitic and Magmatism and Related Mineralization*. Mineralogical Society of Canada, Special Issue 8: 1-11, Victoria, British Columbia.
- Christiansen, R., Morosini, A., Enriquez, E., Muñoz, B.L., Lince Klinger, F., Martínez, M.P., Ortiz Suárez, A. y Kostadinoff, J. 2019. 3D litho-constrained inversion model of southern Sierra Grande de San Luis: new insights into the Famatinian tectonic setting. *Tectonophysics* 756: 1-24.
- Dahlquist, J.A., Macchioli Grande, M., Alasino P.H., Basei, M.A.S., Galindo, C., Moreno, J.A. y Morales Cámara, M. 2019. New geochronological and isotope data for the las Chacras – potrerillos and Renca batholiths: a contribution to the middle-upper devonian magmatism in the pre-andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina), SW Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 93: 348-363.
- Delakowitz, B., Höll, R., Brodtkorb, M.K. y Brodtkorb, A. 1991. Geología y génesis de yacimientos scheelíticos en la Sierra del Morro oeste Provincia de San Luis. *Geología de Yacimientos de Wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba*. Argentina. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación N° 1: 49-96, La Plata..
- Drobe, M., López de Luchi, M. G., Steenken, A., Frei, R., Naumann, R., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2009. Provenance of the Late Proterozoic to Early Cambrian metaclastic sediments of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas) and Cordillera oriental, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 239-262.
- Enriquez, E., Iocco, M., Ramos, G., Morosini, A., 2019. Mineralización de scheelita en ortoanfibolitas, mina El Colatillo, provincia de San Luis, Argentina. XII Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica, y Metalogénesis, Actas: 301-302, Córdoba.
- Etcheverry, R. 1991. Yacimiento wolframífero Los Avestruces (San Luis). Un Depósito tipo: "Filón de cuarzo con scheelita". En: Brodtkorb, M.K. (Ed), *Geología de Yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba*, Argentina. Publicación N° 1:27-48, Instituto de Recursos Minerales, La Plata.
- Fernández, R., Pezzutti, N. y Brodtkorb, M.K. 1991. Geología, petrografía y yacimientos entre Pampa del Tamboreo - Paso del Rey - Santo Domingo, provincia de San Luis. En: Brodtkorb, M.K. (Ed), *Geología de Yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba*, Argentina. Publicación N° 1:153-178, Instituto de Recursos Minerales, La Plata.
- Fernández, R., Pezzutti, N., Brodtkorb, M.K. de y Paar, W. 1994. Cuarzitas spessartíficas (cotícules) del yacimiento scheelítico "La Higuera", Provincia de San Luis. II Reunión Mineralogía y Metalogénia, vol.1: 89-100, La Plata.
- Ferracutti, G., Bjerg, E.A., Hauzenberger, C., Mogessie, A., Cacace, F. y Asiain, L. 2017. Meso to Neoproterozoic layered mafic-ultra-mafic rocks from the Virorco back-arc intrusion, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 79: 489-506.
- Galliski, M.A., Márquez-Zavalía, M.F., Pagano, D. S. y Škoda, R. 2019. The Totoral tungsten district, San Luis, Argentina: W-(Au, Sb) bearing sills associated to late-collisional s-type leucogranites. XIII Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica y Metalogénesis, Actas: 426-427, Córdoba.
- Gonzalez, R. 1957 Descripción de la Hoja 22g-Quines, San Luis: Direc-

- ción Nacional de Minería, Boletín 87: 55 p., Buenos Aires.
- González, P.D. 2003. Estructura, metamorfismo y petrología del basamento ígneo-metamórfico de la Sierra de San Luis entre Nogolí y Gasparillo. Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata (Inédita), 446 p., La Plata, Buenos Aires.
- González, P.D., Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S. y Vlach, S.R.F. 2004. Early Paleozoic structural and metamorphic evolution of western sierra de San Luis (Argentina), in relation to Cuyania Accretion. *Gondwana Research*, 7: 1157-1170.
- González, P., Sato, A. y Llambías, E. 2006. Geología de las fajas de deformación dúctil del oeste de la Sierra de San Luis. 13° Reunión de Tectónica, Resúmenes: 29, San Luis.
- Hack, M., Brodtkorb, M. K. de, Höll R. y Brodtkorb A. 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique la Florida y Pampa de Tamboreo, provincia de San Luis. En: Brodtkorb, M.K. (Ed), *Geología de Yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina*. Publicación N° 1:113-152, Instituto de Recursos Minerales, La Plata.
- Hauzenberger, C., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. y Dimieri, L. 2001. Metamorphic evolution of the Sierras de San Luis, Argentina: granulites facies metamorphism related to mafic intrusions. *Mineralogy and Petrology* 71: 95-126.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. y Welch, M.D. 2012. IMA report, nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97 2031–2048.
- Iocco, M. 2018. Petrografía de los depósitos de wolframio de la Mina El Colatillo al sur de Pampa De la Invernada, Departamento Pringles, Provincia de San Luis- Argentina" Trabajo Final de Licenciatura. Universidad Nacional de San Luis (Inédito), 108 p., San Luis.
- Kwak, T.A. 1987. W-Sn skarn deposits and related metamorphic skarns and granitoids: Elsevier, 451 p., New York.
- Leveratto, M.A. y Malvicini, L., 1982. Geología, Mineralogía y Génesis del yacimiento de wolframio "El Duraznito", San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(4): 369-383.
- Locock A. 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*, 62: 1-11.
- López de Luchi, M.G., Siegesmund S., Wemmer K. y Nolte, N. 2017. Petrogenesis of the postcollisional middle devonian monzonitic to granitic magmatism of the sierra de San Luis, Argentina *Lithos* 288–289: 191-213.
- López de Luchi, M., Martínez Dopico, C. I., Cutts, K., Schulz, B., Siegesmund, S., Wemmer K. y Montenegro, T. 2021. The Conlara metamorphic complex: lithology, provenance, metamorphic constraints on the metabasic rocks and chime monazite dating. *Journal of South American Earth Sciences* 106: 1-45.
- Llambías, E. y Malvicini, L. 1982. Geología y génesis de los yacimientos de tungsteno de las Sierras del Morro, Los Morrillos y Yulto, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37: 100-143.
- Llambías E., Sato A.M., Prozzi, C. y Sanchez, V. 1996. Los pendants de gneises en el plutón Gasparillo: evidencias de un metamorfismo pre-famatiniano en las Sierras de San Luis. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas: 369-376, Buenos Aires.
- Llambías, E., Sato, A. M., Ortiz Suarez, A. y Prozzi, C. 1998. The granitoids of the sierra de San Luis. *Geological Society of London. Special Publication N° 142*. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.) *The proto-Andean Margin of Gondwana*,: 325-341, Geological Society of London, Inglaterra.
- Malvicini, L., Ortiz Suarez, A., Sosa, G., Ulacco, H. y Ramos, G. 1991, *El Ciclo Metalogenético Precámbrico-Paleozoico de La Sierra de San Luis, República Argentina*. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas: 101-105, Viña del Mar, Chile.
- Montenegro T., Etcheverry R., Leal P. y Brodtkorb M. K., 2009. Depósitos de scheelita asociados a lamprófiros/biotitas departamento San Martín, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (3): 447-457.
- Moreno, D., Ortiz Suárez, A., Ramos G. y Morosini, A. 2010. Geología y Mineralizaciones de wolframio premetamórficas de la región ubicada entre los arroyos Guascara y Rumi Huasi, Provincia de San Luis. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 205-212, Río Cuarto, Córdoba.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, Aoki, K. y Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73: 1123-1133.
- Morosini, A., Ortiz Suárez, A., Otamendi, J., Pagano, D.S. y Ramos, G. 2017. La Escalerilla pluton, San Luis Argentina: The orogenic and post-orogenic magmatic evolution of the famatinian cycle at Sierras de San Luis. *Journal of South American Earth Sciences*, 73: 100-118.
- Morosini A., Enriquez E., Pagano D. S., Orozco B., Ulacco J., Tibaldi A., Cristofolini E., Muñoz B. L., Ortiz Suárez A., Sánchez E., Icazatti F., Gil, R., Crespo E. y Ramos, G. 2019. Las Cañas plutonic complex: geodynamic implications during the Famatinian orogenic magmatism in northeast of Sierra de San Luis, Argentina *Journal of South American Earth Sciences* 93: 313-347.
- Morosini, A., Christiansen, R., Enriquez, E., Pagano, D. S., Peron Orrillo, J., Ortiz Suárez, A., Martínez, M. P., Muñoz, B. y Ramos, G. 2021. Architecture and kinematics of the Famatinian deformation in the Sierra Grande de San Luis: a record of a collisional history at 33° S latitude. *Journal of South American Earth Sciences* 105: 1-30.
- Muñoz, B., Enriquez, E., Morosini, A., Demartis, M., Ortiz Suárez, A., Pinotti, L., D´eramo, F., Christiansen, R., Basei, M., Grosso Cepparo, P., Pagano, D. y Ramos, G., 2022. Age of the El Hornito pluton and thermobarometry of its thermal aureole: Insights into achalian (Devonian) magmatism in the Sierras Pampeanas of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 114: 1-19.
- Mutti D., Di Marco A. y Geuna S. 2007. Depósitos Polimetálicos en el Orógeno Famatiniano de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba:

- fluidos, fuentes y modelo de emplazamiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (1): 44-61. Buenos Aires
- Newbery, R.J. 1983. The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns *Canadian Mineralogist* 21: 529-544.
- Ortiz Suarez, A., Prozzi, C. y Llambías, E. 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. *Revista de Estudios Geológicos* 48 (5 6): 269-277.
- Ortiz Suárez, A. y Casquet, M. C. 2005. Inversión metamórfica en el orógeno famatiniano de la Sierra de San Luis, Argentina. *Geogaceta*, 38: 231-234.
- Ortiz Suárez, A., P. Grosso Cepparo, J. Gómez Figueroa, M. Erroz y Montenegro, T. 2009. Geología del basamento en el extremo noroeste de la Sierra de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (3): 481-492.
- Ortiz Suarez, A.E., Enriquez, E., Morosini, A. y Carugno Durán, A. 2021. Estructura y metamorfismo del Grupo Las Aguadas (Complejo metamórfico Conlara), provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78 (2): 311-332.
- Otamendi, J.E., Cristofolini, E.A., Morosini, A., Armas, P. Tibaldi, A.M. y Camilletti, G.C. 2020. The geodynamic history of the Famatinian arc, Argentina: a record of exposed geology over the type section (latitudes 27°-33° south) *Journal of South American Earth Sciences* 100: 1-22.
- Perón Orrillo, J.M., Romero, R., Otamendi, J., Morosini, A., Rivarola, D., Barra, F., Leisen, M. y Ortiz Suárez, A., 2019. Depositional age and provenance in the San Luis Formation, Sierras Pampeanas, Argentina: evidence from detrital zircon studies. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 1-17.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La Formación San Luis. Primeras Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas, 1 pp. San Luis.
- Ramos, G. 1990. Estudios preliminares sobre el control estructural en la mina de scheelita "La Teodolina", Provincia de San Luis. Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 357-360, San Juan.
- Ramos, G. 1991. Caracteres estructurales de algunas manifestaciones de scheelita en la zona de la mina "La Teodolina". San Luis, Argentina. 1° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Publicación 2: 237-247, La Plata.
- Ramos, G., Ortiz Suarez, A. y Malvicini L. 1997. Características del protolito de las metamorfitas de bajo grado, portadoras de granates ferro-manganesíferos y scheelita en el área de Paso del Rey, San Luis Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, Volumen II:1478-1482, Chile.
- Ramos, G. 2001. Preliminary studies of stable isotope data in the Pancanta-La Carolina tungsten district. San Luis, Argentina. 3° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Versión digital: 527-530. Pucón, Chile.
- Ramos, G., Malvicini, L., Ortiz Suárez, A. y Vinciguerra, H. 1999. Geología de la mina El Porvenir en el distrito wolframífero de Pancanta y su relación con el granito de La Escalerilla, Provincia de San Luis, Argentina, in Proceedings, XIV Congreso Geológico Argentino, Actas. II: 320-322, Salta.
- Ramos G. y Ortiz Suárez, A. 2005. Edad de la mineralización de wolframio del Valle de Pancanta y su implicancia en la Evolución del magmatismo de la región. Simposio Bodenbender, INSUGEO Serie Corrección Geológica 19: 103-112
- Ramos, G. 2012. Metalogénesis de los depósitos de wolframio en el Valle de Pancanta- La Carolina y su relación con la evolución geológica del basamento de la región. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (Inédita), 321p., San Luis.
- Ramos G., Morosini A. y Ortiz Suárez, A. 2013. Control estructural y magmático de depósitos vetiformes de wolframio en el Valle de Pancanta y La Carolina, San Luis, Argentina. 2° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Resúmenes: 48-49, San Luis.
- Ramos G., Morosini A. y Ortiz Suárez, A. 2016. Mineralización de Wolframio controladas por zonas de cizalla en el Valle de Pancanta-La Carolina. San Luis. Argentina. I Reunión de Fluidos y Deformación. Deformación, Actas: 47-48, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Verdecchia, S.O., Casquet, C., Baldo, E.G., Galindo, C., Murra, J.A. Dahlquist, J.A. 2016. Identifying laurentian and SW Gondwana sources in the neoproterozoic to early paleozoic metasedimentary rocks of the sierras Pampeanas: paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research* 32: 193-212.
- Sato, A.M., González, P. y Llambías, E. 2003. Evolución del orógeno Famatiniano en la Sierra de San Luis: magmatismo de arco, deformación y metamorfismo de bajo a alto grado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 487-504.
- Sims J.P., Stuart-Smith, P.G., Lyons, P. y Skirrow, R.1997. 1:250.000 Scale Geological and Metallogenetic Maps. Sierras de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Final report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine- Australia Cooperative Project. Australian Geological Survey Organization.
- Skirrow, R.G., Camacho, A., Lyons, P., Pieters P.E., Sims, J. P., Stuart-Smith, P.G. y Miró R. 2000. Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: geological, ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag, -Pb and W ore formation. *Ore Geology Reviews* 17: 39-81.
- Sosa, G. M., Ramos, G. A., Ulacco, J. H., Urbina, N. E., Lacreu, H. L. y Oggier, F. P. 2001. Metalogenia de la Sierra de San Luis. Parte I: Proterozoico Superior a Pérmico Inferior. VII Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 1:15-20, Salta.
- Steenken, A., Siegesmund, S., López de Luchi, M. G., Frei, R. y Wemmer, K. 2006. Neoproterozoic to early Palaeozoic events in the Sierra de San Luis: implications for the Famatinian geodynamics in the Eastern Sierras Pampeanas (Argentina). *Journal of the Geological Society* 163: 965-982.
- Stoll, W. C. 1963. Los Yacimientos de scheelita de Cerro Los Cocos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Tomo XVII: 116-120. Buenos Aires, Argentina XVII: 116-120.
- Strong, D. F. 1990. A model for granophile mineral deposits. En: Roberts R.G. y Sheahan P.A. (Eds.), *Ore deposit models*, Reprint 3: 59-66.,

Geoscience Canada. Canadá.

Ulacco, J.H. 1997, Metalogenia de las vetas de Plomo – Zinc del distrito Las Aguadas, Departamento San Martín, Provincia de San Luis. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Luis (inérita), 221 p., San Luis.

Whitney, D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.