



Universidad Nacional de Río Negro

Trabajo Final de Licenciatura en Geología

**Caracterización geoquímica y mineralógica de la sección 5303350 del depósito
epitermal Loma de la Plata, Proyecto Navidad, Chubut, Argentina**

Maximiliano Martín Mercado

Directora:

Dra. Josefina Pons

Co-directora:

Dra. Marta Franchini

RESUMEN

El depósito epitermal de sulfuración intermedia Loma de la Plata, está ubicado en la Provincia de Chubut ($42^{\circ}2'S - 68^{\circ}8'O$), y junto a otros siete depósitos (Loma Navidad, Loma Galena, Loma Baritina, Loma Calcita, Loma Calcita NW y Valle Esperanza) conforman el distrito Navidad, localizado en el sector occidental del Macizo Norpatagónico dentro de los límites de la Cuenca Cañadón Asfalto.

Loma de la Plata contiene 4500 t de Ag con leyes medias de 169 g/t y presenta un estilo de mineralización distal, con una relación Ag/Pb de 187,8. La mineralización se encuentra alojada en la Unidad Volcánica C de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Inferior).

En la sección analizada se registra el comienzo de la actividad hidrotermal con el Episodio I, que precipita calcita, baritina, escasa magnetita y trazas de pirita. El Episodio II está conformado por tres estadios: el primero y más importante, introduce Cu-Zn-Pb junto a Sb y abundante Ag al sistema, los que precipitan como calcopirita > esfalerita > tetrahedrita > galena debido a la mezcla de fluidos clorurados ascendentes con aguas más frías descendientes con contenido de H_2S . El segundo estadio precipita bornita, que reemplaza a la calcopirita y tetrahedrita. El último estadio está dado un nuevo pulso rico en Ag que produjo el reemplazo y exolución de Ag contenida en sulfuros y sulfosales previos y que precipitó como estromeyerita y acantita.

Los minerales producto de la alteración hidrotermal temprana (feldespato potásico, clorita, titanita y laumontita) sugieren que la roca interactuó con fluidos oxidantes de pH neutro a alcalino con temperaturas comprendidas entre los 350 y $>220^{\circ}C$ con fluctuaciones en el contenido de CO_2 disuelto. La presencia del interestratificado illita-esmectita y esmectita tardíos indican la circulación de aguas descendentes calentadas por vapor ricas en CO_2 con

pH neutro o un enfriamiento del sistema hidrotermal. La zonación de illita-esmectita a esmectita sugiere un control estructural para la circulación de estos fluidos.

Loma de la Plata comparte varias características mineralógicas y texturales con otros depósitos distales del distrito (Valle Esperanza), sin embargo, se diferencia por la presencia de laumontita asociada a la mineralización, la zonación geoquímica (zonas centrales rica en metales base y plata y periféricas con anomalías de zinc y arsénico) y por la zonación de los minerales de alteración (illita-esmectita proximales, esmectitas distales). Estos depósitos, que hospedan una mineralización del tipo distal con respecto al conducto de alimentación de fluidos, presentan marcadas diferencias con mineralización proximal de Loma Galena (una mayor relación Ag/Pb, Ag contenida en sulfuros y sulfosales de Cu-Fe y Cu-Ag en lugar de pirita-marcasita framboidal y circulación de fluidos neutros a alcalinos, con ausencia o escasa alteración a caolinita).

Abstract

The intermediate sulfidation epithermal deposit Loma de la Plata is located in the Chubut Province along with other seven deposits (Loma Navidad, Loma Galena, Loma Baritina, Loma Calcita, Loma Calcita NW y Valle Esperanza). It is part of the Navidad district, which is placed in the western Macizo Norpatagónico among the Cañadón Asfalto Basin.

Loma de la Plata has resources of 4500 t Ag with mean grades of 169 g/t and shows a distal mineralization style with an 187,8 Ag/Pb ratio. Mineralization is hosted in Volcanic Unit C of the Cañadón Asfalto Formation (Lower Jurassic).

The beginning of the hydrothermal activity, in the analyzed section, has been recorded with Episode I, which precipitates calcite, barite, scarce magnetite and trace pyrite. Episode II

consist of three states, the first and most important inputs Cu-Zn-Pb with Sb and abundant Ag, which precipitates chalcopyrite>sphalerite>tetrahedrite>galena as result of fluid mixing. The last state is given by Ag exsolution from previous sulfides and sulfosalts to form stromeyerite and acanthite

Hydrothermal alteration minerals products (potassic feldspar, chlorite, titanite and laumontite) suggest the rock interacted with neutral to alkaline oxidant fluids with temperatures range between 350 to 220°C and fluctuating dissolved CO₂ content. The presence of late illite-smectite mixed layer and smectite indicates the circulation of neutral CO₂-rich steam heated waters or cooling of the hydrothermal system. Zoning of these minerals suggest structural control of fluids.

Loma de la Plata shares some mineralogical and textural characteristics with other distal deposits of the district (Valle Esperanza), although it differs in the presence of laumontite related to mineralization, geochemical zoning (base metal and Ag-rich central zones and outer Zn-As), and zoning of hydrothermal alteration minerals (proximal illite-smectite and distal smectite). Both distal mineralization style deposits, Loma de la Plata and Valle Esperanza, show marked differences with Loma Galena given by a higher Ag/Pb ratio, Ag contained in Cu-Fe and Cu-Ag sulfides and sulfosalts rather than framboidal pyrite-marcasite, and the absence of abundant kaolinite alteration product.

ÍNDICE

RESUMEN	1
CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN	6
Antecedentes geológicos	7
Antecedentes mineros.....	9
CAPÍTULO 2 - MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	10
CAPÍTULO 3 - GEOLOGÍA LOCAL	17
Caracterización de las Unidades Volcánicas A, B y C de la Formación Cañadón Asfalto	19
Estructura	21
CAPITULO 4 - METODOLOGÍA	24
CAPÍTULO 5 - GEOLOGÍA DE LA SECCIÓN E-O 5303350 DEL DEPÓSITO LOMA DE LA PLATA	29
CAPÍTULO 6 - ALTERACIÓN HIDROTHERMAL	36
Caracterización de la alteración hidrotermal	36
CAPÍTULO 7 - MINERALIZACIÓN	47
Minerales de ganga.....	47
Minerales de mena.....	55
Yacencia de la mineralización y características geoquímicas	63
CAPÍTULO 8 - DISCUSIÓN	68
Geología y estructura	68

Condiciones de formación de los minerales hidrotermales	69
Evolución de los fluidos hidrotermales.....	71
Secuencia paragenética	73
Yacencia de la Mineralización.....	76
Comparación con otros depósitos del distrito.....	77
CONCLUSIONES	81
AGRADECIMIENTOS	84
BIBLIOGRAFIA	87

CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN

El distrito Navidad ($42^{\circ}2'S - 68^{\circ}8'O$) se localiza en el suroeste del Macizo Norpatagónico, entre las localidades de Gastre y Gan Gan, provincia de Chubut (Fig. 1A). Es un distrito minero de Ag-Pb (Zn-Cu) de clase mundial con recursos medidos de 15,4 Mt y leyes promedio de 137 g/t de Ag y 1,44 % de Pb (Williams, 2010). Se encuentra ubicada en sector occidental del Macizo Norpatagónico, sobre la cuenca cañadón Asfalto (Fig. 1B). Presenta características de yacimientos epitermales de sulfuración intermedia y se aloja en las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cañadón Asfalto (Bouhier, 2017; Márquez et al., 2016; Williams, 2010; Sillitoe, 2007; Montgomery, 2003). La interacción entre tectónica, volcanismo y sedimentación fue propicia para el desarrollo de un sistema hidrotermal somero durante el Jurásico Medio (Lhotka, 2014; Bouhier, 2017; Pratt, 2010; Williams, 2010).

El distrito consta de ocho depósitos dispuestos a lo largo de tres corredores estructurales (*trends*) subparalelos, de rumbo NO-SE, denominados Navidad, Esperanza y Argenta (Márquez et al., 2016; Williams, 2010). Bouhier (2017) señalan un fuerte control estructural y litológico de la mineralización en estos depósitos, el último está dado por niveles de autobrechas intercalados en las lavas.

Loma de la Plata se ubica ente el corredor Argenta, al SO del corredor Valle Esperanza y contiene recursos de más de 4500 t de Ag con leyes promedio de 169 g/t de Ag, por lo que es considerado un depósito de clase mundial (Williams, 2010). Hasta el momento no se han realizado estudios de detalle en este depósito para conocer las similitudes y diferencias con el modelo geológico-metalogenético establecido para el depósito Loma Galena (Bouhier, 2017) y con las características de la alteración y mineralización del depósito Valle Esperanza (Peralta, 2018)

Este trabajo brinda la descripción detallada de la distribución de la alteración hidrotermal y de la mineralización y sus asociaciones minerales a lo largo de la sección E-O 5303350 del depósito Loma de la Plata. Los resultados obtenidos aportan información que puede ser útil para conocer la evolución química y térmica de los fluidos hidrotermales y los procesos de interacción fluidos/roca acaecidos durante la actividad del sistema hidrotermal hospedado en la secuencia volcano-sedimentaria del Jurásico.

Antecedentes geológicos

Los primeros estudios sobre la metalogénesis del distrito Navidad fueron realizados por Montgomery (2003) sobre muestras de superficie de los depósitos Loma Navidad, Loma Galena y Loma Baritina. En su trabajo clasifica el estilo de mineralización en Navidad como un sistema híbrido, con características de sistemas epitermales de sulfuración intermedia, de depósitos de cobre hospedados en rocas sedimentarias y de depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS).

Lhotka et al. (2005) plantean que el distrito Navidad difiere de los sistemas epitermales de baja sulfuración típicos de la Patagonia por la ausencia de oro y el gran volumen de roca mineralizada. Dichos autores clasifican a la mineralización como sin-volcánica y sin-sedimentaria, por lo que le adjudican también algunas características de los depósitos VMS.

Sillitoe (2007) clasifica a Navidad como un depósito de tipo epitermal de sulfuración intermedia, a pesar de la geometría estrato-ligada de los cuerpos mineralizados. Considera las fallas normales con rumbo NO que definen a los corredores Navidad, Esperanza y Argenta como sitios de ascenso de los fluidos. Según este autor, los principales conductos de fluidos están evidenciados por brechas freáticas rodeadas de *stockworks* epigenéticos. Además,

describe una zonación de los metales, donde las concentraciones de Zn y As aparecen distales respecto de las concentraciones de Ag, Pb y Cu.

En base a la mineralogía de la mena, la intensidad y tipo de alteración, el grado de brechamiento hidrotermal y las relación Ag/Pb, Williams (2010) identifica 3 estilos de mineralización para el sistema: proximal, transicional y distal.

La mineralización proximal, representada por los depósitos Loma Galena y Loma Navidad, se caracteriza por una mayor abundancia de brechas hidrotermales, de minerales de ganga y mena con texturas que evidencian un rápido enfriamiento y precipitación, mayor intensidad de alteración junto a menores relaciones Ag/Pb (6,6 a 27,3; Bouhier, 2017; Williams, 2010). Bouhier (2017) brinda un modelo geológico-metalogenético del depósito Loma Galena basado en datos petrogenéticos, caracterización y distribución de la alteración hidrotermal y de la mineralización y aporta datos isotópicos y geoquímicos, donde vincula el hidrotermalismo al vulcanismo coetáneo con el desarrollo de la cuenca Cañadón Asfalto. En este modelo define el control litológico y estructural de la mineralización e identifica dos pulsos mineralizantes. El primero y más importante, aporta Ag-Pb-Zn-(Fe) transportados por fluidos clorurados (con temperaturas $<208^{\circ}\text{C}$ y salinidades de 16% NaCl eq.), controlados por fallas normales del horst Galena y Chenque. El segundo, más acotado, introduce Cu y posiblemente Ag a través de la falla Sauzal. Define como principal mecanismo de precipitación de los sulfuros y sulfosales a la mezcla de fluidos oxigenados y salinos con aguas calentadas por vapor ricas en H_2S .

La mineralización distal representada por los depósitos Loma de La Plata y Valle Esperanza se caracteriza por tener una razón alta de Ag/Pb, una alteración hidrotermal débil de la roca de caja y un escaso brechamiento hidrotermal con un fuerte control litológico (Williams,

2010). Para Valle Esperanza, Peralta (2018) propone 3 estadios mineralizantes que depositaron varias generaciones de calcita, calcedonia, baritina localizados en venas y venillas brechadas junto a sulfuros y sulfosales de Cu-Ag-Sb, acompañados de una alteración no penetrativa de la roca producto de la circulación de fluidos calientes con pH neutro y fluidos más fríos ácidos.

Antecedentes mineros

En el año 1998 la empresa minera australiana Normandy adquiere la compañía francesa La Source Developpement Argentina, la cual se encontraba estudiando la meseta patagónica, principalmente la provincia de Río Negro, donde luego conformarían el proyecto Au-Ag Calcatreu. Una segunda etapa de exploración por parte de esta compañía genera datos geoquímicos regionales que luego conducirían al descubrimiento de Navidad.

En 2002 la empresa minera Newmont compra los activos de todo el mundo de Normandy. Tras la evaluación de los análisis geoquímicos, la rentabilidad de Calcatreu y con la desestimación del potencial minero de la zona, a mediados de 2002 Newmont decide retirarse de Argentina, por lo que opta por vender sus propiedades. En noviembre de 2002, la compañía IMA Exploration, con activos canadienses, inicia un programa de exploración en las propiedades al norte de Chubut sobre nuevas áreas y áreas ya prospectadas en un acuerdo con Normandy. En diciembre de 2002 se descubren los primeros afloramientos con mineralización de interés económico donde posteriormente se encontraría Loma Navidad y Zona Conector, e inmediatamente después en los sectores de Loma Galena y Loma Baritina. En noviembre del 2003 se realiza la primea perforación que confirmaría la mineralización polimetálica por debajo de la cubierta sedimentaria en Loma Galena, mientras que en marzo de 2004 se obtienen los primeros testigos con plata nativa en el sector de Loma Calcita.

En el año 2006, los depósitos descubiertos por IMA Exploration pasan a ser administrados por Aquiline, la cual define tres nuevos depósitos: Loma de la Plata, Loma Baritina y Valle Esperanza.

A fines del año 2009, Aquiline vende el proyecto a Pan American Silver, la cual a través de su subsidiaria Minera Argenta, continúa con sus tareas de exploración hasta la actualidad.

CAPÍTULO 2 - MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El distrito Navidad está ubicado en el sector occidental de la unidad morfoestructural denominada Macizo Norpatagónico o Macizo Somún Cura (Ramos, 1999a). La geología y estructura del distrito están comprendidas por las Hojas Geológicas 4369-I Gastre y 4369-II Gan Gan (Ardolino et al., 2011; Ardolino, 1999). El macizo limita al oeste con la Cordillera Patagónica y su límite sur está definido por la cuenca Cañadón Asfalto (Ramos, 1999b).

En las proximidades del área de estudio afloran unidades comprendidas desde el Paleozoico hasta depósitos cuaternarios (Fig. 2). Las rocas más antiguas corresponden al basamento ígneo-metamórfico representado por las formaciones Calcatapul y Mamil Choique (Carbonífero-Pérmico). La Formación Calcatapul consta de rocas metavolcánicas silíceas a máficas intercaladas con delgadas capas de filitas y metaconglomerados del Paleozoico Superior que afloran en el sector oeste de la Sierra de Calcatapul (Proserpio, 1978; Dalla Salda et al., 1994; von Gosen y Loske, 2004; Zaffarana et al., 2010). La Formación Mamil Choique consta de granodioritas, granitos y tonalitas (Cerredo y López de Luchi, 1998; López de Luchi y Cerredo, 2008) de edad Permo-Triásica (K/Ar de $249,7 \pm 5,3$ Ma; Ravazzoli y Sesana, 1977) que afloran en las sierras Cabeza del Buey, Laguna del Toro y Sierra del Medio (Rapela et al., 1991; Llambías et al., 1984).

Con posterioridad a los primeros estadios de ruptura Gondwana y con la activación de la subducción a lo largo de su margen sudoeste (Rapela et al., 2005), se produjo el emplazamiento a escala regional del Batolito de la Patagonia Central (BPC). Este magmatismo calcoalcalino de arco continental que tuvo lugar durante el Triásico (Rapela et al., 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; Pankhurst y Rapela, 1998) está conformado por dos suites magmáticas: la Superunidad Gastre, formada por granitos tipo I con evidencias de interacción de magmas félsicos y máficos (Rb/Sr 220 ± 3 Ma, Rapela y Pankhurst, 1992, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita 213 ± 5 Ma, Zaffarana et al., 2014) y la Superunidad Lipetrén, constituida por monzo-sienogranitos (edad Rb/Sr de ~ 208 Ma, Rapela et al., 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; edades Rb/Sr y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 206.4 ± 5.3 Ma y 206 ± 4 Ma, Claudia B. Zaffarana et al., 2014) y la granodiorita horqueta ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 214 ± 2 Ma, Lagorio et al., 2015). Estas rocas están cubiertas en discordancia por secuencias volcano-sedimentarias jurásicas, lo que sugiere que estuvieron expuestas entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano (Márquez y Navarrete, 2011; Zaffarana et al., 2014). El emplazamiento del BPC ha sido vinculado al Sistema de Fallas Gastre (Rapela y Pankhurst, 1992), aunque estudios posteriores (Claudia B. Zaffarana et al., 2017) indican que su emplazamiento habría estado controlado por estructuras del Paleozoico Superior.

Un período de intenso volcanismo (ca. 188–153 Ma, Pankhurst et al., 1998, 2000) tuvo lugar durante la ruptura de Gondwana (Marsh et al., 1997; Heimann et al., 1994) y continuó con el emplazamiento de un arco volcánico al oeste (Pankhurst et al., 2000; Feraud et al., 1999). Este volcanismo dio origen a tres grandes episodios que constituyen la Provincia Ígnea Silíceo de Chon Aike, una de las mayores provincias riolíticas del mundo (Pankhurst y Rapela, 1998, Pankhurst et al., 2000). El primero de ellos (V1, 188-178 Ma) está representado en el sector del Macizo Norpatagónico (Figura 1) por rocas volcánicas con afinidades de

intraplaca, vinculadas a fundidos de paragneis y cámaras magmáticas de la corteza superior (Riley et al., 2001; Pankhurst et al., 2000). Este episodio coincide parcialmente con el emplazamiento del Batolito Subcordillerano, formado por granitos tipo I de afinidad mantélica asociados a subducción (U/Pb 187-178 Ma; Rapela et al., 2005). El episodio V2 (172-162 Ma) se distribuye en el Macizo del Deseado y Antártida (Fig. 1B) consiste en vulcanitas menos evolucionadas y una firma levemente más mantélica debido a la propagación de la pluma vinculada a los basaltos de Karoo (Pankhurst et al., 2000; Riley et al., 2001). El tercer episodio, V3 (157-153 Ma), se localiza en la Cordillera de los Andes (Fig. 1) y es considerado producto de arcos volcánicos vinculados a procesos de subducción a lo largo del margen occidental de Patagonia (Riley et al., 2001; Pankhurst et al., 2000). La evolución espacial y temporal indica una clara migración de la actividad magmática hacia el sur durante el episodio V2 en sentido horario y finalmente hacia el margen occidental durante el episodio V3 (Pankhurst et al., 2000; Feraud et al., 1999 y referencias allí citadas).

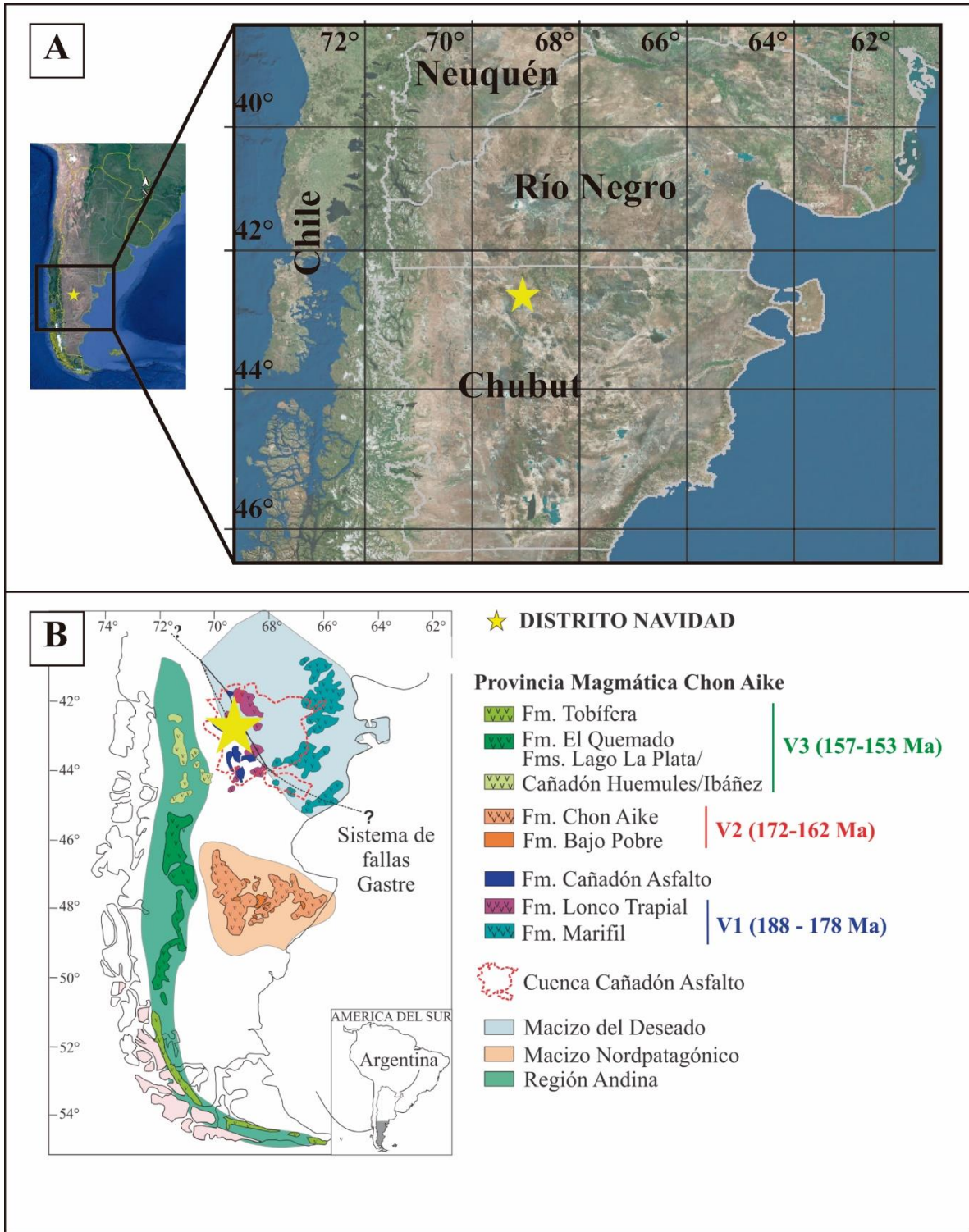


Figura 1. Mapa de la Patagonia que muestra la ubicación del distrito Navidad (A) y de las provincias geológicas con las principales unidades ígneas del Triásico y Jurásico (Tomado de Bouhier (2017) modificado de Ramos (1999) y Fernández et al. (2008).

La cuenca continental Cañadón Asfalto (Fig. 1), se originó durante el Jurásico Temprano (Savignano et al., 2016; Figari et al., 2015; Silva Nieto et al., 2007; Figari, 2005) transtensión (cuenca *pull-apart*) vinculados a la apertura del Mar de Weddell (Mpodozis y Ramos, 2008). El relleno de la cuenca cuenta con una gran variedad de ambientes (lagos, lagunas someras, ríos y pantanos afectados por actividad volcánica) distribuidos en varios depocentros generados en *hemi-grabens* (Figari, 2005).

Figari y Courtade (1993) agrupan las unidades litoestratigráficas de la Cuenca Cañadón Asfalto en tres megasecuencias: J1, J y K. Su relleno comienza con la depositación de la Megasecuencia J1, conformada por las formaciones Las Leoneras, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto de edad Hettangiense-Sinemuriano a Bajociano Tardío (Figari et al., 2015). La Formación Las Leoneras consta de depósitos fluvio-deltáicos tobáceos y calcáreos (Cúneo et al., 2013) que gradan a rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas-riolíticas de la Formación Lonco Trapial (Lizuain y Silva Nieto, 1996; Zaffarana y Somoza, 2012). Estas formaciones son contemporáneas con las vulcanitas félsicas a intermedias de las formaciones Marifil (; Aragón et al., 1996; Cortés, 1981) y Garamilla (Ardolino, 2001), pertenecientes al episodio V1 de la Provincia Ígnea Silíceo Chon Aike (Pankhurst et al., 1998, 2000). La Formación Cañadón Asfalto suprayacente (Stipanovic et al., 1968) está conformada por calizas y rocas epiclásticas con abundante materia orgánica intercaladas con tobas y vulcanitas de composición intermedia a máficas (Lizuain y Silva Nieto, 1996; Bouhier et al., 2017) apoyadas en discordancia y depositadas en un ambiente de cuenca de *rift* (Figari, 2005). Cúneo et al. (2013) divide a esta formación en un miembro inferior y un miembro superior con edades U/Pb en circones de $178,76 \pm 0,092$ - $176,15 \pm 0,12$ Ma y $173,9 \pm 1,9$ y $170,8 \pm 3$ Ma, respectivamente, obtenidas de sus niveles tobáceos. Las edades del miembro

inferior son similares a las edades U/Pb de las unidades lávicas de la Formación Cañadón Asfalto obtenidas por Bouhier et al. (2017).

La Megasecuencia J2 se apoya en discordancia angular sobre la Formación Cañadón Asfalto (Figari, 2005). Está constituida por la secuencia fluvio-lacustre silicoclástica con intercalaciones de tobas de la Formación Cañadón Calcáreo, que aflora al sur de la zona estudiada (Rauhut, 2006; Proserpio, 1978; Fig. 2).

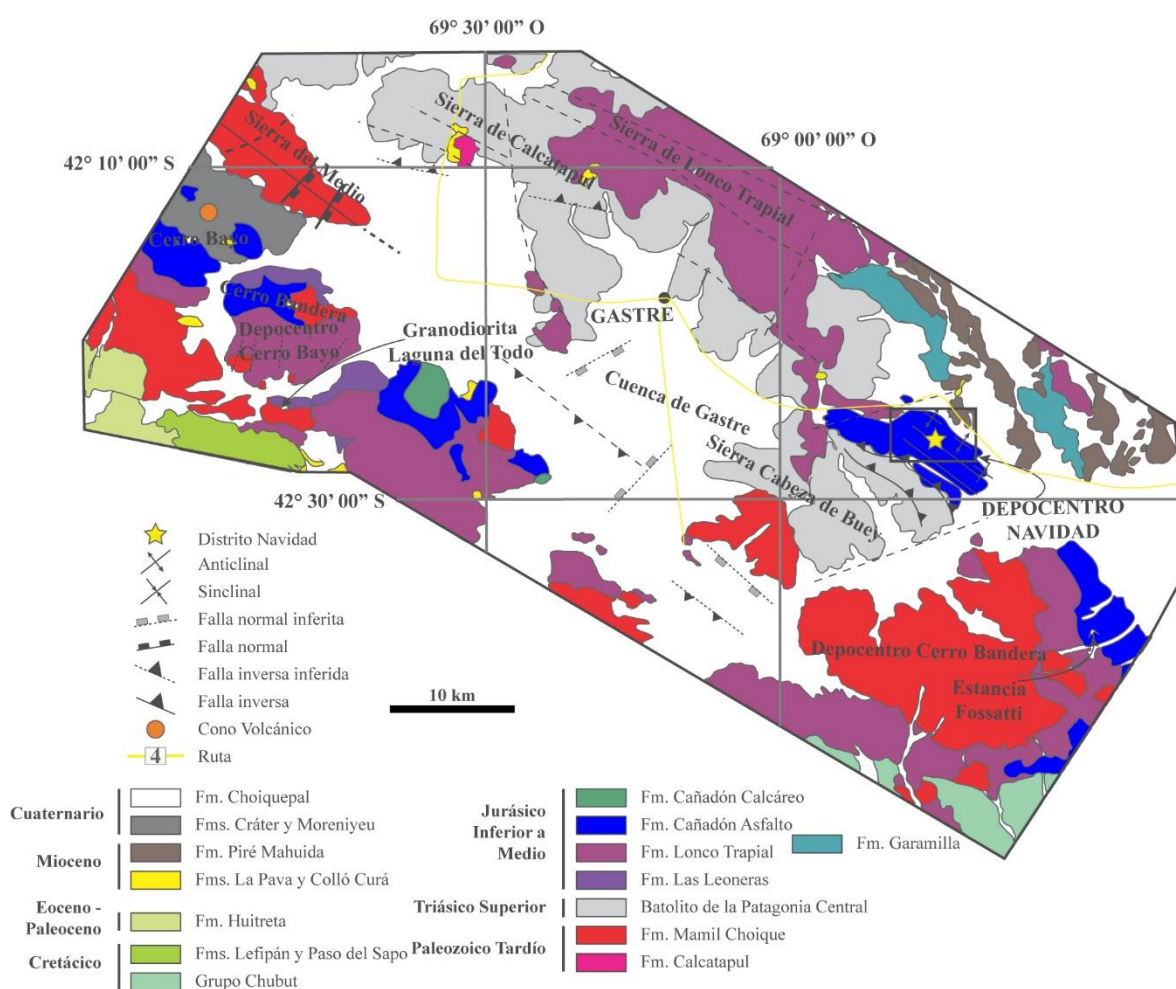


Figura 2. Mapa geológico del sector occidental del Macizo Norpatagónico. Con un recuadro se indica la ubicación del Distrito Navidad. Tomado de Bouhier et al., 2014, modificado de Ardolino, 1999; Ardolino et al., 2011 y Zaffarana et al., 2014) y Bilmes et al. (2013).

Durante el Cretácico un nuevo período de extensión produce la rotación y basculamiento de bloques y la reactivación de fallas preexistentes (Figari y Courtade, 1993). En este marco tectónico se deposita en discordancia angular sobre las secuencias jurásicas anteriores la Megasecuencia K, constituida por depósitos fluviales y ciclos piroclásticos (edad Barremiano–Campaniano del Grupo Chubut (Passalia et al., 2015; Ardolino, 2001; Codignotto et al., 1978).

Los depósitos continentales y marinos del Cretácico Superior a Paleoceno correspondientes a las formaciones Paso del Sapo (Papu et al., 1988) y Lefipán (Medina et al., 1990), respectivamente, sobreyacen a la sucesión jurásica en discordancia angular. Estos depósitos se encuentran cubiertos por la Formación Huitrera constituida por depósitos de rocas volcánicas de edad eocena-oligocena de composición andesítica, dacítica y riolítica (Ravazzoli y Sesana, 1977; Rabassa, 1978; Mazzoni, 1985), formadas durante un periodo de migración del vulcanismo hacia el este (Rapela y Kay, 1988; Aragón et al., 2011).

Las sedimentitas más jóvenes que rellenan la Cuenca de Gastre consisten en depósitos continentales del Mioceno Inferior-Plioceno de las formaciones La Pava (Nullo, 1979) y Collón Curá (Yrigoyen, 1969), contemporáneas con las rocas volcánicas de composición bimodal del Complejo Volcánico Piré Mahuida (Salani y Parica, 1990; Salani et al., 1994).

Las rocas volcánicas más jóvenes están representadas por la Formación Moreniyeu (Proserpio, 1978) y la Formación Cráter (Ravazzoli y Sesana, 1977) del Pleistoceno Inferior-Medio (Mena, 2005). Los depósitos cuaternarios más antiguos pertenecen a la Formación Choiquepan (Volkheimer, 1964). Estas unidades están parcialmente cubiertas por depósitos aluviales y fluviales holocenos (Bilmes et al., 2014).

CAPÍTULO 3 - GEOLOGÍA LOCAL

La geología del distrito Navidad fue estudiada en detalle por Pratt (2010), Williams (2010), Márquez (2016), Savignano (2016) y Bouhier (2017). Las rocas más antiguas consisten en tonalitas y granitos paleozoicos de la Formación Mamil Choique y granitoides triásicos del Batolito de la Patagonia Central (Fig. 2). En el área del distrito estas rocas no afloran, y sólo fueron identificadas en profundidad a partir de sondajes. Representan altos topográficos que delimitan el depocentro más septentrional de la cuenca Cañadón Asfalto. Los afloramientos más antiguos del relleno inicial de la cuenca consiste en las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial (Fig. 3), las cuales fueron depositadas durante los estadios iniciales del *rift* y que afloran en franjas semicontinuas al NE del corredor Navidad (Bouhier et al., 2017). Si bien las volcanitas de la Formación Garamilla (Ardolino, 2001) no están dentro del área del distrito, éstas afloran en el sector NE del mismo (Fig. 2).

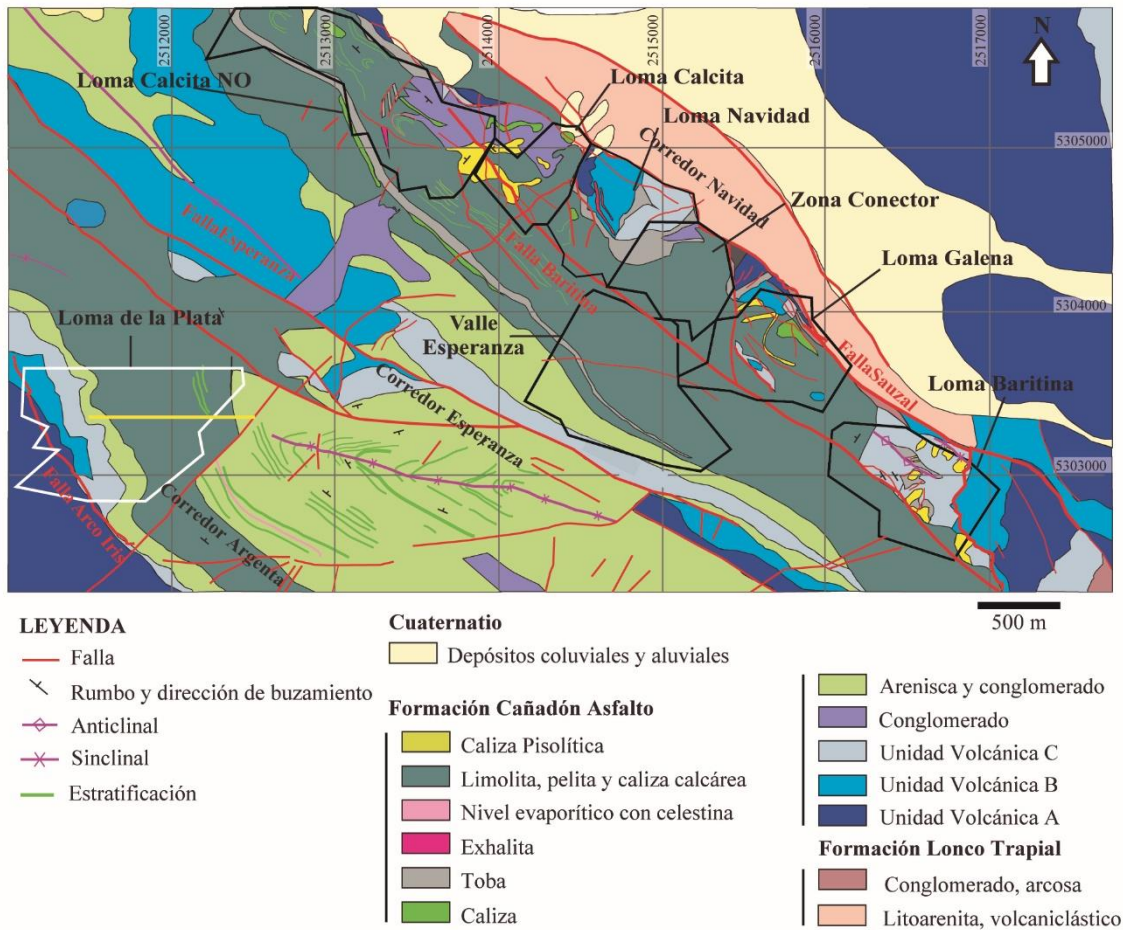


Figura 3. Geología del distrito Navidad. Se indica la ubicación del depósito Loma de la Plata (en blanco) y la sección estudiada (en amarillo; modificado de Pratt, 2010, Bouhier et al., 2017).

En el sector central y hacia el oeste, afloran secuencias sedimentarias de conglomerados y areniscas arcósicas de ambientes de abanico aluvial y deltas lacustres, mientras que en el sector central y NE se encuentran facies de fangolitas con altos contenidos de materia orgánica, limolitas, areniscas y conglomerados de ambiente lacustre intercalados con depósitos de caída y coladas andesíticas discontinuas lateralmente, y sedimentitas calcáreas (Fig. 3). Esta secuencia volcano-sedimentaria que se apoya en contacto transicional corresponde a la Formación Cañadón Asfalto Inferior. Bouhier et al. (2017) clasificaron a las

rocas volcánicas en tres unidades: Unidad Volcánica A, Unidad Volcánica B y Unidad Volcánica C.

Por encima se encuentran las facies de *sag* (Pratt, 2010) con espesores irregulares y variabilidad lateral. Su registro comienza con conglomerados, litoarenitas gruesas y niveles tobáceos cubiertos por espesos niveles de fangolitas calcáreas ricas en materia orgánica y calizas (Fig. 4) intercaladas con niveles subordinados de carbón, tobas y evaporitas. La secuencia finaliza con calizas pisolíticas y estromatolíticas que se extienden por el corredor Navidad. Estos niveles actuaron como sellos impermeables para los fluidos hidrotermales, por lo que los niveles subyacentes concentran la mayor parte de la mineralización en Loma de la Plata.

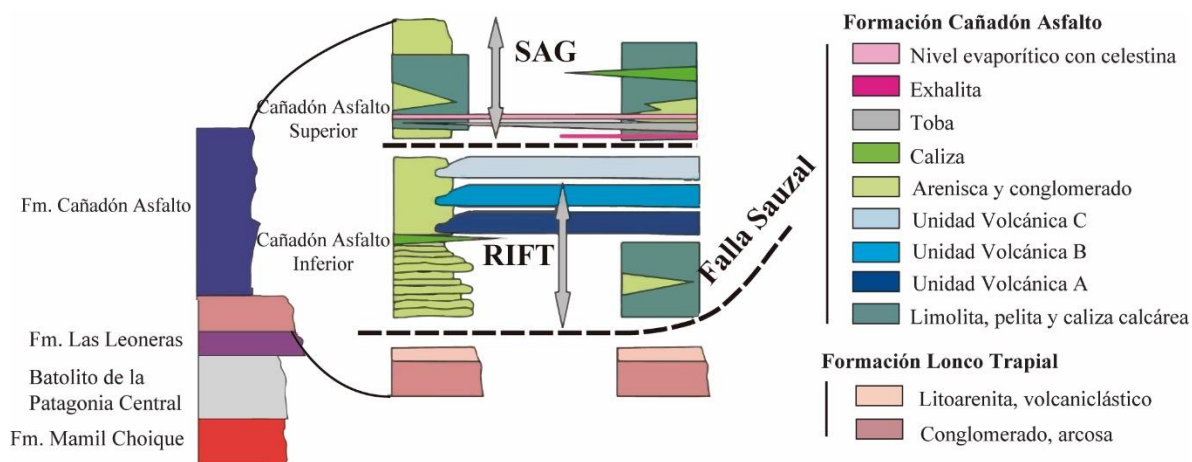


Figura 4. Esquema representativo del relleno volcano-sedimentario de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Modificado de Williams (2010).

Caracterización de las Unidades Volcánicas A, B y C de la Formación Cañadón Asfalto

Las unidades volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto hospedan la mayor parte de la mineralización polimetálica del distrito Navidad. En base a sus relaciones estratigráficas y sus características litológicas, éstas se agrupan en tres unidades: Unidad Volcánica A (UVA), Unidad Volcánica B (UVB) y Unidad Volcánica C (UVC) (Bouhier et al., 2017). La UVA

fue asignada en principio a las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial (Williams, 2010). Luego fue descrita como parte de la Formación Cañadón Asfalto junto con las UVB y UVC (Pratt, 2010). Las tres unidades volcánicas se intercalan con las rocas sedimentarias asignadas a la unidad Cañadón Asfalto Inferior (Pratt, 2010).

Bouhier et al. (2017) analizan las características petrográficas, geoquímicas, isotópicas y geocronológicas de las volcanitas de las tres unidades. La Unidad Volcánica A consiste en flujos de lavas que afloran al este y suroeste del distrito; otros afloramientos más pequeños y discontinuos ocurren alineados con las fallas de Sauzal y Esperanza en los corredores Navidad y Esperanza, respectivamente (Figs. 3 y 4). La Unidad Volcánica B aflora en el extremo noroeste del distrito, donde se expone en un bloque elevado y erosionado en contacto tectónico con unidades sedimentarias más jóvenes hacia el oeste (Fig. 3). Su composición y estructuras son similares a la Unidad Volcánica A, sin embargo, la presencia de enclaves máficos es una característica común en esta unidad volcánica de composición andesítica cuyas texturas indican mezclas de magmas. La Unidad Volcánica C está separada de la UVB por niveles sedimentarios de espesores variables. Se exponen en cinturones de orientación NO-SE paralelos a los cinturones mineralizados de los corredores Esperanza y Argenta y a las fallas principales (Fig. 3).

Las tres unidades volcánicas forman cuerpos laminares con textura coherente, en su mayoría concordante con los niveles sedimentarios intercalados (Fig. 3). Algunas coladas están rodeadas por autobrechas, lo cual señala condiciones de depositación sub-aéreas (McPhie et al., 1993; Riggs y Carrasco-Nunez, 2004). mientras que otras desarrollan bordes con hialoclastitas y peperitas, lo que indica interacción de los cuerpos lávicos con agua (Stewart y McPhie, 2003). El brechamiento autoclástico de magmas en presencia de agua es

considerado un indicador del vulcanismo contemporáneo con la sedimentación (Skilling et al., 2002).

Las edades U-Pb de $173,9 \pm 1,9$ Ma (UVB) y $170,8 \pm 3$ Ma (UVC) obtenidas por Bouhier et al. (2017) indican que formaron parte de la Provincia Magmática Chon Aike (Fig. 2; Bouhier et al., 2017; Pankhurst et al., 2000) y que la actividad volcánica se habría producido un poco antes del clímax del vulcanismo V2 de Pankhurst et al. (2000). Estas edades se correlacionan con la edad de migración hacia el sur del vulcanismo en la Patagonia (Riley et al., 2001; Pankhurst et al., 1998, 2000).

Las composiciones de las volcanitas varían de andesita basáltica de alto-K a andesita para UVA, dacita de alto K para UVB y andesita de alto K para UVC. Las rocas de las tres unidades muestran enriquecimiento de Rb, Ba y Th respecto a los elementos HFS (Ta, Nb) y a las tierras raras livianas, signatures geoquímicas similares a los basaltos de arco volcánico. Estas características geoquímicas de arco han sido atribuidas a la asimilación de rocas corticales por los magmas mantélicos jurásicos teniendo en cuenta la presencia de enclaves máficos en la UVB, xenocristales de cuarzo en UVA, UVB y xenocristales de zircón, así como también las firmas isotópicas de Sr, Nd y Pb (Bouhier et al., 2017). De acuerdo a estas características las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto constituyen parte del magmatismo máfico e intermedio subordinado y co-genético con el magmatismo Chon Aike, una de las provincias riolíticas más grandes del mundo (Pankhurst et al., 2000).

Estructura

Durante el Mesozoico, el macizo Norpatagónico y su borde SO se caracterizaron por tener elementos típicos de un ambiente extensional/transtensional que controlaron la depositación del relleno de la cuenca Cañadón Asfalto durante el Jurásico. Rapela y Pankhurst (1992)

vinculan estos rasgos con una megaestructura de orden continental denominada Sistema de Fallas Gastre con desplazamiento de rumbo dextral. Sin embargo, estudios posteriores de von Gosen y Loske (2004) y Zaffarana et al. (2010, 2017) descartan la existencia de este sistema transcontinental, y atribuyen a las fallas NO-SE un origen heredado de las estructuras de deformación del Paleozoico Superior que afectó al Macizo Norpatagónico.

Localmente, los altos del basamento paleozoico de las sierras Cabeza de Buey, Lonco Trapial y del Mogote tienen una orientación NO-SE, la cual coincide con la disposición de los depocentros que controlaron depositación de la Formación Cañadón Asfalto a lo largo de 50 km, coherente con datos sísmicos de Figari (2005), quien propone un sistema de *rift* con bordes activos al NE. Williams (2010) distingue cuatro fallas principales subparalelas con orientación NO-SE que inclinan al NE que coinciden con los corredores mineralizados (Falla Sauzal, Baritina, Esperanza y Arco Iris; Fig. 3). Estas estructuras ponen en contacto tectónico a la Formación Cañadón Asfalto con la Formación Lonco Trapial y en profundidad con el basamento (formaciones Mamil Choique y Lipetren).

La Formación Cañadón Asfalto está afectada por dos juegos de fallas con rumbo predominante NO-SE y NE-SO (Fig. 3) que evidencian una tectónica extensional sin-sedimentaria y sin-diagenética, documentada por variaciones en los espesores de las unidades sedimentarias, interrupción de niveles aún no litificados completamente y estructuras dilatantes rellenas con sedimentos carbonáticos (Savignano et al., 2016). La estratificación de las sedimentitas de la Formación Cañadón Asfalto se dispone de manera sub-horizontal con buzamientos de bajo ángulo excepto en Valle Esperanza, donde registran plegamientos de geometrías sub-cilíndrica (Savignano et al., 2016; Fig. 3). Estos pliegues (anticlinal y sinclinal Esperanza) son el resultado del acortamiento de la sucesión sedimentaria durante la

inversión tectónica documentada para este sector del antepaís durante el Cretácico Tardío-Paleógeno (Folguera y Ramos, 2011; Bilmes et al., 2013; Gianni et al., 2015a; Gianni et al., 2015b; Echaurren et al., 2016; Savignano et al., 2016). Este evento compresivo también está registrado en las estructuras estilolíticas de origen tectónico con alto ángulo respecto al buzamiento de los niveles sedimentarios, o en el clivaje de estratificación groseramente paralelo a los ejes de los pliegues locales (Savignano et al., 2016).

Allard et al. (2011) también identificaron en la Sa. de Pichiñanes, al sur del área de estudio, una fase de deformación cretácica contraccional de orientación NE-SO entre la depositación de la formaciones Cañadón Asfalto y Los Adobes. Dacitas con características de arco extruidas en la zona de Gastre (74-76 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en anfíbol; Claudia B. Zaffarana et al., 2018) son evidencias de magmatismo sintectónico acaecido en este sector del antepaís durante el Cretácico Tardío-Paleógeno. De acuerdo con varios autores (Folguera y Ramos, 2011; Gianni et al., 2015a; Gianni et al., 2015b; Savignano et al., 2016; Fernández Paz et al., 2018) se considera que esta deformación cretácica fue generada debido un periodo de subducción de bajo ángulo que formó una faja plegada y corrida hacia el oeste de la zona de estudio.

Un evento de deformación relativamente corto, acaecido durante el Mioceno Medio (16,1-14,8 Ma), produjo la inversión de fallas preexistentes y erosión concomitante junto a la formación de cuencas paralelas a la zona de subducción durante un periodo de subducción horizontal (Savignano et al., 2016; Bilmes et al., 2013).

CAPITULO 4 - METODOLOGÍA

Se realizó una recopilación bibliográfica sobre los antecedentes regionales y locales litoestratigráficos, tectónicos, estructurales y metalogenéticos relacionados al distrito Navidad y otros depósitos epitermales tanto de la Patagonia Norte como a nivel global. Los resultados de la evaluación de antecedentes se brindan en los capítulos 1 y 2.

Inicialmente se analizaron los datos geoquímicos de 25 sondajes realizados con diamantina (2, pulgadas de diámetro) correspondientes a la sección del depósito Loma de la Plata E-O 5303350 de orientación E-O (Fig. 3), proporcionados por la empresa Minera Argenta-Pan American Silver S.A cuyos resultados se brinda en el capítulo 7. Se seleccionaron 3 sondajes de acuerdo a sus anomalías en metales (NV11-1717, NV11-1722, NV11-1724) y se tomaron 34 muestras representativas para realizar estudios de laboratorio cuyos resultados se brindan en los capítulos 5, 6 y 7. A partir de estos datos, además, se realizó un perfil con la interpretación litológica-estructural y geoquímica de la sección utilizando el programa de uso libre RecMin.

Los trabajos de laboratorio involucraron las siguientes etapas:

- 1) La descripción de detalle de la litología, la alteración hidrotermal y los minerales hidrotermales de mena y de ganga, como así también se analizaron las relaciones texturales de las brechas hidrotermales. Para la descripción se utilizó lupa binocular Nikon SMZ800 del Instituto de Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro.
- 2) La seleccionaron 26 muestras representativas para la confección de secciones delgadas de 30 μm pulidas a espejo que fueron analizadas con microscopio petrocalcográfico Nikon Eclipse 2000 con cámara integrada del Instituto de Investigación

en Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro y con el microscopio petro-calcográfico Nikon-Eclipse LV100POL con cámara incorporada del Departamento de Geología y Petróleo de la Universidad Nacional del Comahue (CPEM). En base a estos análisis se identificaron las asociaciones minerales en equilibrio, relaciones de corte entre venillas y reaperturas de venillas que permiten identificar los pulsos de alteración y mineralización.

- 3) La seleccionaron 3 muestras con carbonatos para ser analizadas con un equipo de catodoluminiscencia CL8200 Mk5-2 EDX acoplado a un microscopio Nikon Eclipse, del Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur con el fin de identificar los diferentes pulsos de minerales de calcita.
- 4) La selección de 7 muestras que fueron preparadas para la identificación de los minerales en roca total. Se realizó una reducción de tamaño de partícula a $<10\ \mu\text{m}$ por molienda vía húmeda en molino de ágata y se montaron de forma aleatoria en un porta muestras para su análisis con el equipo de difracción de rayos X de 2° a $70^\circ 2\theta$ Rigaku SmartLab 3kW del Instituto de Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro.
- 5) Se seleccionaron 16 representativas con evidencias de alteración hidrotermal para la identificación de los minerales en la fracción menor a $2\ \mu\text{m}$. Se dispersó la muestra con sonda ultrasónica y homoionización con estroncio, luego del lavado, se realizó por centrifugación y/o por decantación la separación de la fracción $<2\ \mu\text{m}$. Se realizó el preparado de muestra orientado seca al aire en un vidrio porta objeto. Se realizó difracción de rayos X de la muestra orientada entre $2-40^\circ 2\theta$ y difracción en el mismo rango 2θ de muestra orientada saturada en vapor de etilenglicol 72 horas a 60°C con el difractor Philips Bruker D8 Advance del Laboratorio Hydrasa de la

Universidad de Poitiers (Francia), respectivamente. La identificación de los minerales arcillosos se realizó siguiendo el método de Moore y Reynolds (1989).

Se seleccionó una sección delgada representativa de una muestra mineralizada (LLP78) para el análisis de la composición química de los minerales de alteración, de mena y de ganga. Para ello se utilizó el microscopio de barrido electrónico (MEB), marca Zeiss modelo Evo MA15 de presión variable con un detector de electrones secundarios (SE), de electrones retrodispersados (BSD) y de dispersión de energía de rayos x (EDS) modelo AZtec Energy Standard 20, marca Oxford Instruments Nanoanalysis montados en el MEB que pertenece al laboratorio de Microscopía del Instituto de Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro. Los resultados para los distintos minerales analizados fueron organizados en tablas donde se muestran los porcentajes en peso (% en peso) de los elementos analizados. Las celdas vacías indican que el elemento se encuentra por debajo del límite de detección (1% para elementos mayoritarios).

Los minerales identificados de origen magmático o hidrotermal (de mena, ganga y producto de alteración) se indican en las imágenes siguiendo las abreviaturas propuestas por Whitney y Bernard (2010; Tabla 1). La descripción de minerales producto de alteración y minerales de las venillas y brechas se realizó siguiendo la metodología de Seedorf y Einaudi (2004).

Mineral	Abreviatura	Composición
Acantita	Ac	Ag ₂ S
Baritina	Brt	BaSO ₄
Biotita	Bt	KFe ²⁺ ₃ (AlSi ₃ O ₁₀) (OH) ₂
Bornita	Bn	Cu ₅ FeS ₄
Calcedonia	Chy	SiO ₂
Calcita	Cal	CaCO ₃
Calcopirita	Ccp	CuFeS ₂

Clorita	Chl	$(\text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Li}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ni})_{5-6}(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Si})_4 (\text{O}, \text{OH})_{18}$
Covelina	Cv	CuS
Cuarzo	Qz	SiO_2
Esfalerita	Sp	$(\text{Zn}, \text{Fe}) \text{S}$
Esmectita	Sme	$(\text{Ca}, \text{Na})_{0.3}(\text{Al}, \text{Mg})_2(\text{Si}_4\text{O}_{10}) (\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Estromeyerita	Sty	AgCuS
Hematita	Hem	Fe_2O_3
Hornblenda	Hbl	$\text{Ca}_2 [(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}_4) \text{Al}](\text{AlSi}_7\text{O}_{22}) (\text{OH})_2$
Illita	Ilt	$\text{K}_{0.65}\text{Al}_{2.0}[\text{Al}_{0.65}\text{Si}_{3.35}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$
Interestratificado illita-Esmectita	I-S	
Laumontita	Lmt	$\text{CaAl}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12} 4\text{H}_2\text{O}$
Magnetita	Mag	$\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_4$
Pirita	Py	FeS_2
Plagioclasa	Pl	$(\text{Ca}, \text{Na}) \text{Al} (\text{Al}, \text{Si}) \text{Si}_2\text{O}_8$
Plata nativa	Ag	Ag
Tetrahedrita	Ttr	$\text{Cu}_6 [\text{Cu}_4(\text{Fe}, \text{Zn})_2] \text{Sb}_4 \text{S}_{13}$
Titanita	Ttn	$\text{CaTi} (\text{SiO}_4)\text{O}$

Tabla 1. Abreviatura de los minerales identificados en este trabajo según Whitney y Bernards (2010) con sus respectivas formulas.

Se analizó la geoquímica de subsuelo de 25 sondeos aplicando el coeficiente de correlación de Pearson para conocer el grado de correlación entre los metales en profundidad de los sondeos disponibles. Se establecieron rangos y se definieron correlaciones bajas ($r=0.1-0.4$), moderadas ($r = 0.4-0.6$), altas ($r= 0.6-0.9$) y perfectas ($r=0.9-1$). En el análisis de los datos se descartaron los valores que superan la media+2DS (media sumada a dos veces el desvío estándar).

El porcentaje de los minerales de alteración y de mena se realizó en base a cartilla comparativas de forma visual. Una alteración débil se refiere a un volumen comprendido entre 1 y 10%; moderada entre y débil entre 10 y 20%, fuerte entre 20 y 30% e intensa >30%.

El término venilla se usa para las estructuras con espesores menores de 1 cm, microvenillas para las que tienen menos de 1 mm de espesor

Los estilos de mineralización descritos son: 1) diseminada, en el cual la mineralización se encuentra en toda la roca, pero interconectada a través de venillas muy finas; 2) en venas, venillas (*veins*, Keary, 1996), y 3) en brechas (Sillitoe, 1985).

CAPÍTULO 5 - GEOLOGÍA DE LA SECCIÓN E-O 5303350 DEL DEPÓSITO

LOMA DE LA PLATA

La integración de la información de subsuelo del análisis de 25 sondeos permitió reconstruir la geología y estructura de la sección E-O 5303350 del depósito Loma de la Plata. La figura 5 muestra desde los niveles más profundos hacia los más superficiales la unidad volcánica B (UVB) y la unidad volcánica C (UVC) separadas por un nivel de pelitas y calizas, las cuales están cubiertas por sedimentitas silicoclásticas-carbonáticas. Las unidades de la sección tienen una inclinación aparente promedio de 20° hacia el E, que al considerar un rumbo de 130° obtenido de los mapas de Williams (2010) y Bouhier (2017), se pudo calcular una inclinación real de 25,4°.

En el sector occidental de la sección las unidades están cortadas por fallas con una componente normal, dada por el desplazamiento aparente de ~40m en la vertical de puntos homónimos de la base y techo de la UVC y las areniscas suprayacentes. Otras fallas pueden inferirse a partir cambios leves de espesor en las facies silicoclásticas que se encuentran por encima, que coinciden con delgados lentes discontinuos de fragmentos volcanoclásticos de la UVB y UVC. Debido a la estructuración de estas unidades, la UVB sólo fue interceptada por los sondeos más occidentales (Fig. 5). Las sedimentitas que separan ambas unidades volcánicas poseen un espesor constante a lo largo del perfil (20 a 30 m) y son cubiertas por la UVC, que presenta espesores variables entre 85 y 40 m. La secuencia sedimentaria superior se apoya en relación de discordancia sobre la UVC y está integrada por facies de pelitas y fangolitas calcáreas con espesores que alcanzan los 300 m en el sector oriental y niveles de conglomerados discontinuos intercalados con niveles de areniscas. Posiblemente estos lentes

de conglomerados representen facies de canal. La mineralización se hospeda principalmente en la unidad volcánica C.

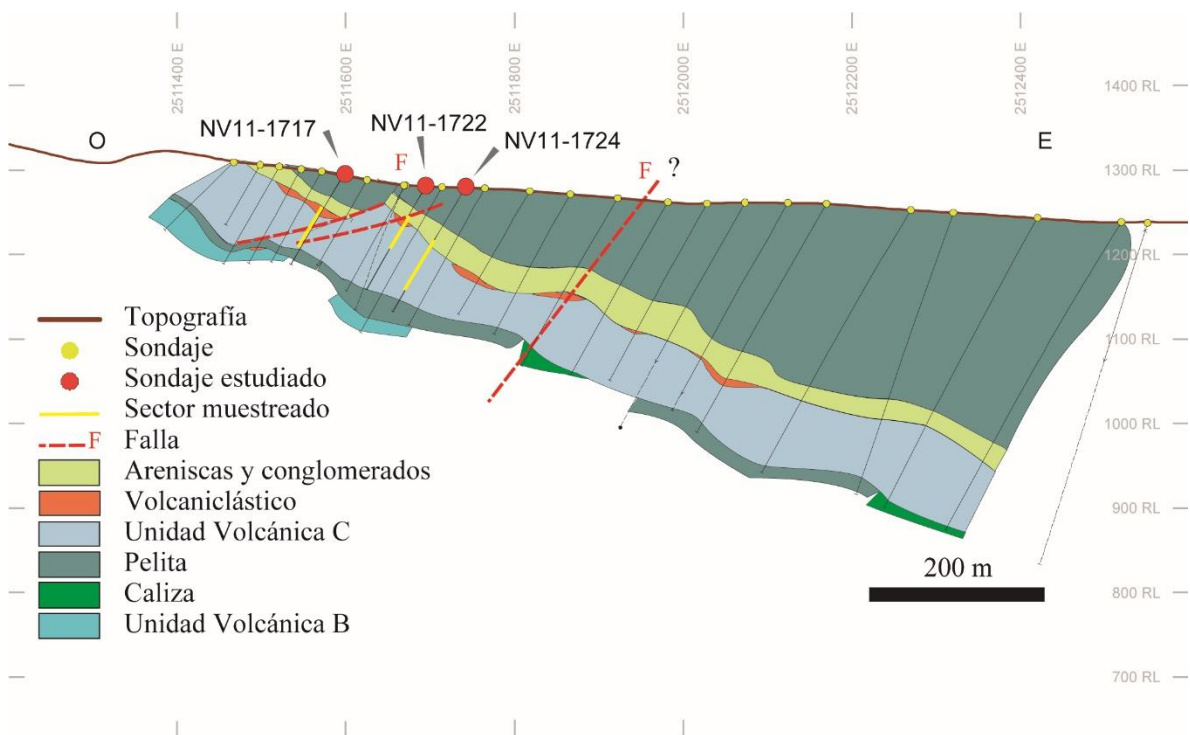


Figura 5. Sección E-O 5303350 del depósito Loma de la Plata donde se muestran las unidades litológicas, las estructuras y los tramos de los sondajes estudiados.

En los sondajes estudiados (Fig. 6), la UVC presenta dos facies características, una facies coherente y una volcániclastica. La facies coherente es de color verdoso oscuro con bandeo por flujo dado por la orientación paralela de fenocristales y amígdalas, estas últimas se localizan en los sectores centrales de las coladas (Fig. 7A, B). La facies volcániclastica está compuesta por clastos subangulares de andesita que presentan bordes irregulares, algunos fracturados con patrones tipo corteza de pan (Fig. 7C; McPhie et al., 1993). Esta facies se localiza en los límites inferiores y superiores de esta unidad y localmente en los límites entre coladas dentro de la unidad. Los clastos tienen una composición monomítica andesítica y presentan una coloración castaña oscura-rojiza cuya intensidad grada desde los bordes hacia

el centro de los mismos. Tienen tamaños variables entre 0,5 y >5 cm y presentan bordes irregulares con arreglo *jigsaw*, aunque por sectores están levemente rotados.

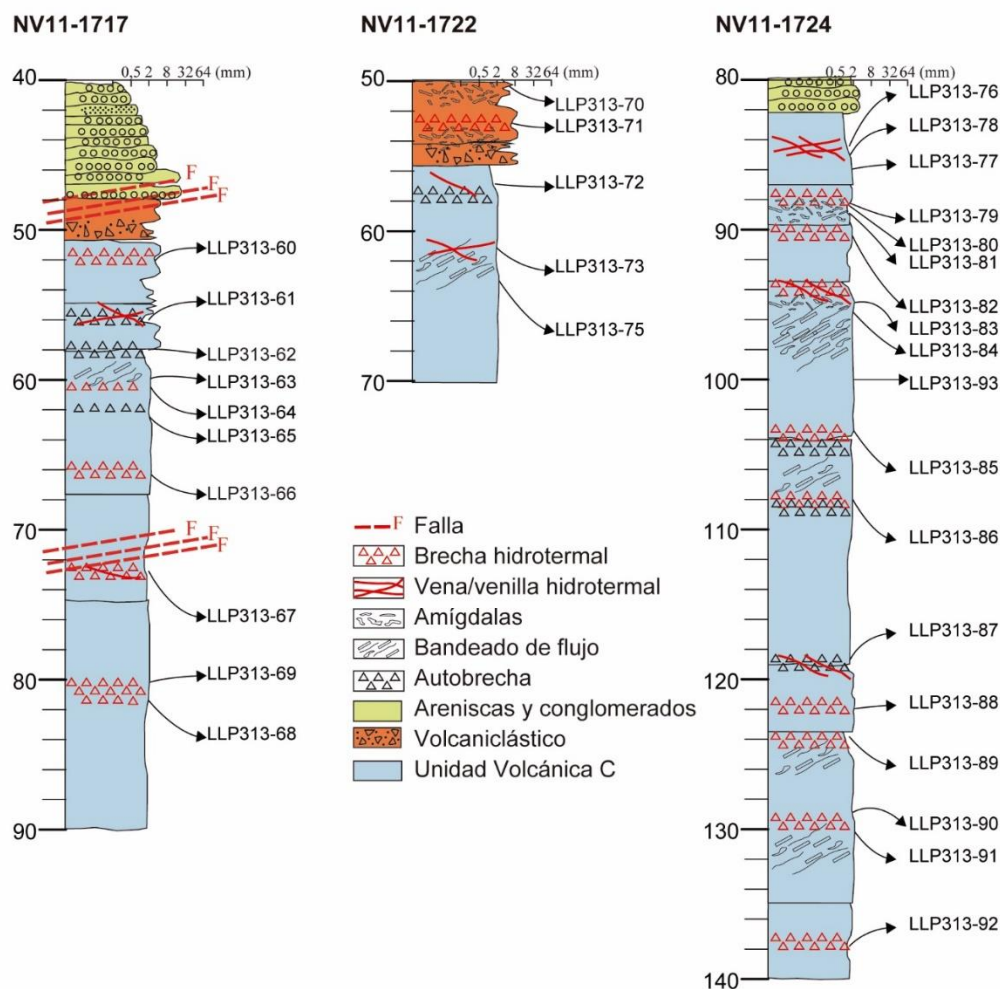


Figura 6. Detalle litológico de los sondajes de la figura 5 con la ubicación de las muestras estudiadas.

Tanto las facies coherentes como volcaniclásticas presentan texturas porfírica y glomeroporfírica subordinada, conformadas por fenocristales y glomérulos de fenocristales en una mesostasis microcristalina (Fig. 8A, B). Los fenocristales son plagioclasas (6-10 % vol.), anfíbol, biotita con exsoluciones de opacos, escaso piroxeno y magnetitas como accesorios (1%). Es característica la presencia de xenocristales de cuarzo (hasta 2% vol.).

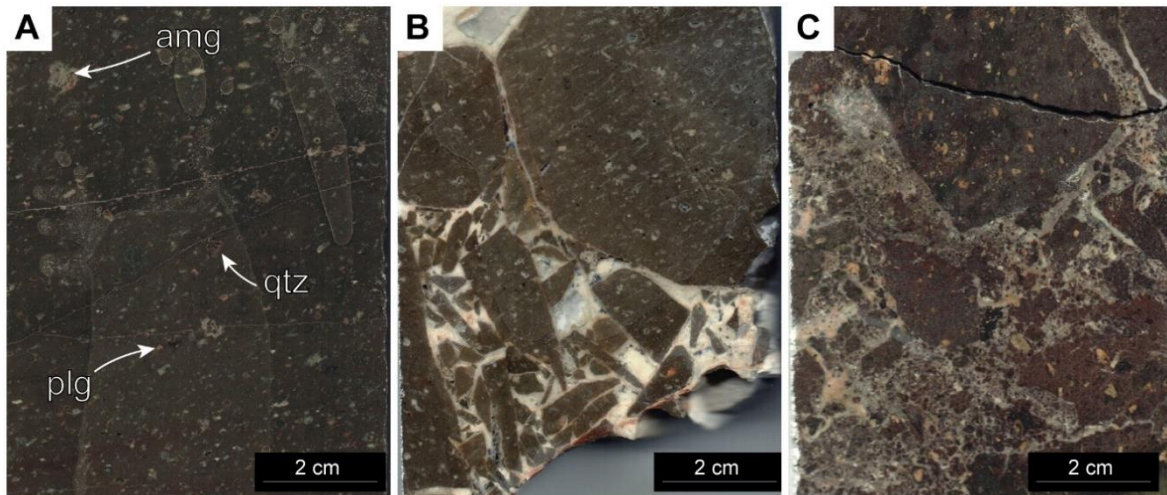


Figura 7. Fragmentos de sondajes que muestran las facies identificadas de la UVC. A) Facies coherentes donde se indica el bandeo por flujo dado por fenocristales y amígdalas. B) Clastos angulosos con bandeo por flujo de las facies coherentes. C) Facies de autobrecha con clastos de bordes irregulares y fracturados (qtz=cuarzo, plg=plagioclasa, amig=amígdala).

Los fenocristales de plagioclasa (2-7 mm) están zonados y presentan bordes con textura en tamiz (Castro Dorado, 2015; Fig. 8C, D). Algunas plagioclasas muestran engolfamientos de la mesostasis (Fig. 8E, F), otras están fracturadas y comúnmente forman glomérulos englobados por una zona de crecimiento común con textura en tamiz. Los cristales de magnetita son euhedrales y miden hasta 1 mm de diámetro (Fig. 9A). Las amígdalas tienen una morfología irregular con tamaños variables entre 1 y 4 mm rellenas con minerales secundarios (Fig. 9B). Los xenocristales de cuarzo (0.3 a 2 mm) exhiben bordes de reacción criptocristalinos y engolfamiento (Fig. 9C). La mesostasis tiene una textura traquítica (González, 2015) compuesta por microlitos de plagioclasa (65-90 % vol.), óxidos de Fe-Ti y trazas de minerales máficos (Fig. 9D). De acuerdo a estas características y siguiendo la clasificación modal de rocas volcánicas (Le Maitre et al., 2002), la roca correspondería a un basalto-andesita. A pesar de contar con un índice de color bajo (<10%) dado por las trazas

de minerales máficos, resulta difícil estimar la cantidad de SiO₂ para poder realizar la distinción entre andesitas y basaltos (Le Maitre et al., 2002).

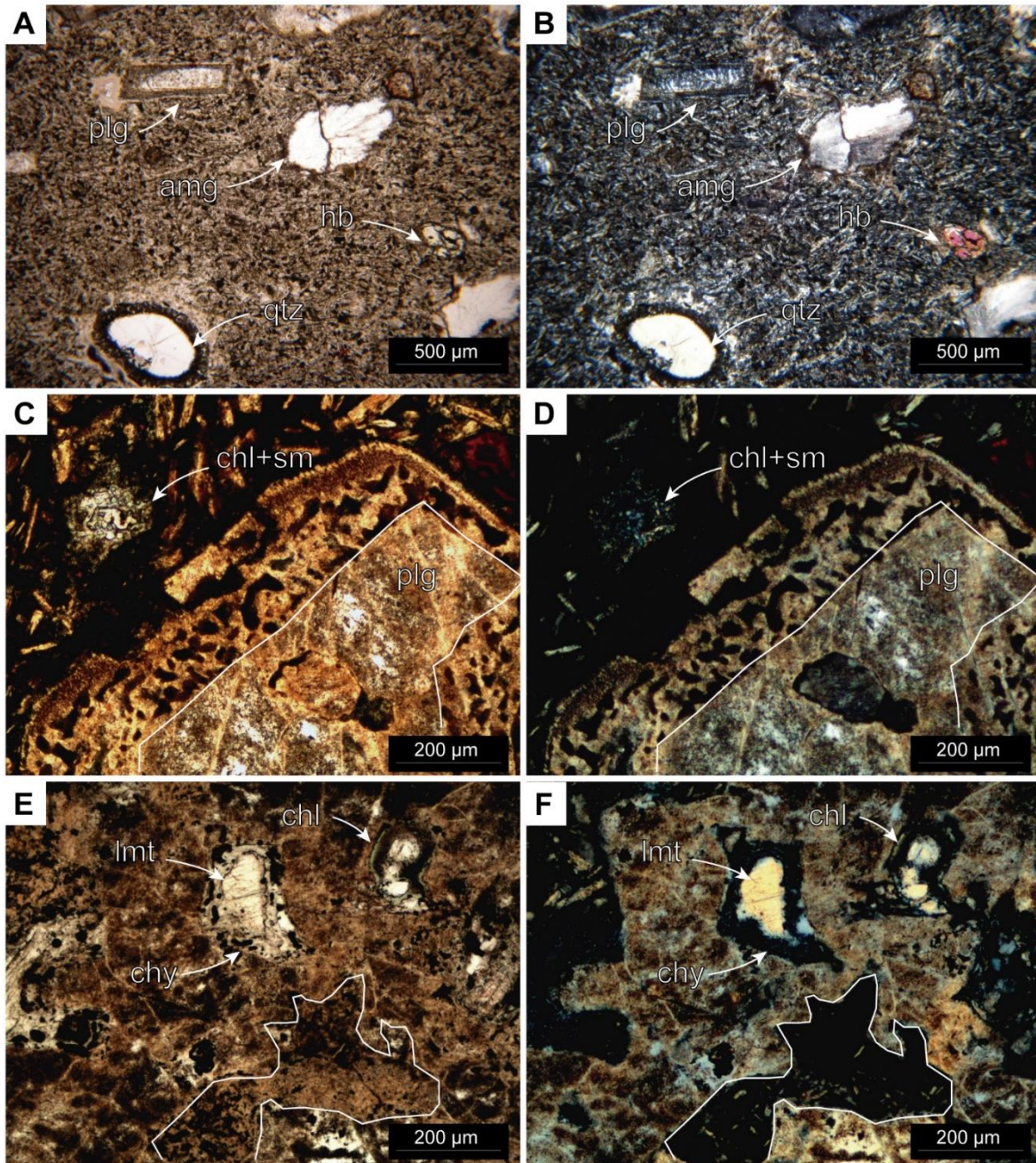


Figura 8. Fotomicrografías con luz reflejada sin analizador (A, C, E) y con analizador (B, D, F) de los componentes de la UVC y sus texturas. A) y B) Textura porfírica dada por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, xenocristal de cuarzo y textura amigdalóide con relleno de calcita; la pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa. C) y D) Fenocristal de plagioclasa con bordes que presentan textura en tamiz. E) y F) Glomérulo de plagioclasas con engolfamiento invadidos por

la pasta microcristalina y cavidades rellenas por laumontita, clorita y calcedonia (qtz=cuarzo, plg=plagioclasa, hb=hornblenda, amig=amígdala, chl=clorita, chl+sm=clorita-esmectita).

La presencia de hematita está localizada selectivamente en la facies de autobrecha de andesita y en los fragmentos líticos de las brechas hidrotermales lo que les confiere el color castaño rojizo (Fig. 10A). Se encuentra diseminada como hematita terrosa en la pasta (Fig. 10B, C, D), en los bordes cribados de los fenocristales de plagioclasa (Fig. 10B) y en los bordes de reacción de xenocristales del cuarzo (Fig. 10E). También está como reemplazo pseudomórfico de los cristales de magnetita magmática diseminados en la roca (Fig. 10F).

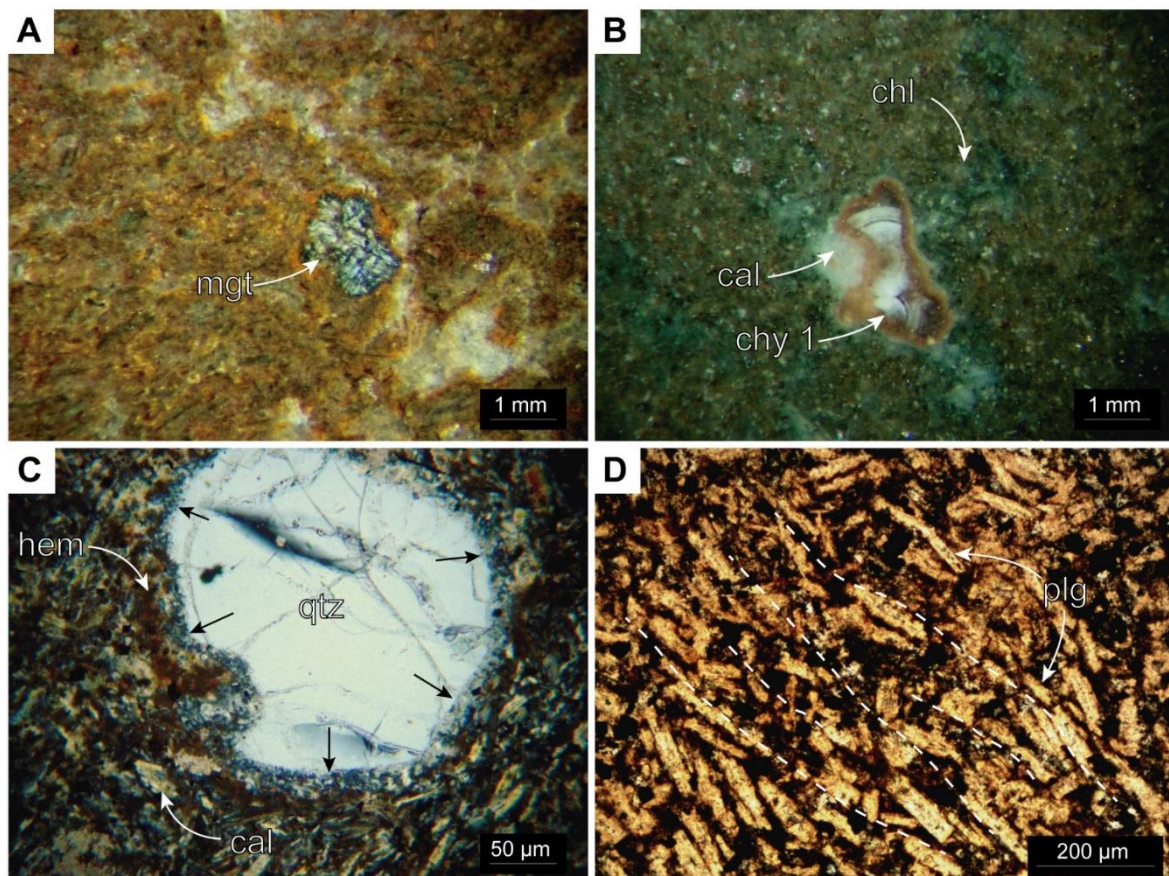


Figura 9. Fotomicrografías con lupa binocular (A, B) y con luz transmitida de componentes y estructuras de la UVC. A) Fenocristal de magnetita euhedral con bordes oxidados. B) Amígdala rellena con calcedonia 1 y bordes alterados a clorita y calcita. C) Xenocristal de cuarzo que presenta bordes con textura coronítica en contacto con la pasta, parcialmente alterados a hematita y calcita. D) Textura traquítica dada por alineación de microcristales de plagioclasa orientados (cal=calcita, chy=calcedonia, chl=clorita, plg=plagioclasa mgt= magnetita, qtz=cuarzo).

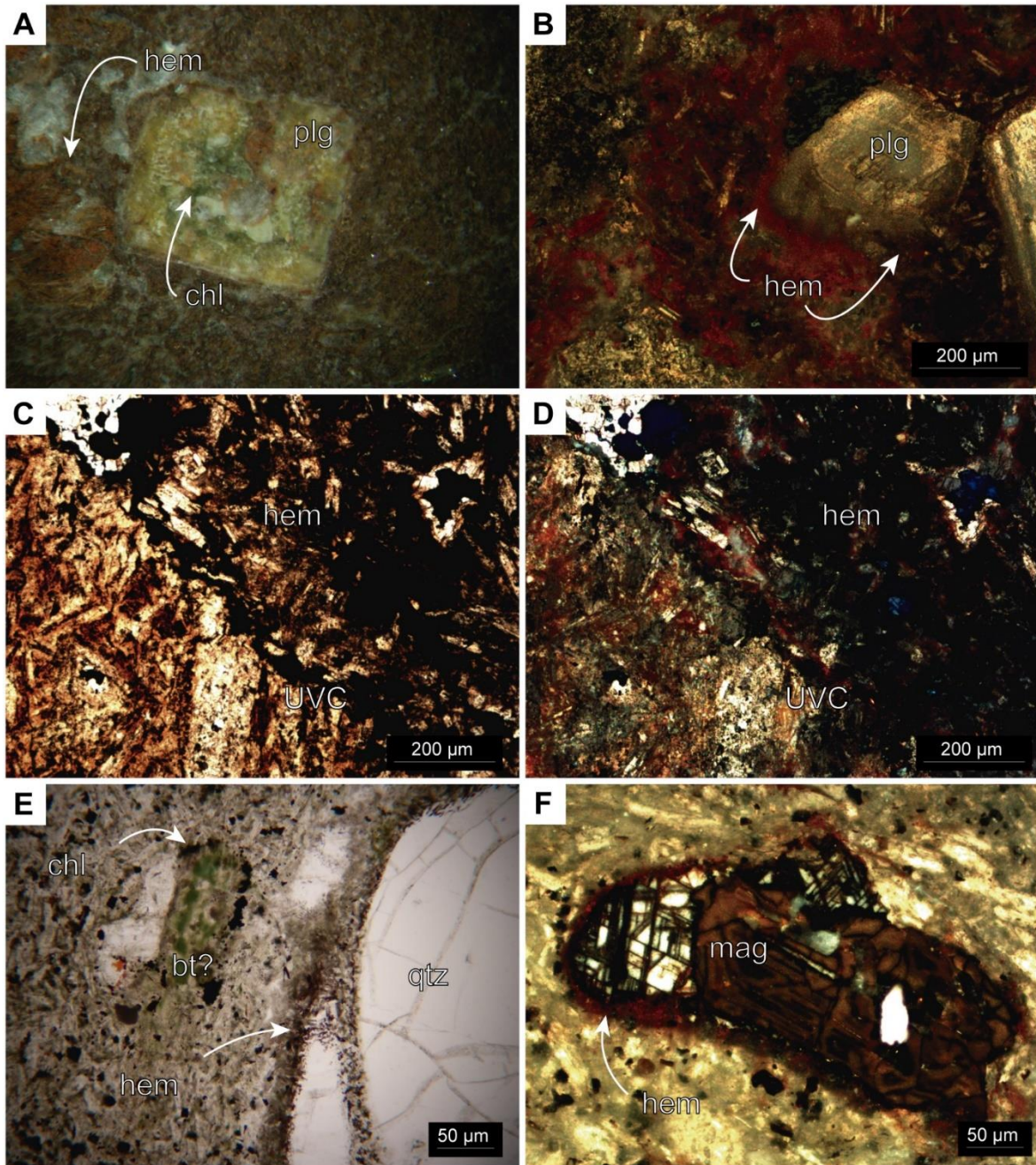


Figura 10. Fotomicrografía con lupa binocular (A) y con luz transmitida sin analizador (C, E) y con analizador (B, D, F). A) Hematita diseminada en la pasta de la UVC. B) Bordes con textura en tamiz de plagioclasa y pasta con hematita terrosa diseminada. C) y D) Distribución heterogénea de hematita diseminada fragmentos de la UVC. E) Hematita terrosa en bordes de reacción de xenocristal de cuarzo. F) Cristal de magnetita primaria relictica reemplazada por hematita (bt=biotita, chl=clorita, hem=hematita, plg=plagioclasa mgt= magnetita, qtz=cuarzo, UVC= unidad volcánica C).

CAPÍTULO 6 - ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

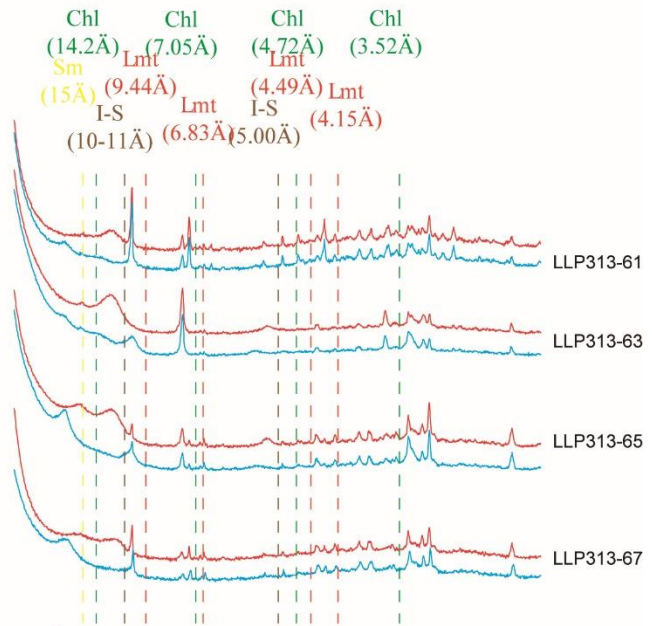
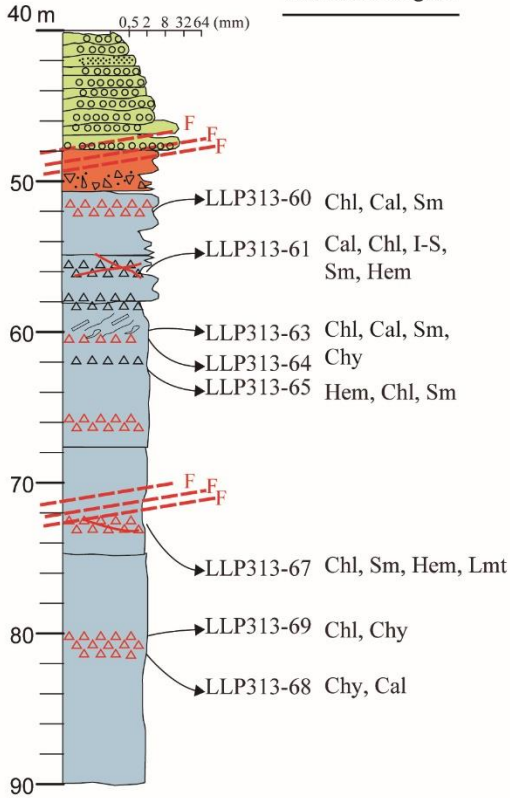
La alteración consiste en el reemplazo parcial a total de los minerales magmáticos que forman los fenocristales y la pasta por minerales de origen hidrotermal, y el relleno de cavidades y de venillas tardías que cortan la roca. La intensidad de la alteración varía desde incipiente a fuerte; aumenta hacia el techo de la UVC donde predomina la facies de autobrecha. Las rocas que presentan alteración moderada a incipiente son más frecuentes en la sección media de esta unidad. En el sector occidental de la sección analizada, el grado de alteración hidrotermal de la UVC es débil a moderado y muestra una zonación mineralógica con la distancia respecto a una zona de falla con desplazamiento normal, localizada en a una profundidad de 71 m en el sondaje NV11-1717 (Fig. 6). La mayoría de las andesitas y fragmentos de andesita preservan la estructura y texturas primarias.

Caracterización de la alteración hidrotermal

Los minerales hidrotermales identificados en la roca de caja son, en orden de abundancia: laumontita, calcita, clorita, calcedonia, titanita, interestratificados illita-esmectita, esmectita, feldespatos potásico y sulfuros-sulfosales de Cu y Ag (Fig. 11). El interestratificado illita-esmectita y laumontita subordinada son abundantes cerca del contacto con la zona de fallas occidentales, mientras que 150 m al este de estas estructuras hay esmectita en lugar del interestratificado junto a una mayor cantidad de laumontita. Localmente, los fragmentos de andesita de las brechas hidrotermales presentan una variación en la intensidad de la alteración, que va desde moderada en el borde a incipiente hacia el centro del fragmento, lo que origina halos de espesores milimétricos (<5 mm) de distinta coloración. A continuación, se describen las características de los minerales hidrotermales de alteración.

NV11-1717

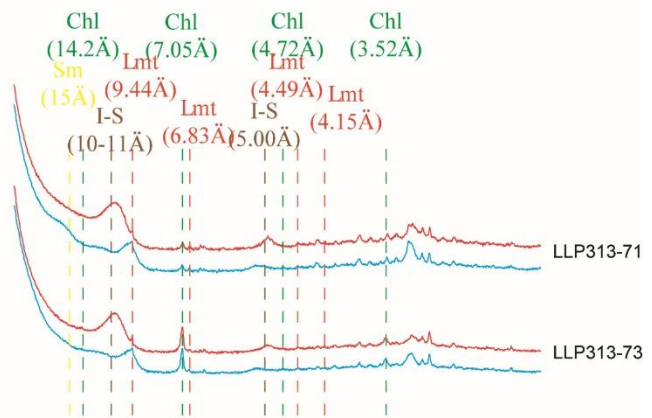
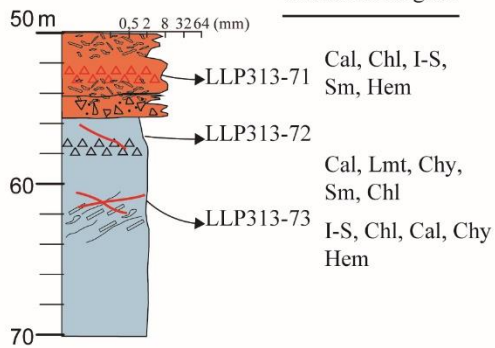
Min. identificados en sección delgada



- F Falla
- △△△ Brecha hidrotermal
- ▨ Vena/venilla hidrotermal
- ⊞ Amígdalas
- ▨ Bandeado de flujo
- △△△ Autobrecha
- Areniscas y conglomerados
- ▨ Volcaniclastico
- Unidad Volcánica C

NV11-1722

Min. identificados en sección delgada



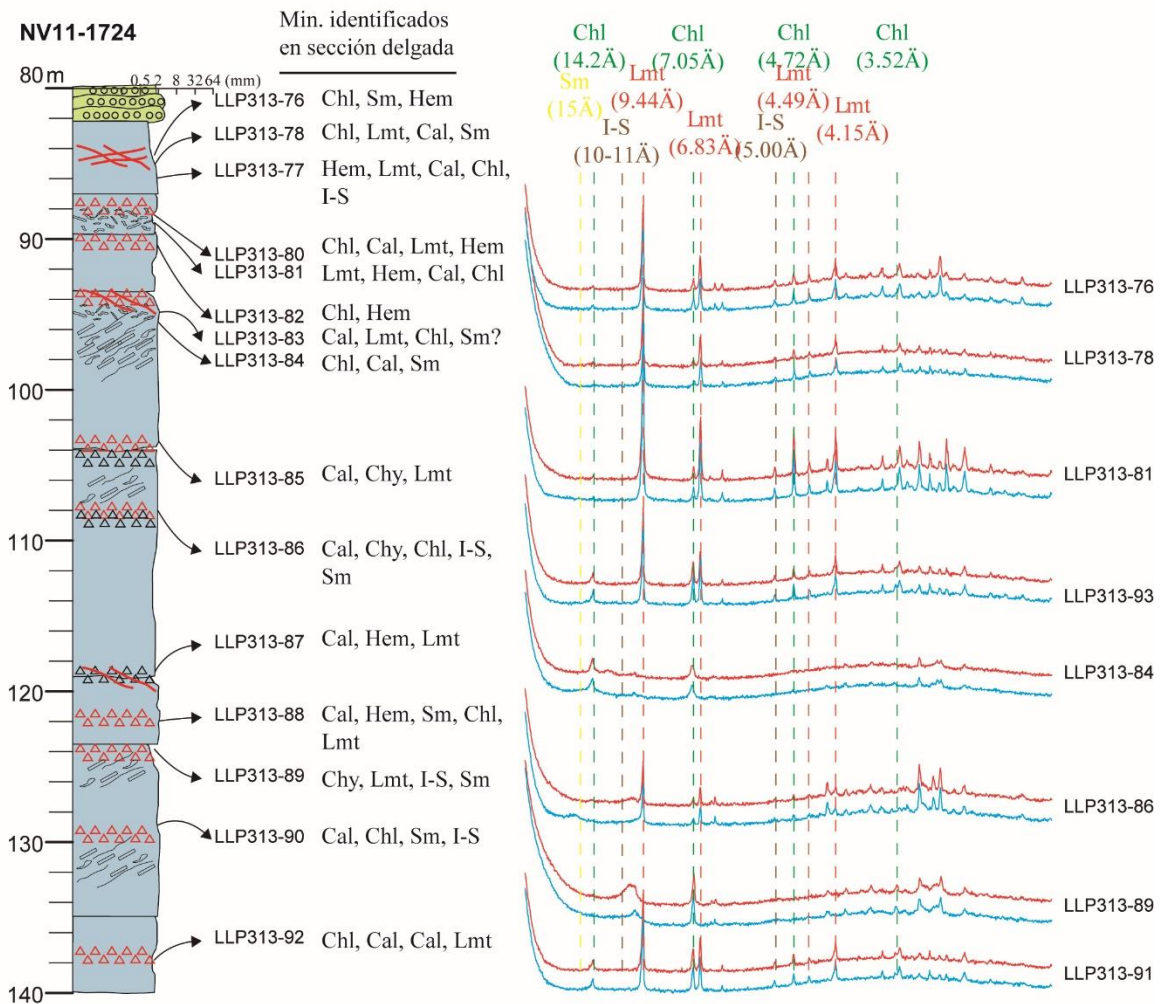


Figura 11. Esquema de los sondajes NV11-1717, NV-1722 y NV11-1724 con la ubicación de las muestras estudiadas, los minerales identificados en sección delgada y los difractogramas de la fracción <math>< 2 \mu\text{m}</math> secados al aire (en rojo) y luego de saturar con etilenglicol (azul). Se indican las principales reflexiones de los minerales hidrotermales.

Feldespato potásico: Este mineral se identificó al microscopio electrónico de barrido como parches y halos irregulares en los bordes cribados de fenocristales de plagioclasa con textura en tamiz (Fig. 12A) y en algunos microlitos de plagioclasa (Fig. 12B). Los microanálisis químicos del feldespato potásico mostraron anomalías de hasta 1,68% de Ba en su composición (Tabla 2).

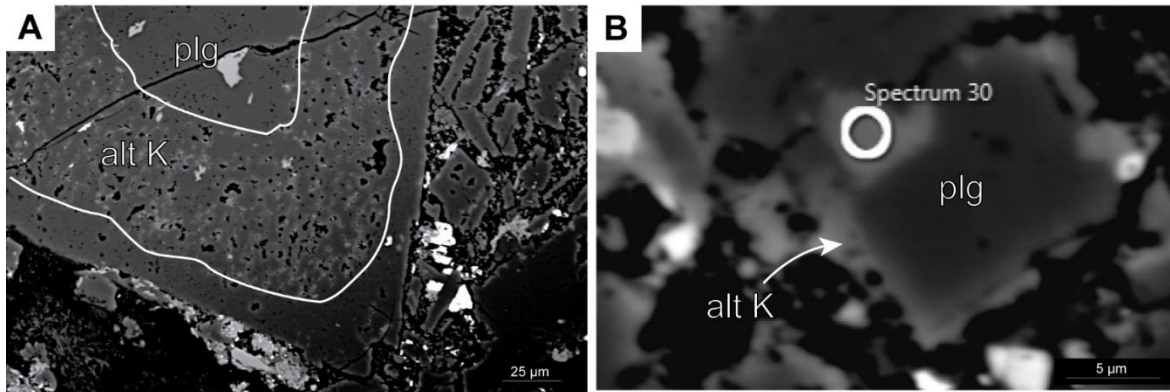


Figura 12. Imágenes de electrones retrodispersados. A) Feldespato potásico reemplaza los bordes cribados de los fenocristales de plagioclasa. B) Bordes y núcleos de tablillas de plagioclasa de la pasta reemplazados por feldespato potásico (plg=plagioclasa, alt k=alteración potásica).

Elemento	30	31	32	33	34	35	36
K	7,87	9,38	10,17	10,03	6,2	8,65	6,98
Na	1,13	0,25	0,2	0,4	1,7	0,98	1,18
Ca		0,91			0,91		-
P					0,45		-
Ba	1,55	0,47		0,76		1,33	1,68
Fe	0,14	0,15					-
Ti		0,81	0,25				-
Sn							0,42
Al	7,95	7,12	7,42	7,83	7,44	8,22	7,9
O	32,19	33,9	32,72	35,17	31,98	34,93	30,74
Si	23,48	21,75	22,89	23,59	21,28	23,86	23,16
Total	74,31	74,74	73,66	77,78	69,94	77,97	72,07

Tabla 2. Análisis químico de los halos de alteración en plagioclasas identificados en imágenes de electrones retrodispersados (muestra LLP78). Valores medidos indican % en peso.

Clorita y titanita: La clorita es el mineral de alteración de mayor distribución espacial. Es escasa, aunque de forma local comprende hasta 15% del volumen de la roca, lo que le confiere un color verde (Fig. 13A). Reemplaza parcialmente los núcleos y bordes de los fenocristales y microlitos de plagioclasa de la pasta (Fig. 13B, C) y a los minerales máficos (biotita?, anfíbol; Fig. 13D). También rellena y tapiza amígdalas, cavidades (Fig. 13B) y microvenillas (<50 µm) que atraviesan a la UVC (Fig. 13E).

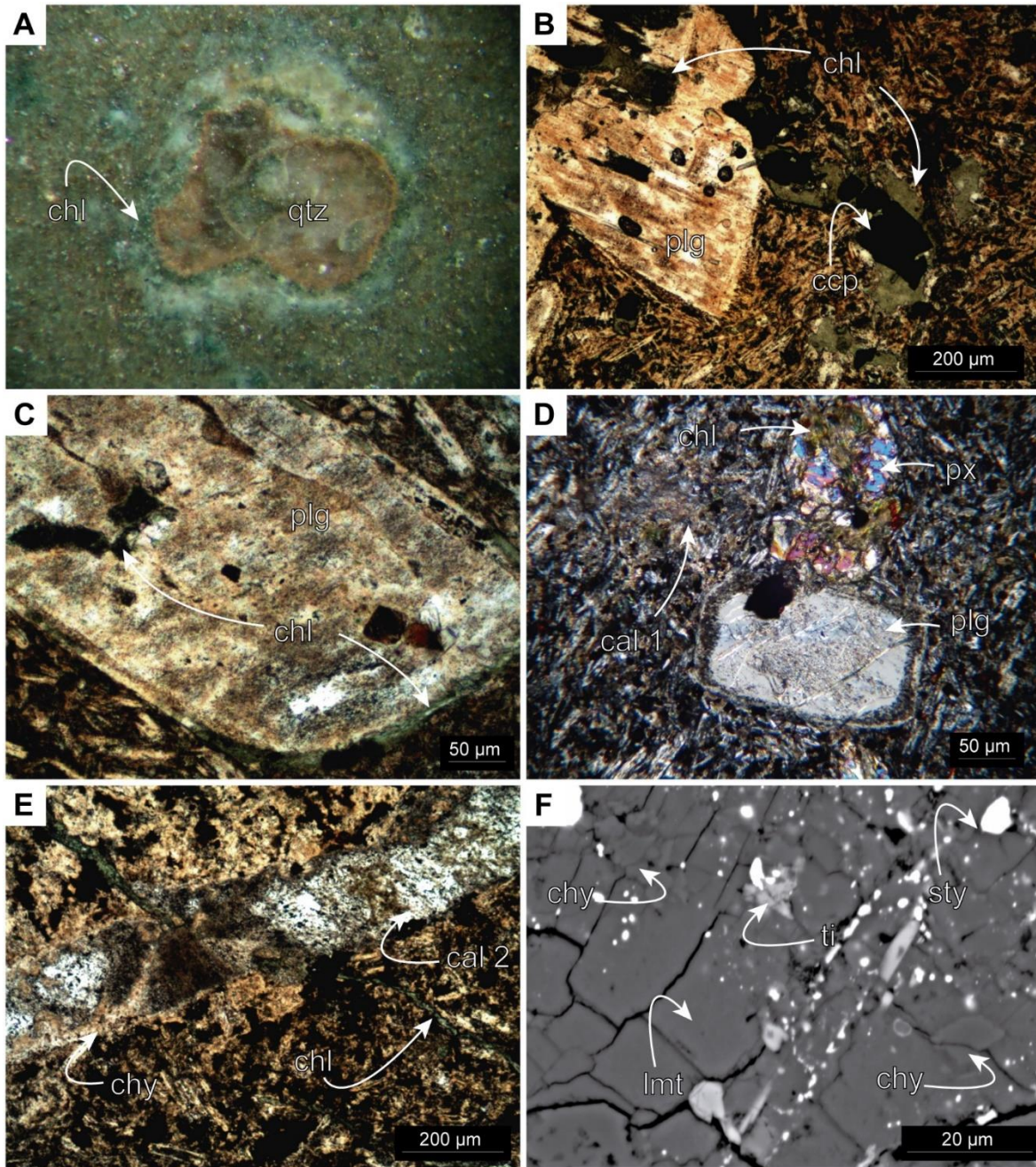


Figura 13. Fotomicrografías con lupa binocular (A), luz transmitida sin analizador (B, C, E), con analizadores (D) e imagen de electrones retrodispersados (F). A) Bordes de reacción de xenocristal de cuarzo reemplazados por clorita. B) Clorita parchiforme que reemplaza a fenocristal de plagioclasa y la pasta. C) Sectores de plagioclasa con textura en tamiz reemplazados por clorita y tablillas de plagioclasa con núcleos reemplazados por clorita. D) Fenocristal de piroxeno parcialmente reemplazado por clorita y calcita 1 está en parches en la pasta. E) Venilla de clorita cortada por venilla de calcedonia 2, reabierto y reemplazada por calcita 2. F) Pasta reemplazada por laumontita con inclusiones de titanita y

estromeyerita (qtz=cuarzo, plg=plagioclasa, px=piroxeno, chl=clorita, lmt=laumontita, cal=calcita, chy=calcedonia, ti=titanita)

La clorita además fue identificada a través de análisis de difracción de rayos X (Fig. 11) con sus reflexiones típicas en 14.1Å d(001) y que continúan con el mismo espaciado luego de glicolar la muestra. Las reflexiones d(002), d(003) y d(004) son similares al espaciado típico de la chamosita (7.05Å, 4.67Å, 3.54Å).

La titanita reemplaza a los minerales máficos junto a clorita y también se encuentra diseminada en la pasta. Este mineral fue identificado en imágenes de electrones retrodispersados como abundantes granos finos intersticiales en la mesostasis (Fig. 13F).

Calcita: Calcita es un mineral hidrotermal frecuente que tiene una amplia distribución vertical y horizontal. Está diseminada en la pasta y alrededor de fenocristales (Fig. 13D) como reemplazo en parches de los fenocristales de plagioclasa (Fig. 14A) y relleno de amígdalas de la autobrecha (Fig. 14B). Por sectores, presenta abundantes inclusiones fluidas monofásicas y bifásicas (<10 µm). En ocasiones es límpida y reemplaza a calcedonia bandeada y esferulítica (Fig. 14C) y rellena cavidades tapizadas por clorita (Fig. 14C y D, respectivamente).

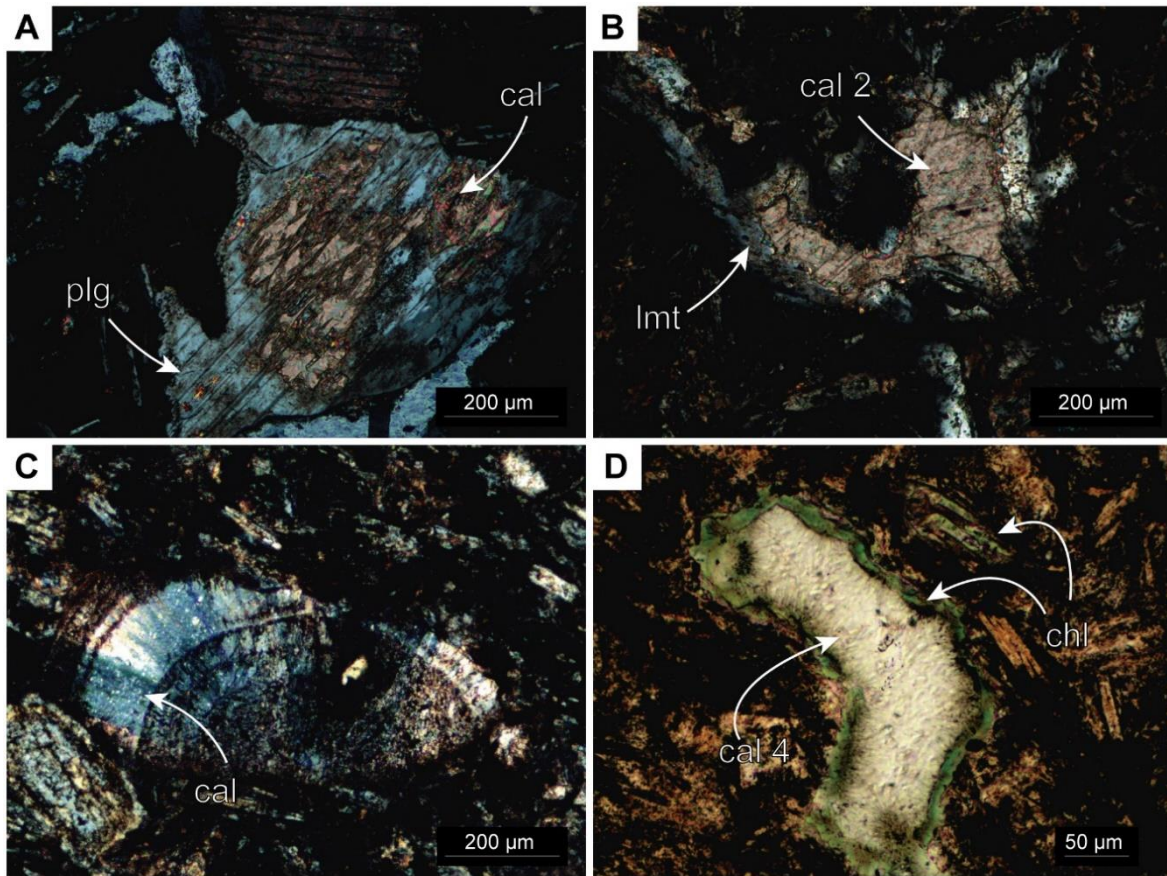


Figura 14. Fotomicrografías de calcita con luz transmitida con analizador (A-C) y sin analizador (D). A) Fenocristal de plagioclasa reemplazado por calcita 2. B) Amígdala rellena con laumontita parcialmente reemplazada por calcita 2. C) Amígdala rellena con calcedonia 1 bandeada reemplazada por calcita 3. D) Amígdala tapizada por clorita y rellena hacia el centro por calcita 3 (qtz=cuarzo, plg=plagioclasa, chl=clorita, lmt=laumontita, cal=calcita)

Laumontita: Es uno de los minerales hidrotermales más abundantes, en especial en los sondajes más orientales. Reemplaza de manera parcial (en parches) a total a los fenocristales de plagioclasa (Fig. 15A, B) y tablillas de plagioclasa de la pasta (Fig. 15B) y rellena amígdalas de la facies de autobrecha (Fig. 15C, D). En los difractogramas de rayos X, la laumontita se identificó por las reflexiones d(110) en 9.44 Å, d(200) en 6.83Å, d(-221) en 4.49Å, d(130) en 4.15Å y d(002) en 3.51Å (Fig. 11).

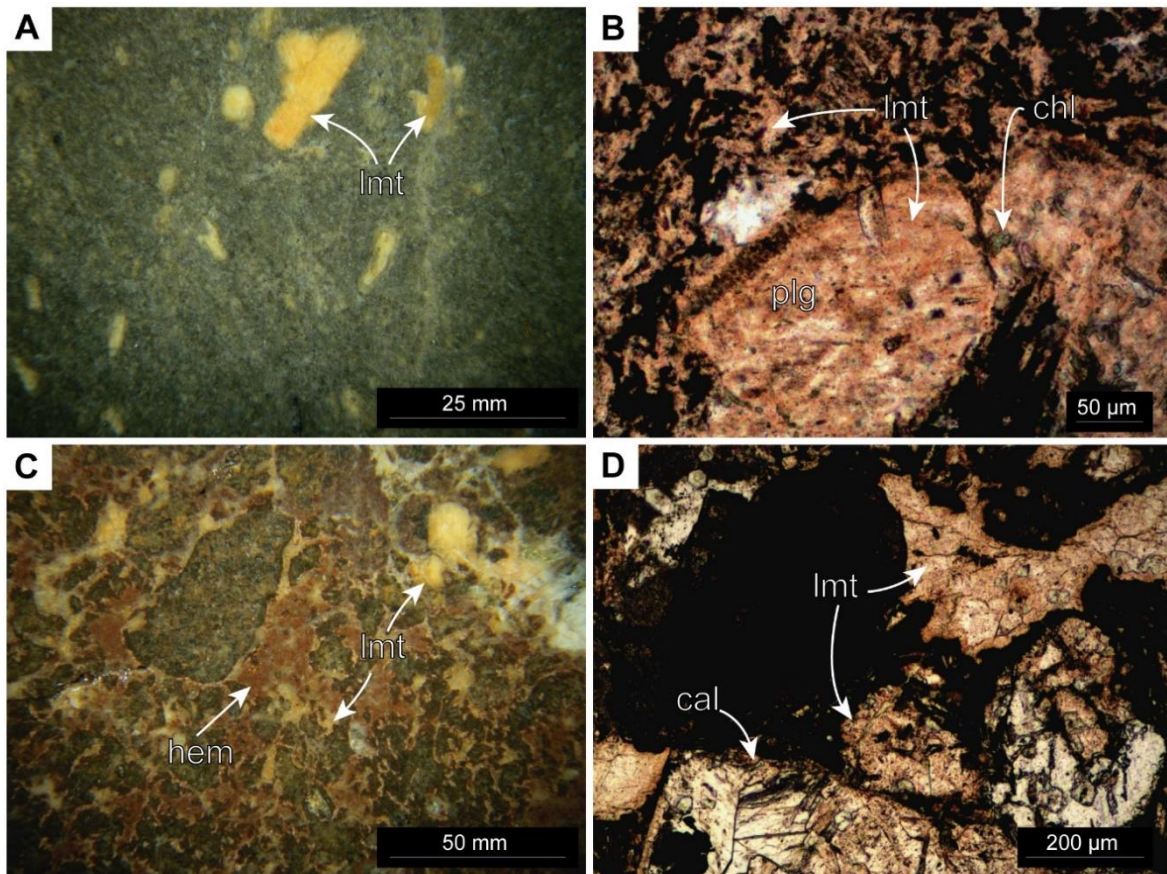


Figura 15. Fotomicrografía con lupa binocular (A, C) y con luz transmitida sin analizador (B, D). A) Fenocristales de plagioclasa reemplazados por laumontita. B) Fenocristales y tablillas de plagioclasa de la pasta reemplazados por laumontita. C) y D) Fracturas y amígdalas de autobrecha cementadas por laumontita y calcita qtz=cuarzo, plg=plagioclasa, chl=clorita, lmt=laumontita, cal=calcita, hem=hematita).

Calcedonia y cuarzo: Estos minerales son escasos. Se identificaron dos variedades de calcedonia como relleno de las amígdalas. La calcedonia 1 es bandeada coloforme, con bandas de color castaño claro y castaño oscuro y textura de recristalización fibroradiada (Fig. 16A, B). La calcedonia 2 tiene textura primaria esferulítica a bandeada y está recristalizada a cuarzo con textura flameante (Fig. 16A-D). Calcedonia 2 corroe los bordes de amígdalas con rellenos previos de laumontita (Fig. 16C-D), clorita (Fig. 16E, F) y calcedonia 1 (Fig. 16A, B).

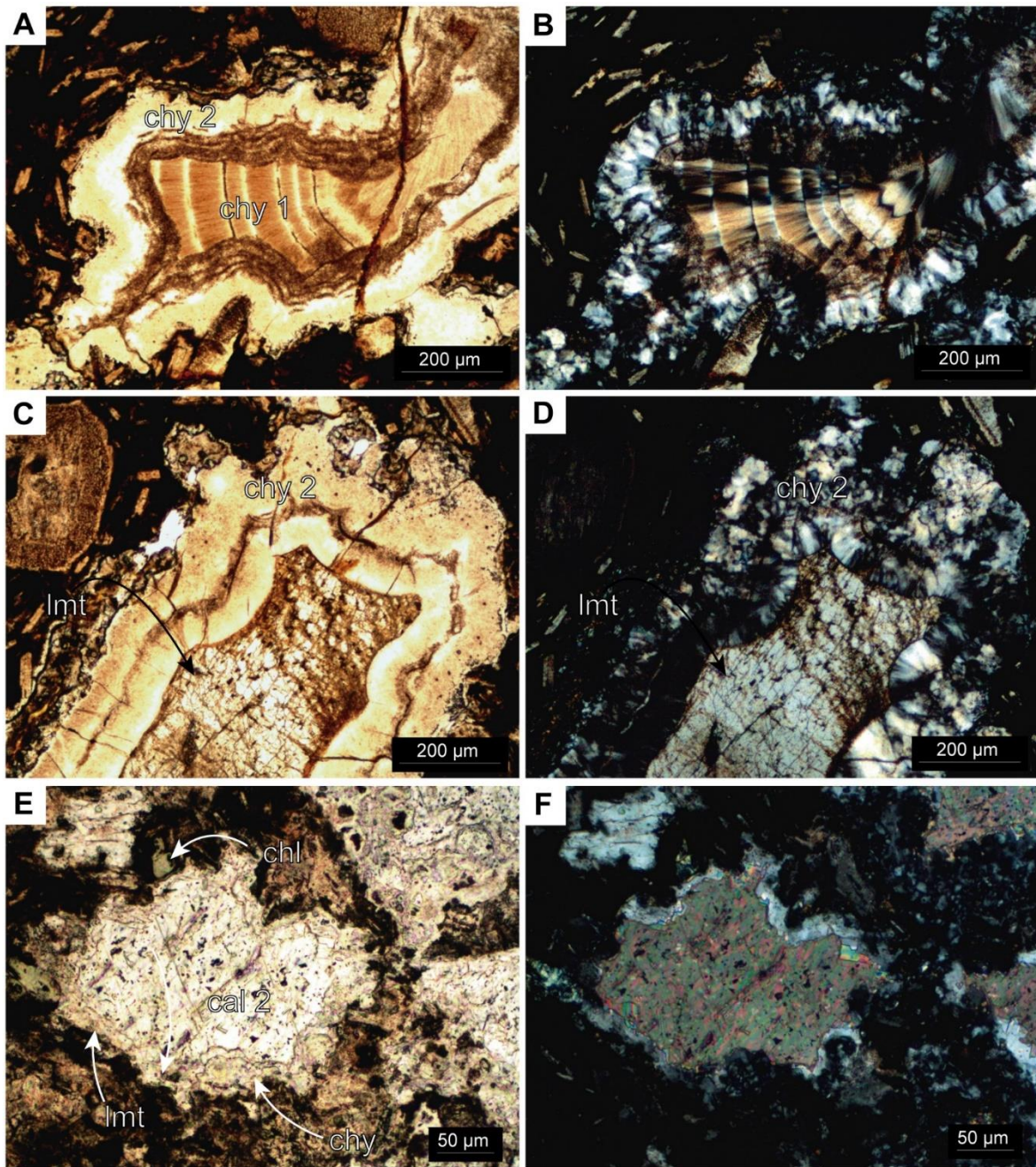


Figura 16. Fotomicrografías con luz transmitida sin analizador (A, C, E) y con analizador (B, D, F). A) y B) Amígdala rellena con calcedonia 1 corroída en los bordes por calcedonia 2. C) y D) Amígdala rellena con laumontita que presenta bordes corroídos y reemplazados por calcedonia 2. E) y F) Calcedonia 2 reemplaza a laumontita y calcita 2 e incluye a clorita (chl=clorita, lmt=laumontita, cal=calcita, chy=calcedonia).

Interestratificados illita-esmectita y esmectita: Trazas de agregados muy finos de esmectita e interestratificados illita-esmectita están presentes en algunas de las muestras analizadas. La

esmeclita reemplaza parcialmente a la clorita (Fig. 17A, B), mientras que los interestratificados illita-esmeclita constituyen el relleno tardío de las cavidades tapizadas por clorita (Fig. 17C, D) y reemplazan de manera a la pasta en forma de parches. Los análisis de difracción de rayos X mostraron reflexiones entre 14 y 15Å, que tras ser saturada en etilenglicol se desplazaron a 17Å, lo que refleja la propiedad expansiva típica de la esmeclita (Fig. 11). Los interestratificados illita-esmeclita se identificaron por el comportamiento de la reflexión basal ancha entre 10 y 11Å que al saturar con etilenglicol da una reflexión acentuada entre 9 y 10Å, y otra de menor intensidad y de base más amplia alrededor de 11Å (Fig. 11).

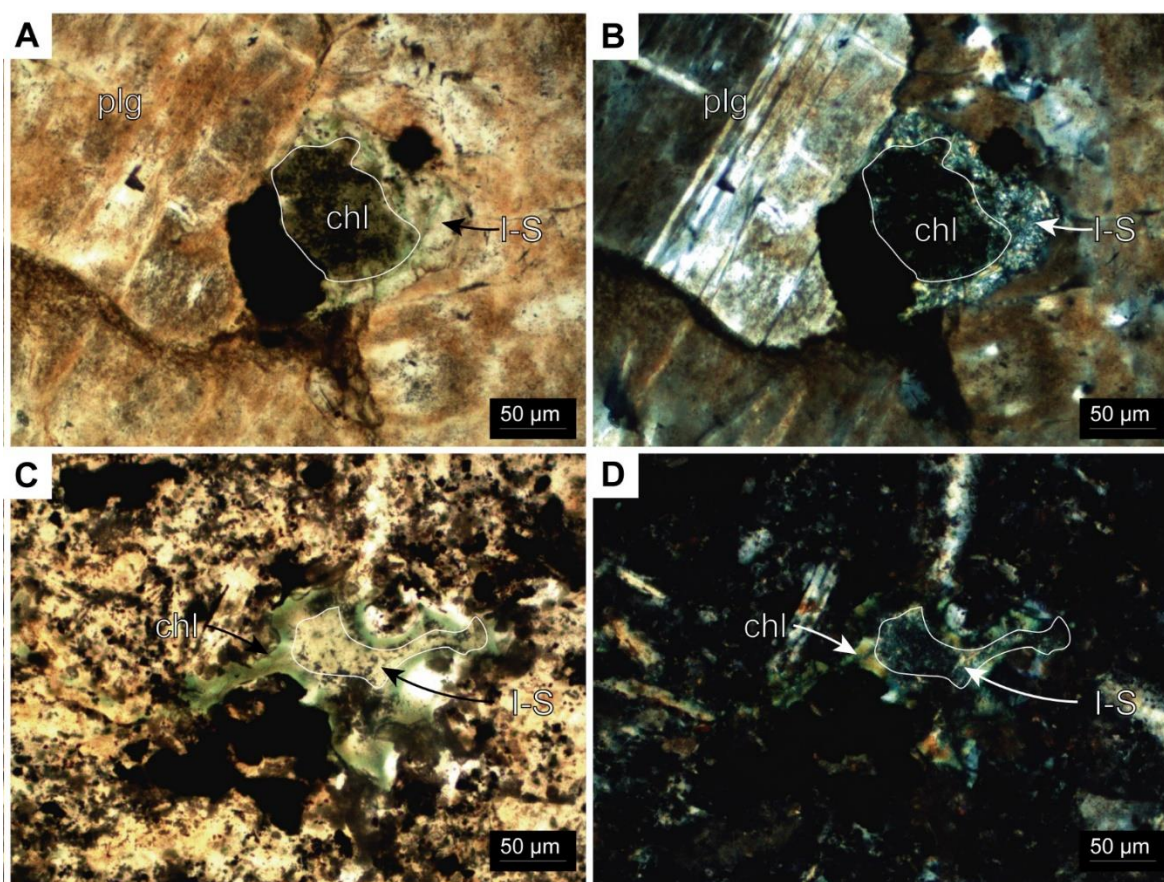


Figura 17. Fotomicrografías con luz transmitida sin analizados (A, C) y con analizador (B, D). A) y B) Glomérulo de fenocristales de plagioclasa reemplazados parcialmente por clorita. Interestratificados illita-esmeclita reemplazan los bordes

de clorita. C) y D) Amígdala tapizada por clorita y con relleno de illita-esmectita en el centro (plg=plagioclasa, chl=clorita, I-S=illita-esmectita).

Sulfuros: La roca presenta mineralización diseminada escasa que aumenta en cantidad hacia el contacto con las brechas hidrotermales mineralizadas. Se identificaron en orden de abundancia decreciente: calcopirita, estromeyerita y esfalerita. La calcopirita tiene mayor distribución y se encuentra diseminada en la pasta con un tamaño de grano fino ($<50 \mu\text{m}$). Por sectores reemplaza a magnetita primaria y titanita y es incluida por laumontita (Fig. 13F). Junto a clorita está como reemplazo parcial de minerales máficos y glomérulos de plagioclasa (Fig. 13B). La presencia de estromeyerita y esfalerita diseminada es escasa en la roca de caja y se restringe a halos de 5 mm de espesor que rodean las brechas mineralizadas. La estromeyerita reemplaza parcial a totalmente a calcopirita. Calcopirita y estromeyerita están incluidas en laumontita que reemplaza a la pasta (Fig. 13F).

CAPÍTULO 7 - MINERALIZACIÓN

En el depósito Loma de la Plata la mineralización está hospedada en las rocas volcánicas, dentro de las cuales se identificaron, mediante el análisis de los datos geoquímicos, tramos con mayor contenido de metales. En ellos, los sulfuros de Ag y Cu están alojados en el cemento intersticial a las autobrechas y de las brechas hidrotermales, y en menor cantidad en venillas de escasos micrones que atraviesan la roca de caja en los sectores próximos a las brechas mineralizadas. En este capítulo se brinda la descripción del relleno de las brechas hidrotermales y de la mineralización asociada, así como también la descripción lito-geoquímica de la sección.

Minerales de ganga

Los minerales de ganga identificados, en orden de abundancia decreciente, son: calcita, calcedonia, baritina, laumontita y cuarzo, los cuales forman parte de las venillas y del cemento de las brechas hidrotermales que cortan a la UVC y rellenan espacios de la facies de autobrecha. A continuación, se describen sus características y relaciones texturales.

Baritina: Es abundante en el sector medio y superior de los sondajes estudiados donde los cristales euhedrales tabulares incoloros de hasta 2,5 cm de largo cementan y rellenan las brechas y venillas, respectivamente. En las zonas próximas a microfallas, los cristales presentan extinción ondulosa. Las venillas o cristales de baritina cortan las bandas de calcita 1 (Fig. 18A, B). Usualmente los cristales de mayor desarrollo presentan abundantes inclusiones fluidas, confiriéndole un aspecto turbio (Fig. 18C, D).

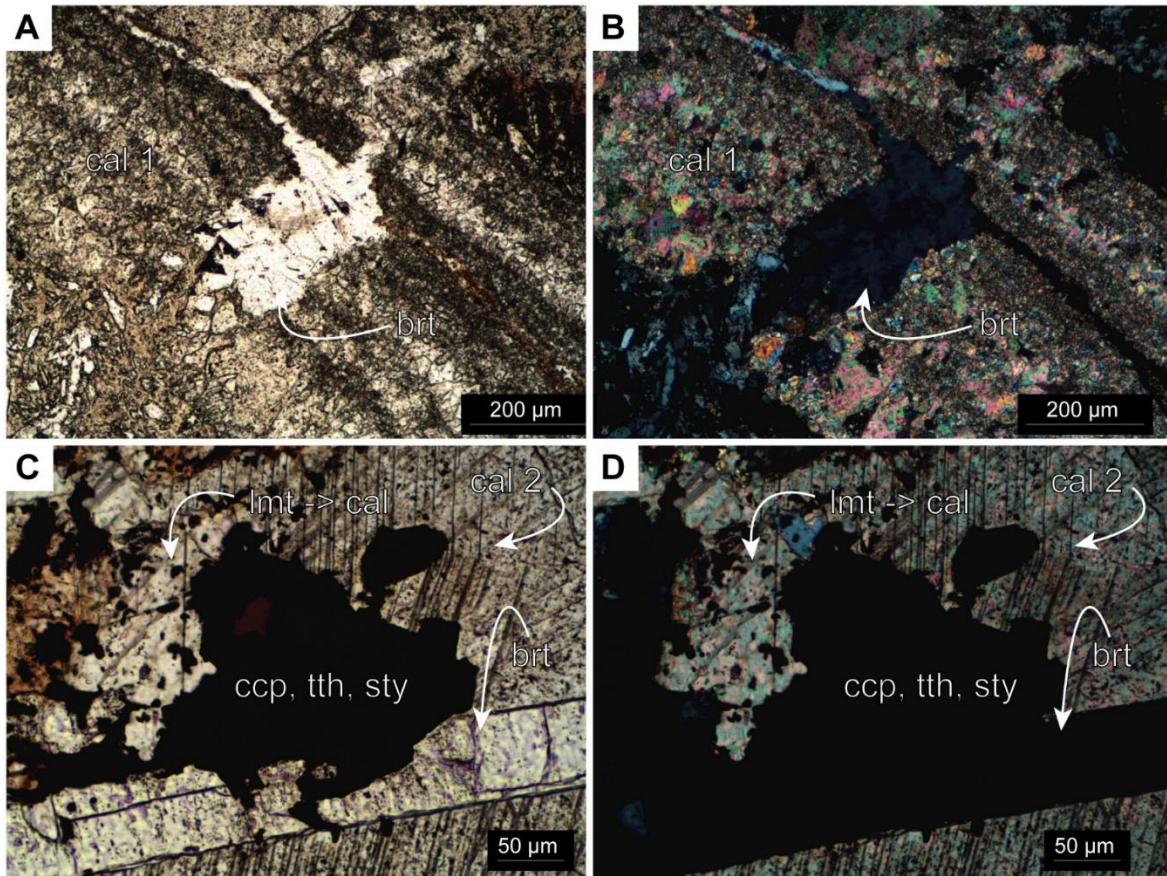


Figura 18. Fotomicrografías tomadas con luz transmitida sin analizador (A, C) y con analizador (B, D) A) y B) Calcita 1 granular fina dispuesta en bandas y cortada por baritina. C) y D) Sulfuros incluidos en laumontita que cortan a cristal de baritina, todos incluidos en calcita 2 (brt=baritina, lmt=laumontita, cal=calcita, ccp= calcopirita, tt=tetrahedrita, sty= estromeyerita).

Laumontita: Esta zeolita tiene una distribución espacial amplia, aunque es más abundante en el sector oriental. Está presente como granos anhedrales de color rosado intersticiales con respecto a los cristales de baritina (Fig. 19A) y también como relleno de microvenillas regulares que atraviesan a la UVC (Fig. 19B). Presenta un aspecto turbio al microscopio dado por las numerosas inclusiones sólidas de sulfuros e inclusiones fluidas que hospeda (Fig. 18C, D). Este mineral está en contacto y especialmente asociado los minerales de mena a los que localmente incluye (Fig. 19C-E).

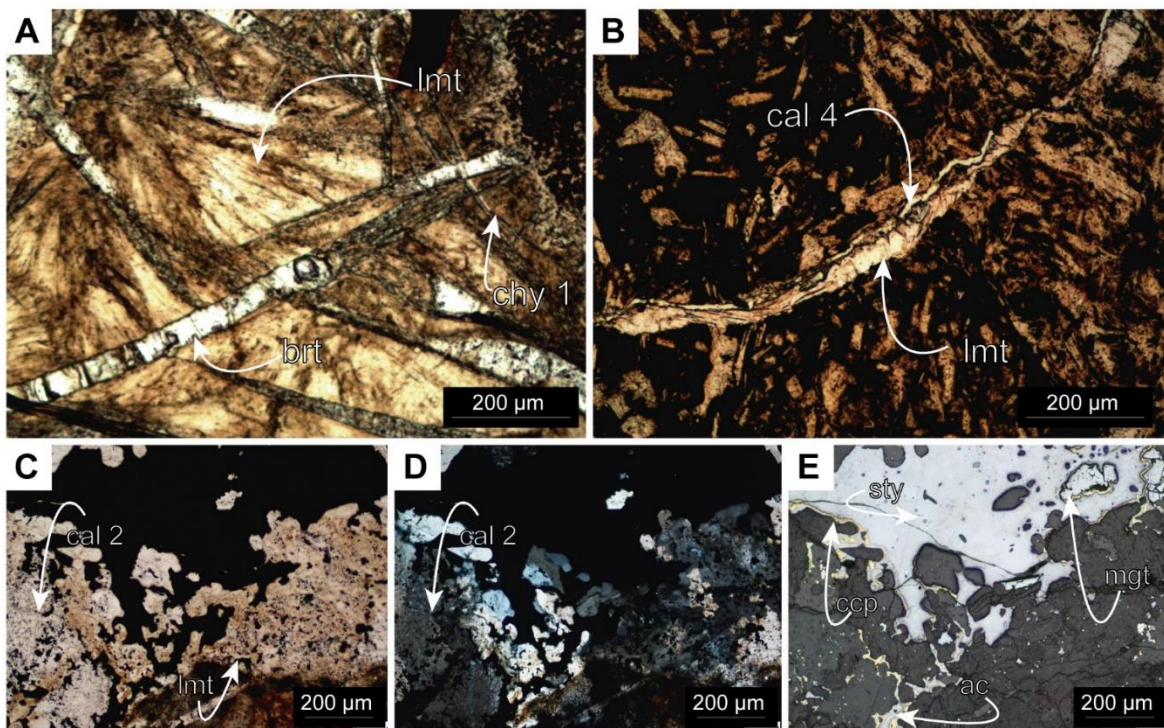


Figura 19. Fotomicrografías con luz transmitida sin analizador (A-C), con analizador (D), y con luz reflejada (E). A) Laumontita intersticial en cristales de baritina deformados, ambos parcialmente reemplazados por calcitona 1. B) D), E) y F) Inclusiones de minerales opacos en laumontita parcialmente reemplazada por calcita 2 (brt=baritina, lmt=laumontita, cal=calcita, ccp= calcopirita, sty=estromeyerita; ac=acantita, mgt=magnetita).

Calcita: Este mineral es el más abundante y se identificó a lo largo de los tres sondajes estudiados. Se identificaron 4 variedades de calcitas en las muestras estudiadas, las que se denominaron calcita 1, calcita 2, calcita 3 y calcita 4. Calcita 1 tiene textura bandeada dada por la alternancia de agregados granulares de tamaño de grano muy fino (<5 μm) con agregados de tamaño de grano medio (50 μm ; Fig. 18A, B; Fig. 20A, B). Las imágenes de catodoluminiscencia de la calcita 1 muestran una zonación dada por la alternancia de zonas no luminiscentes con bandas más delgadas de baja luminiscencia roja (Fig. 20C).

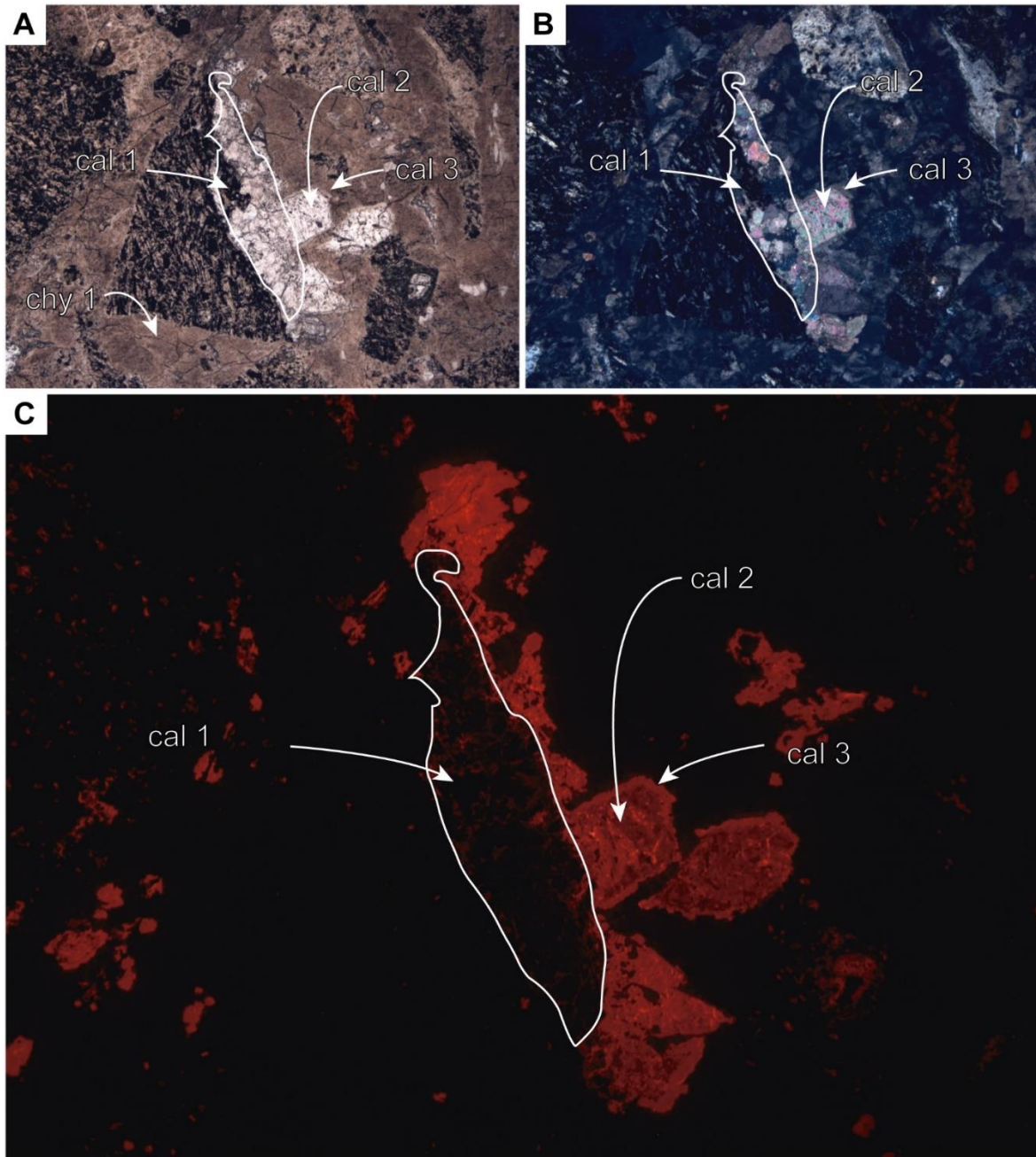


Figura 20. Fotomicrografías que muestra las relaciones texturales de las distintas generaciones de calcita brechadas y cementadas por calcedonia 1. A) Fotomicrografía con luz transmitida sin analizados, B) con analizador, y C) imagen de catodoluminiscencia (cal=calcita).

Calcita 2 es de color verde en muestra de mano y presenta un aspecto turbio al microscopio dado por su alto contenido de inclusiones fluidas (Fig. 20A). Rellena los espacios entre los minerales hidrotermales previos y los reemplaza parcialmente (Figs. 6.2D-F, 6.5A, B, 7.1C,

D). Desarrolla una textura granular gruesa y es común la presencia de maclas. Donde reemplaza a la laumontita incluye a los minerales de mena (Figs. 18C-D y 1C-E). Tiene luminiscencia intensa de color naranja (Fig. 7.3C, Fig. 7.4B). Los análisis químicos obtenidos por EDS dieron contenidos de Mn de hasta 3.47% (Tabla 3).

Calcita 3 es escasa y se caracteriza por tener un pleocroísmo marcado de incoloro a castaño oscuro. Tapiza los cristales de la calcita 2 y por sectores los reemplaza (Fig. 20A-C; 21A-C). Tiene luminiscencia intermedia de color rojo (Figs. 20C; 20B). Los análisis químicos obtenidos dieron una composición de calcita pura (Tabla 3).

Elementos	Cal 2 83	Cal 2 78	Cal 3 77	Cal 3 82	Cal 4 79	Cal 4 80
C	16,51	16,05	17,27	17,23	13,35	13,42
Ca	40,82	38,34	38,37	45,41	32,14	32,32
O	46,68	44,09	44,64	49,72	37,52	36,72
Fe	0,54	0,24				
Mn	1,29	1,62		0,24	1,32	1,21
Si			3,61	0,25		
Sb		1,19		1,22	0,76	
Total	105,84	101,53	103,89	114,07	85,09	83,67

Tabla 3. Análisis químico de las diferentes variedades de calcita en la muestra LLP78.

Calcita 4 es granular fina (200 μm) y al microscopio tiene aspecto límpido (Fig. 21A). Está como relleno de venillas de hasta 1 mm de espesor y de paredes rectas que atraviesan a la UVC y a brechas. Reemplaza parcialmente a calcedonia 1 y 2 y a calcita 2 (Fig. 21 A-C) y representa el último pulso de calcita. En catodoluminiscencia presenta zonación marcada dada por la alternancia de bandas de luminiscencia naranja y roja (Fig. 21B). De acuerdo a los análisis químicos tiene un contenido entre 1,21 a 1,31% MnO (Tabla 3).

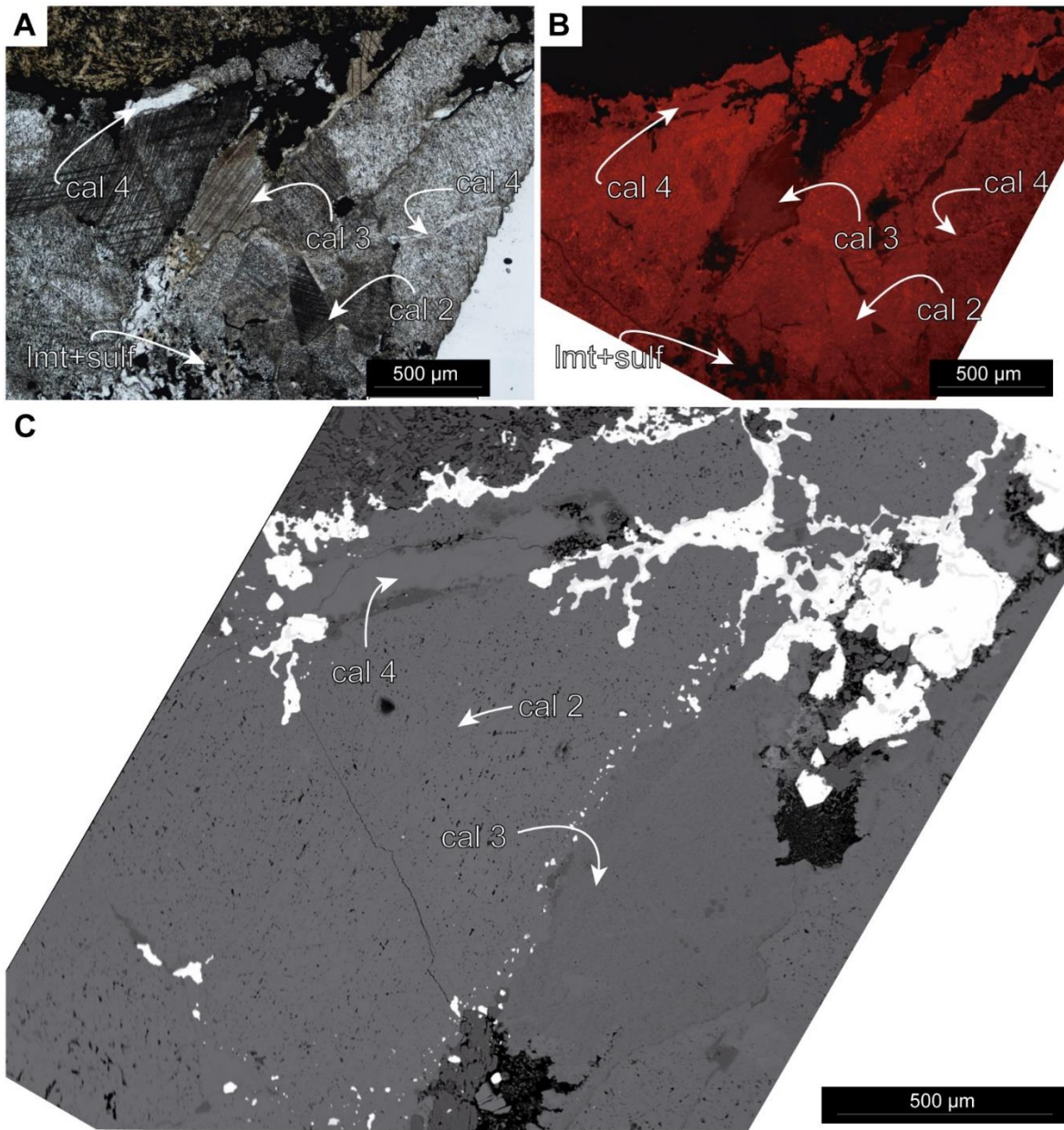


Figura 21. Relaciones texturales entre las distintas generaciones de calcita. A) Calcita 2 turbia es cortada por calcita 3 pleocroica y venillas de calcita 4 límpida rellena bordes cristalinos y los reemplaza parcialmente. B) Calcita 2 presenta luminiscencia intensa color naranja, calcita 3 con luminiscencia roja de intensidad baja y calcita 4 con alternancia de bandas con luminiscentes naranja y rojas. C) Imagen de electrones retrodispersados (cal=calcita, lmt=laumontita, sulf=sulfuros).

Calcedonia: Se identificaron dos generaciones de calcedonia: calcedonia 1 y calcedonia 2. La calcedonia 1 está en bandas coliformes de color castaño que tapizan las paredes de los fragmentos de andesita, los huecos de la brecha hidrotermal además de los cristales de

baritina, laumontita y fragmentos de venillas brechadas de calcita 1, 2 y 3 (Figs. 20, 22A, B).

Localmente se identificaron fantasmas de cristales tabulares de baritina, tipo *ghost bladed*, dentro de la calcedonia 1, indicativos de reemplazo (Fig. 22C, D; Dong et al., 1995).

La calcedonia 2 es esferulítica y tardía, cementa una brecha con fragmentos de la andesita y cementos previos (baritina, laumontita, calcita 1 y calcedonia 1; Fig. 22E, F) y rellena el interior de los huecos. Presenta texturas de corrosión y reemplaza a calcedonia 1 (Fig. 22C, D) y a los minerales hidrotermales previos (Figs. 22A, B).

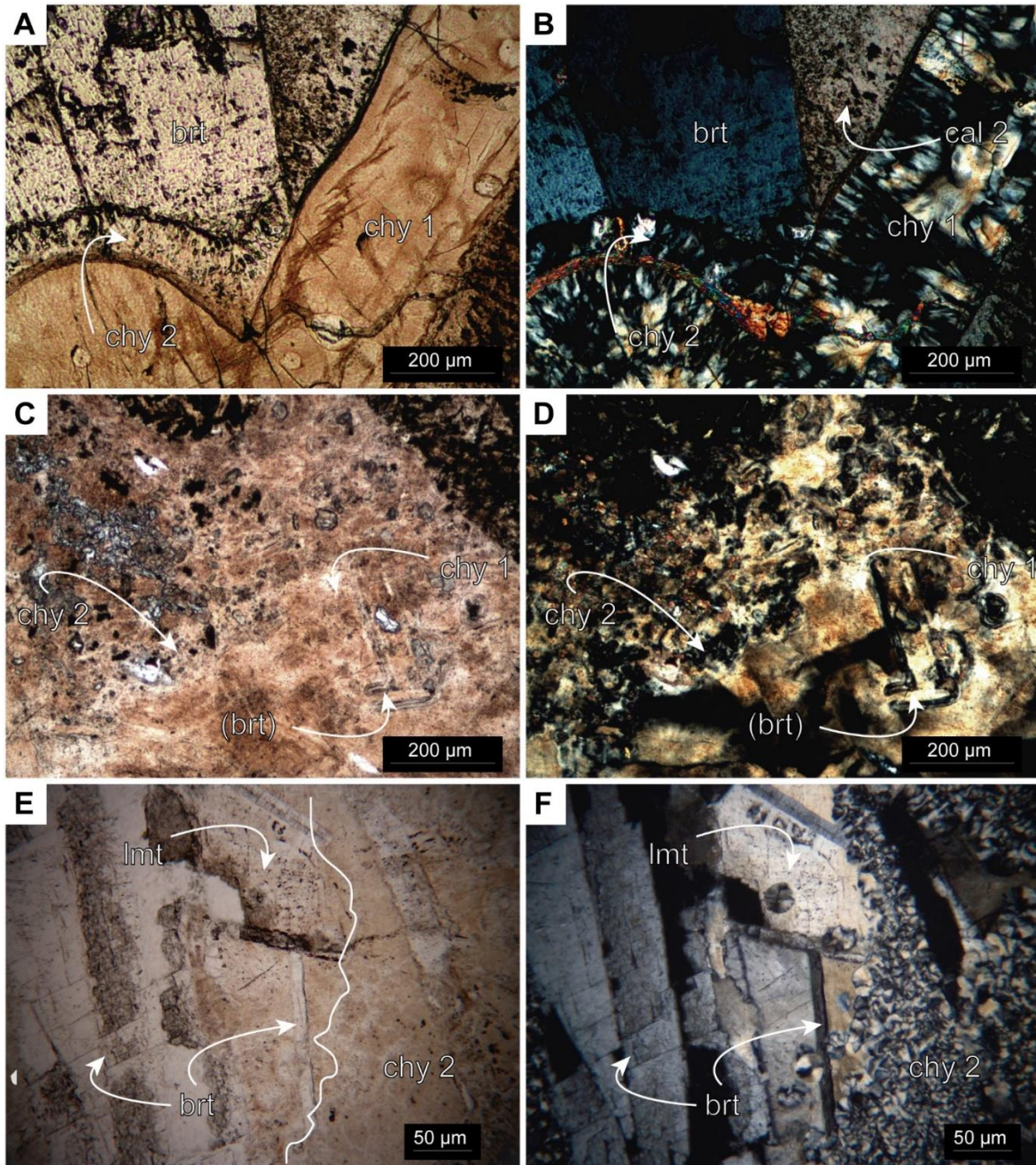


Figura 22. Fotomicrografías de las texturas de calcedonia con luz transmitida sin analizador (A, C, E) y con analizador (B, D, F). A) y B) Baritina corroída por calcedonia 1 y 2 y cavidades rellenas por calcita 2. C) y D) Fantasmas de cristales de baritina reemplazados por calcedonia 1, a su vez reemplazada por calcedonia 2. E) y F) Laumontita intersticial en baritina, ambas con textura de corrosión dada por calcedonia 2 (brt=baritina, lmt=laumontita, chy= calcedonia).

Cuarzo: Se encuentra como producto de recristalización de calcedonia 2 y en consecuencia desarrolla textura flameante de borde (Demoustier et al., 1997) sobre calcedonia 1, que

gradan a una textura en mosaicos hacia el centro de las cavidades (Fig. 23A, B). Por sectores rellena huecos entre cristales de baritina y la reemplaza pseudomórficamente.

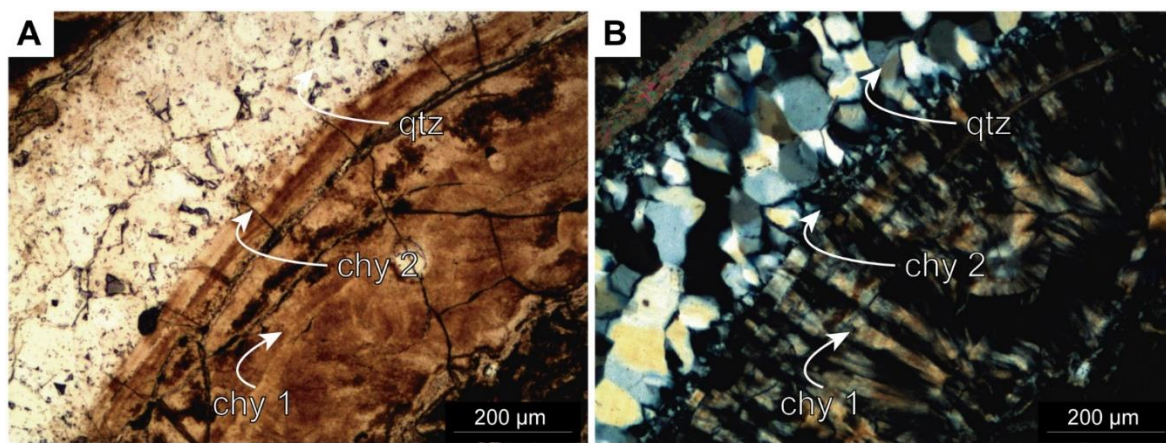


Figura 23. Características texturales de calcedonia y cuarzo: calcedonia 1 bandeada colorforme, calcedonia 2 esferulítica que gradan a cuarzo con textura flameante de borde y luego a cuarzo con textura en mosaico. A) Luz transmitida con analizador y B) sin analizador (chy=calcedonia, qtz=cuarzo).

Minerales de mena

Los minerales de mena identificados, en orden de abundancia decreciente, son: calcopirita, estromeyerita, tetrahedrita, bornita, esfalerita, magnetita, acantita, galena, plata nativa, pirita, covelina. La mayoría de estos minerales, a excepción de pirita y magnetita, se encuentra asociados o incluidos dentro de la laumontita turbia y calcita turbia que cementan las brechas hidrotermales de la UVC. En los siguientes párrafos se brindan las características texturales de los minerales de mena que permitieron elaborar la secuencia paragenética.

Magnetita: En las brechas hidrotermales, la magnetita es el mineral hidrotermal más temprano. Fue identificada por la morfología de los cristales euhedrales dado que está reemplazada parcial a totalmente por hematita. Los cristales están frecuentemente fracturados y presentan tamaños de hasta 250 µm (Fig. 24A, B). Los análisis químicos

permitieron diferenciarla de magnetita primaria ya que ésta presenta anomalías de Ti, mientras que la magnetita encontrada en las brechas hidrotermales es pura (Tabla 4).

Elementos	Mg (P)	Mg (P)	Mg (H)	Mg (H)	Mg (H)
	27	29	6	7	10
Fe	54,16	53,83	67,37	66,51	67,60
O	19,98	20,45	24,63	25,09	23,96
Al	0,65	0,63			
Si	0,44	0,50			
Ti	1,55	1,42			
V	0,32	0,32			
Cr	1,01	0,88			
Mn	0,46	0,39			
Zn	1,03	1,21			
Ca			0,15	0,13	
Total	106,6	108,63	98,15	98,73	101,56

Tabla 4. Análisis químico de magnetita magmática (P) y magnetita hidrotermal (H) de la muestra LLP78.

Pirita: La pirita es escasa en las muestras estudiadas y está parcialmente reemplazada y es incluida por sulfuros de Cu-Fe y Cu-Ag, y por hematita (Fig.24C-F). Desarrolla cristales euhedrales aislados dentro de los minerales de ganga o de otros sulfuros y sulfosales de cobre y plata. Los cristales mayores presentan crecimiento zonal (Fig. 24C). En una sola muestra (LLP81) se observó pirita con hábito coloforme (Fig. 24E).

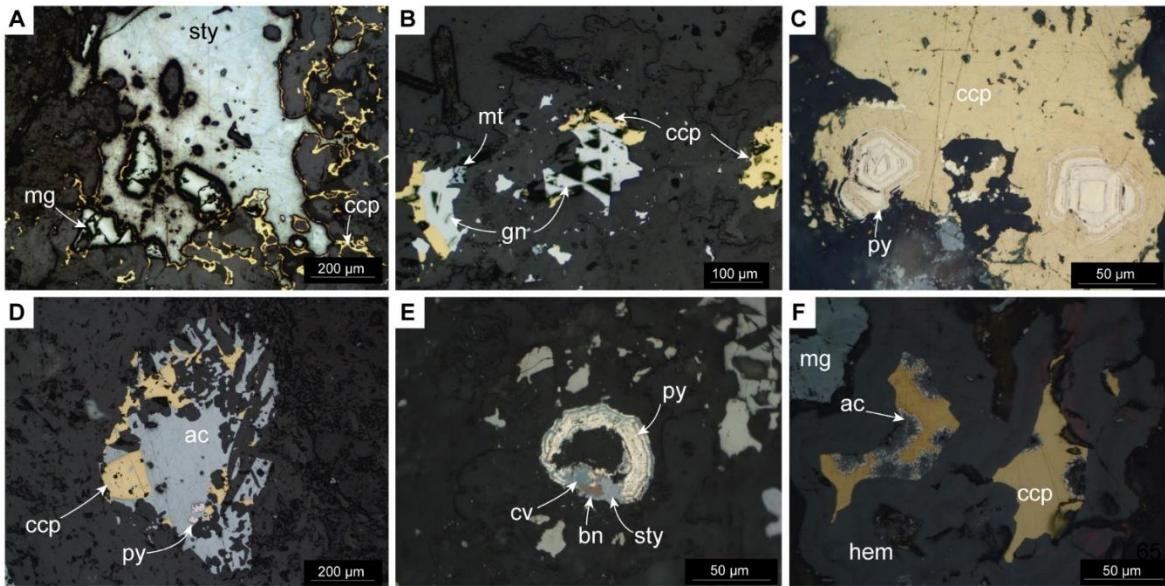


Figura 24. A) Cristales de magnetita euhedrales fracturados y reemplazados por hematita B) Trazas de magnetita en contacto con galena y calcopirita. C) Piritohedros con bandas de crecimiento zonal parcialmente reemplazadas por calcopirita que los incluye. D) Cristales de pirita euhedrales incluidos en acantita; acantita reemplaza a calcopirita. E) Pirita colorme con bandas parcialmente reemplazadas por bornita, calcopirita; covelina reemplaza a los sulfuros de Cu. F) Calcopirita parcialmente reemplazada por acantita, y ambas reemplazadas por hematita. (ccp= calcopirita, sty= estromeyerita, ac=acantita, gn=galena, py=pirita, mg=magnetita, hem=hematita, cv=covelina).

Esfalerita: La esfalerita está en cantidad moderada y es más abundante en los bordes de las brechas hidrotermales y venillas. Se encuentra en cristales euhedrales a anhedrales de tamaños variables (200-300 μ m; Fig. 25A-D). Al microscopio petrográfico con luz transmitida es translúcida (Fig. 25A) y bajo luz reflejada con analizador presenta reflejos internos blancos a castaños claros, características típicas de esfalerita rica en Zn. Las imágenes de electrones retrodispersados muestran una composición homogénea del cristal (Fig. 25C), y los análisis químicos muestran cantidades de Cd de hasta un 1,03% y ausencia de Fe (Tabla 5). La esfalerita anhedral está en contacto o intercrecida con calcopirita e incluye a cristales de magnetita (Fig. 25D, E). La esfalerita euhedral está incluida en calcopirita reemplazada por estromeyerita (Fig. 25A-C).

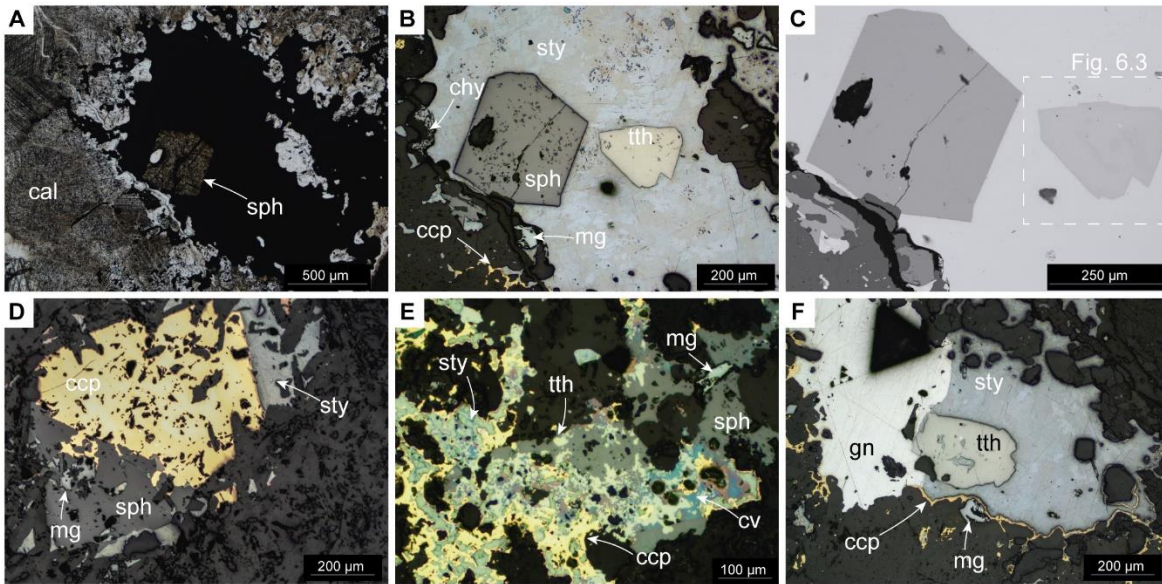


Figura 25. Fotomicrografía de relaciones texturales entre sulfuros y sulfosales: A, con luz transmitida sin analizador; B, D, y E) tomadas con luz reflejada; y C) imagen de electrones retrodispersados. A) Cristal euhedral de esfalerita traslucida. B) Esfalerita y tetrahedrita incluidos en agregados de estromeyerita; con relictos de calcopirita. C) Esfalerita con una composición homogénea y tetrahedrita con una leve zonación dada por alternancias de bandas claras y oscuras. D) Cristal de magnetita incluido en esfalerita, ésta está intercrecida con calcopirita. E) Magnetita incluida en esfalerita, calcopirita intercrecida con esfalerita y reemplazada por estromeyerita, la cual está parcialmente reemplazados por covelina. F) Galena y tetrahedrita en contacto con estromeyerita que reemplaza a calcopirita (relictos en los bordes (sph=esfalerita, mg=magnetita, gn=galena, ccp= calcopirita, sty= estromeyerita, ac=acantita, gn=galena, tt=tetrahedrita, cv=covelina).

Elementos	84	85	86	90
Zn	68,4	68,1	68,8	67,3
Fe			0,5	0,2
S	31,6	30,7	31,9	30,6
Cd				0,8
Cu		0,6	0,6	0,7
Total	100,0	99,4	101,9	99,4

Tabla 5. Análisis químico de esfalerita en la muestra LLP78.

Galena: La galena está en contacto con la esfalerita anhedral y presenta una distribución similar a ésta por lo que parecen coetáneas. Está presente como granos subhedrales a anhedrales de 200 a 600 μm de tamaño (Fig. 25F). Los microanálisis químicos muestran contenidos de hasta 3,08% de Bi (Tabla 6).

Tenantita-tetrahedrita: Los minerales de la serie tenantita-tetrahedrita son abundantes y están presentes en varias muestras estudiadas. Se encuentran en granos subhedrales a anhedrales de tamaños variables de hasta 400 μm . Los granos subhedrales están incluidos en estromeyerita que reemplaza a la calcopirita. Los granos anhedrales están en contacto con esfalerita y galena (Fig. 25E, F). Los análisis químicos (Tabla 6) muestran contenidos de Cu ~39%, Sb variables entre 21,9 y 28,9%, entre 0,77 y 4,8 % de As, entre 7,62 y 8,22% de Zn y entre 0,6 y 0,87% de Ag, por lo cual se trata de una tetrahedrita rica en Zn. Los mapas composicionales (Fig. 26) muestran crecimiento zonal dado por una alternancia de bandas oscuras que coinciden con los mayores contenidos de As y menores de Sb y las bandas claras, con mayores contenidos de Sb y menores contenidos de As.

Elementos	19	20	21	76
Pb	91,9	95,32	91,17	102,41
S	14,18	13,54	13	14,62
Cu		1,26		
Bi	3,38			
Total	109,46	110,12	104,17	117,03

Tabla 6. Análisis químico de galena en la muestra LLP78.

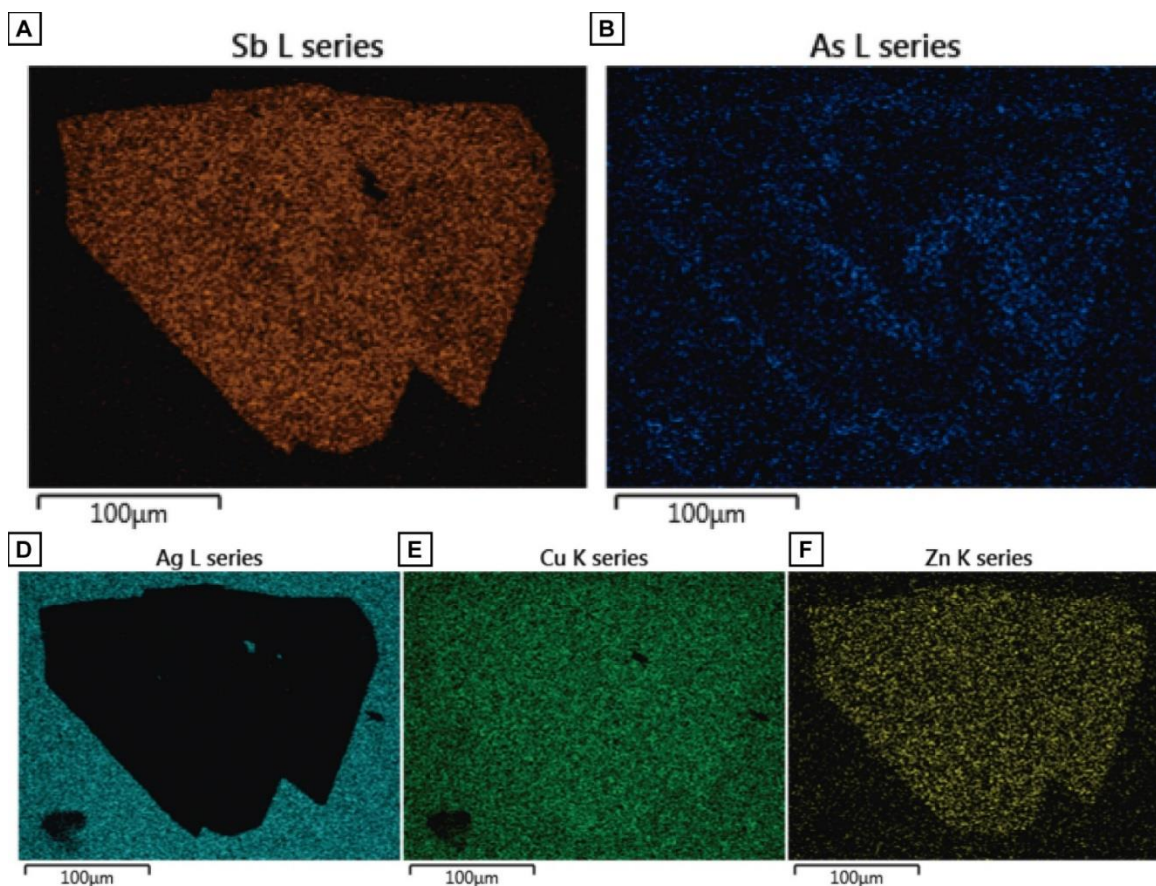


Figura 26. Mapa de distribución de elementos en el cristal de tetrahedrita de la figura 7.8F: A) Antimonio B) Arsénico, C) Plata, D) Cobre y F) Zinc.

Elementos	3	4	5	60	61	62	63	64	65	67
S	27,31	28,03	28,41	29,8	31,48	31,35	30,66	30,65	30,48	29,55
Sb	24,79	25,23	26,13	34,63	31,86	30,5	36,57	31,56	26,99	34,65
As	4,23	4,31	4,22	0,96	3,65	3,98		3,11	5,99	
Cu	40,98	41,43	41,69	47,05	48,94	49,46	48,46	48,66	49,04	47,1
Fe										
Ag	0,81	0,68	1,1	1,08					0,74	0,95
Zn	8,15	8,11	8,66	9,78	9,57	9,62	10,10	10,21	9,86	9,44
Total	106,27	107,79	110,21	123,3	125,5	124,91	125,79	124,19	123,1	121,69

Tabla 7. Análisis químico de tetrahedrita en la muestra LLP78.

Calcopirita: Es el sulfuro más abundante en las muestras estudiadas y el de mayor distribución. Presenta una morfología anhedral, es intersticial y corta los cristales de baritina (Fig. 18C, D) y está incluida en laumontita y calcita turbia (Fig. 19C-E). La calcopirita

incluye a cristales de pirita, tetrahedrita y esfalerita euhedrales y está en contacto con la galena (Fig. 27A, B), esfalerita y tetrahedrita anhedrales (Fig. 25E). También forma escasas microvenillas irregulares y discontinuas que cortan a las andesitas de la UVC (Fig. 27C).

Bornita: es anhedral (<550 μm) y reemplaza parcialmente a la tetrahedrita en forma de parches o forma texturas de corrosión en sus bordes (Fig. 27D) y también reemplaza a la calcopirita de forma centrípeta (Fig. 27E).

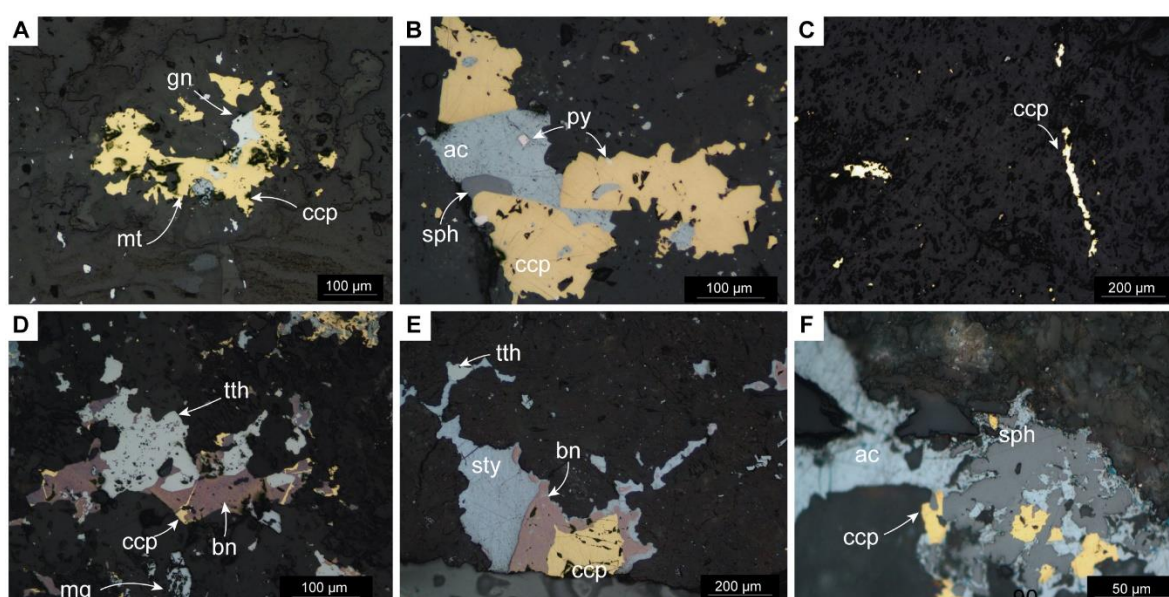


Figura 27. Fotomicrografías con luz reflejada de las relaciones texturales de bornita y calcopirita con acantita y estromeyerita. A) Relictos de magnetita en borde de calcopirita en contacto con galena. B) Cristales euhedrales de pirita y esfalerita incluidos en calcopirita, la cual es reemplazada por acantita. C) Microvenillas discontinuas de calcopirita que atraviesan la UVC. D) Bornita reemplaza a calcopirita y a tetrahedrita. E) Bornita reemplaza a calcopirita de forma centrípeta y es reemplazada por estromeyerita. F) Cristal de esfalerita intercrecido con calcopirita, esta última está reemplazada por acantita. (sph=esfalerita, ccp= calcopirita, sty= estromeyerita, ac=acantita, bn=bornita, py=pirita, mg=magnetita, tt=tetrahedrita).

Estromeyerita: Este sulfuro plata es el mineral de mena de Ag más abundante en las muestras estudiadas. Presenta hábito masivo y granular maclado (Fig. 24A), con granos anhedrales de hasta 100 μm de diámetro. Este mineral incluye a la magnetita hidrotermal, pirita,

tetrahedrita, esfalerita y galena y reemplaza de forma centrífuga a calcopirita (Figs.25F, 28A, B). Las imágenes de electrones retrodispersados muestran dos generaciones de estromeyerita, una más clara y otra más oscura (Fig. 28B) que coinciden con cambios composicionales (Fig. 28C): la primera con una relación Ag/Cu de 1,71 y otra que la corta con una relación de 2,1 (Tabla 7).

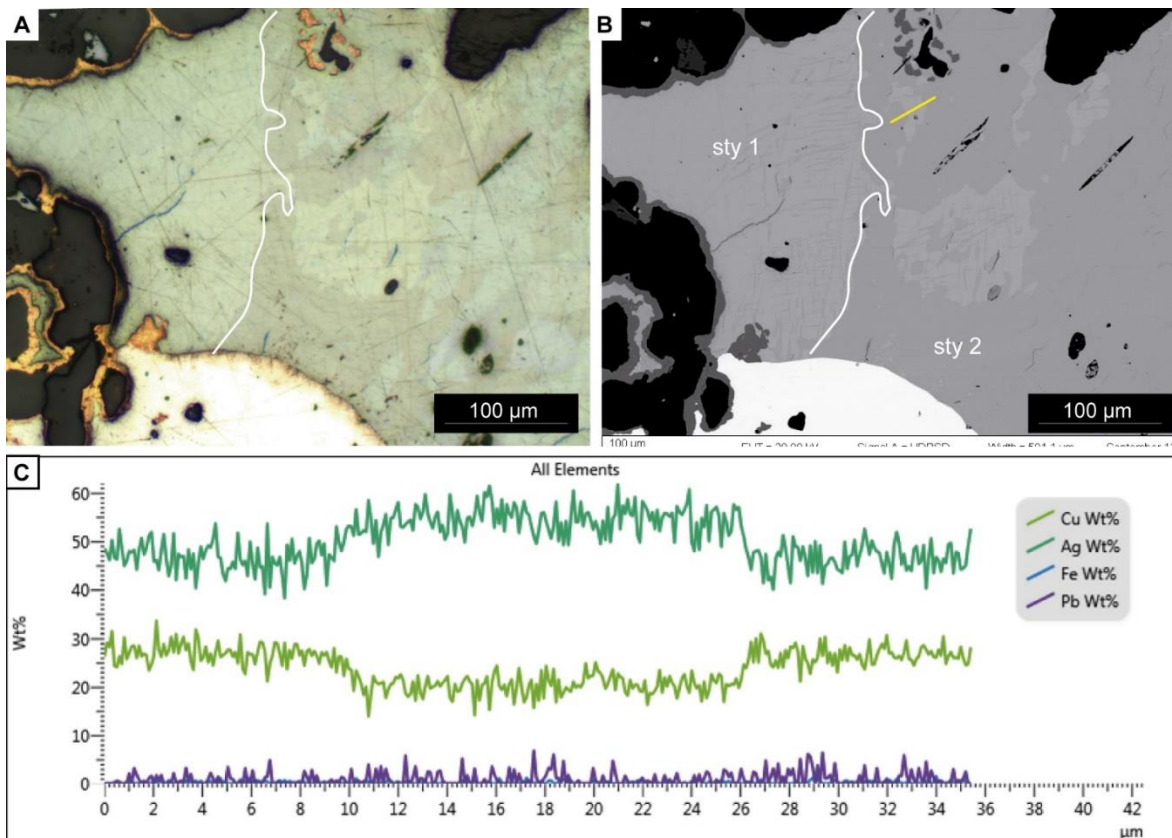


Figura 28. Detalle de las características texturales y composicionales de estromeyerita. A) Fotomicrografía con luz reflejada de granos pleocroicos de estromeyerita. B) Imagen de electrones retrodispersados donde se observan señales diferentes entre granos de estromeyerita. C) Variación composicional en estromeyerita a lo largo de la transecta de la figura B.

Acantita Se encuentra en cantidad moderada en las muestras estudiadas. Está en granos anhedrales a subhedrales de hasta 400 µm de diámetro que frecuentemente presentan maclas y al igual que la estromeyerita reemplaza a la calcopirita de forma centrífuga (29A).

La plata nativa es relativamente escasa en las muestras estudiadas. Está presente en granos anhedrales de hasta 70 μm de diámetro. Por sectores está rodeada o se encuentra como inclusiones dentro de calcopirita y de forma intersticial entre los cristales de baritina, como granos individuales y en contacto con bornita y calcopirita (Fig. 29A, B).

Elementos	11	12	91	92	97
	% en peso	% en peso	% en peso	% en peso	% en peso
S	14,5	14,49	14,76	14,49	15,64
Cu	22,93	22,29	22,35	22,88	31,51
Zn	0,11		1,88	1,79	
Ag	64,85	63,8	64,88	64,18	54,62
Fe					0,66
Total	102,39	100,58	103,87	103,34	102,43

Tabla 8. Análisis químico de estromeyerita en la muestra LLP78

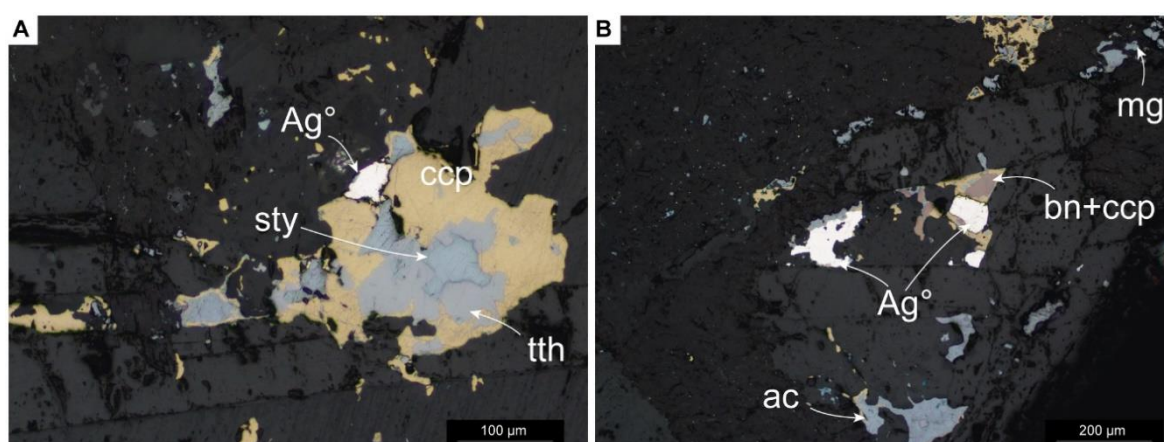


Figura 29. Fotomicrografías con luz reflejada de granos de plata nativa. A) Calcopirita reemplazada por tetrahedrita y esta con reemplazo centrífugo de estromeyerita; plata nativa está en contacto con estromeyerita. B) Granos de plata nativa intersticiales en baritina, en contacto con bornita, calcopirita y acantita (ccp= calcopirita, bn=bornita, sty= estromeyerita, ac=acantita, mg=magnetita, Ag°=plata nativa).

Yacencia de la mineralización y características geoquímicas

A partir de los datos geoquímicos obtenidos por la empresa Minera Argenta-Pan American Silver, se realizó un análisis estadístico para determinar la distribución de elementos en la sección, su relación con la litología y estructuras y se calculó el coeficiente de correlación

para los elementos principales (Tabla 8). Las anomalías de metales responden a una morfología estratiforme subparalela a los contactos entre las vulcanitas y las sedimentitas (Fig. 30A-D).

	Ag	Pb	Zn	Cu	As	Ca	Cd	Co	Fe	Mg	Mn	Mo	Ni	P	S
Ag	1,000														
Pb	0,041	1,000													
Zn	-0,175	0,147	1,000												
Cu	0,738	0,147	-0,166	1,000											
As	-0,071	0,144	0,480	-0,010	1,000										
Ca	-0,160	0,090	0,694	-0,181	0,500	1,000									
Cd	-0,220	0,443	0,668	-0,234	0,354	0,230	1,000								
Co	0,104	0,418	0,136	0,177	0,292	0,080	0,606	1,000							
Fe	-0,198	-0,109	-0,180	-0,239	-0,144	-0,157	-0,260	-0,209	1,000						
Mg	-0,137	-0,239	-0,213	-0,320	-0,395	-0,314	-0,228	-0,355	0,382	1,000					
Mn	-0,255	0,021	0,573	-0,308	0,431	0,799	0,227	-0,008	0,068	-0,128	1,000				
Mo	0,211	0,318	0,322	0,510	0,342	0,217	0,317	0,523	-0,058	-0,364	0,257	1,000			
Ni	0,055	0,357	0,007	0,107	0,399	-0,068	0,479	0,633	0,072	0,086	-0,036	0,491	1,000		
P	0,197	0,032	-0,491	0,250	-0,262	-0,456	-0,187	0,164	0,005	0,171	-0,197	-0,008	0,337	1,000	
S	0,166	-0,045	0,504	0,165	0,398	0,517	0,235	0,011	-0,227	-0,124	0,256	-0,158	-0,139	-0,441	1,000
Sb	0,168	0,594	-0,068	0,347	0,327	0,065	0,103	-0,022	-0,167	-0,361	-0,334	-	-0,090	-0,217	0,563

Tabla 9. Coeficiente de correlación Pearson de los elementos calculados en base a datos geoquímicos de la sección E-O 5303350. En blanco:

correlación nula; azul: baja; verde: moderada; amarillo: alta; rojo: perfecta. Para su cálculo se consideraron los valores inferiores a 2σ . Datos aportados por la empresa Minera Argenta-Pan American Silver.

Las anomalías de Ag (>100- 2912ppm; Fig. 30A) y Cu (>0.1-0.49%; Fig. 30B) se distribuyen mayoritariamente en las rocas volcánicas de la UVC mientras que las anomalías de Zn (>0.2-1.36%; Fig. 30C) se distribuyen periféricamente a las anomalías anteriores, concentrándose en los contactos entre en las facies de arenisca y conglomerado y las fangolitas, y entre éstas y la UVC. Las anomalías de Pb (0.5-0.89%; Fig. 30D) son escasas en esta sección y están restringidas a dos sectores, uno cercano al contacto entre areniscas y conglomerados con pelitas que están próximos a la zona de falla occidental, y el otro localizado en el sector medio de la UVC, en la parte media de la sección. Las máximas anomalías de Ag y Cu coinciden con la presencia de sulfuros y sulfosales de Fe, Cu, Ag en venillas y cemento de brechas hidrotermales y facies de autobrecha. De acuerdo a los contenidos de Pb, Zn, Cu y Ag, y según la clasificación de Albinson et al. (2001), este depósito se puede clasificar como polimetálico.

Los resultados del cálculo del coeficiente de Pearson (Tabla 8), indican que en la sección analizada la Ag presenta una correlación positiva alta con Cu y baja a nula con los demás elementos. El Pb tiene una correlación baja con el Zn y Cu y moderada positiva con Cd, Co y Sb. El Zn tiene una correlación positiva alta con Ca>Cd, moderada positiva con el Mn>S>As y moderada negativa con el P. El Co tiene correlación alta positiva con Ni y moderada positiva con Mo.

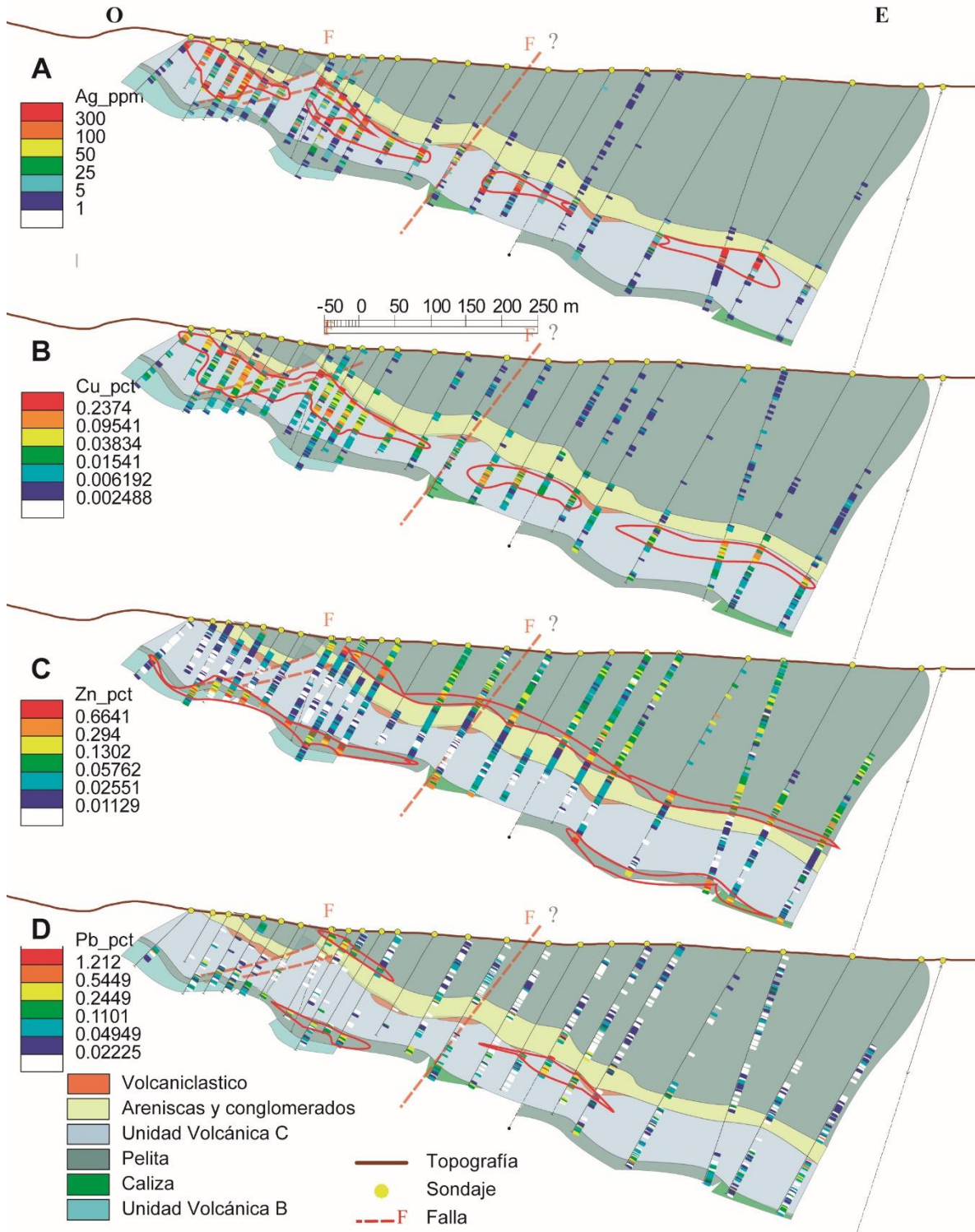


Figura 30. Distribución geoquímica de los principales metales en la sección E-O 5303350 del depósito Loma de la Plata (ubicación Fig. 3.1). A) Plata. B) Cobre. C) Plomo. D) Cinc.

CAPÍTULO 8 - DISCUSIÓN

Loma de la Plata es uno de los ocho depósitos del distrito Navidad, ubicado en el corredor Argentá, al SO del distrito y es representativo del estilo de mineralización distal definido por Williams (2010). Contiene recursos de 4500 t de Ag con leyes promedio 169 g/t de Ag. La mineralización se encuentra hospedada en las volcanitas y sedimentitas jurásicas de la Formación Cañadón Asfalto, formada en un contexto extensional durante el Mesozoico (von Gosen y Loske, 2004). Las características mineralógicas y texturales descritas en este trabajo indican que Loma de la Plata es un depósito epitermal somero de sulfuración intermedia (Sillitoe, 2007), si bien el estilo de mineralización estrato-ligada no es típico en depósitos de este tipo.

Geología y estructura

En la sección E-O 5303350 del depósito Loma de la Plata, los sondeos analizados interceptaron los depósitos volcano-sedimentarios del miembro inferior de la Formación Cañadón Asfalto. La unidad más antigua corresponde a la Unidad Volcánica B, seguida de un banco de pelitas, la Unidad Volcánica C y una secuencia sedimentaria compuesta por escasos depósitos volcanoclásticos, conglomerados, areniscas y una espesa cubierta de pelitas intercalada con niveles tobáceos. La leve inclinación de los estratos hacia el E es evidencia de los eventos de deformación ocurridos durante el Cretácico y el Mioceno (Savignano et al., 2016; Allard et al., 2011). Las fallas occidentales identificadas al O de la sección no muestran una relación con falla Arco Iris NO con alto ángulo definida por Williams, (2010), la cual se encuentra al O de la sección analizada.

Las rocas estudiadas en este trabajo final de licenciatura corresponden a la UVC hospedan la mayor parte de las anomalías de plata en la sección. Al igual que las rocas volcánicas con evidencias de contaminación cortical definidas por Bouhier et al. (2017), en las muestras

estudiadas también se identificó xenocristales de cuarzo, además de texturas de sobre enfriamiento como la textura en tamiz (Castro Dorado, 2015) en bordes de plagioclasas.

En la UVC se distinguen dos facies principales, una de ellas es coherente de color verde oscuro a castaño que presenta bandeado por flujo y escasas amígdalas, mientras que la otra es una facies de autobrecha de coloración rojiza dada por la presencia de hematita terrosa. Hematita terrosa también se identificó en fragmentos de andesita de las brechas hidrotermales y su origen se atribuye a la oxidación de la colada previa a la circulación de los fluidos hidrotermales. Este proceso de oxidación termal es común en coladas depositadas en ambientes subaéreos debido a la retención del calor (McPhie et al., 1993). En otros sectores del depósito también se identificaron facies de hialoclastita y peperita (Bouhier et al., 2017), formadas por la interacción de flujos lávicos con agua y sedimentos húmedos, respectivamente (Stewart y McPhie, 2003; Skilling et al., 2002). Las características de las coladas andesíticas intercaladas en las sedimentitas de ambiente lacustre indican que el vulcanismo fue contemporáneo con la sedimentación durante el relleno del depocentro Navidad (Bouhier et al., 2017).

Condiciones de formación de los minerales hidrotermales

En la sección E-O 5303350 del depósito Loma de la Plata, la alteración hidrotermal se observó en las rocas volcánicas en contacto con las venillas brechadas y brechas hidrotermales y en las autobrechas de la base y techo de las coladas. Estas zonas más permeables debieron favorecer la circulación de fluidos mineralizantes que permitieron un mayor grado de alteración, ejerciendo así un control litológico importante en la distribución de la alteración. Esto es coherente con el modelo propuesto por Williams (2010) para distrito Navidad, donde el sistema de fallas normales NO-SE y la falla de despegue basal Sauzal parecen haber funcionado como conductos por los que ascendieron y circularon los fluidos

hidrotermales y aguas calentadas por vapor, ejerciendo de este modo un fuerte control en la distribución de la alteración en las rocas de caja.

La alteración hidrotermal más temprana está dada por el reemplazo de los feldespatos magmáticos por feldespatos secundarios (K-Ba), los cuales en el ambiente epitermal son estables en un rango de temperaturas de $\geq 350 - 150^{\circ}\text{C}$ (Hedenquist et al., 2000). Su presencia además indica que fluidos relativamente alcalinos interactuaron con la roca de caja.

La amplia distribución de clorita y titanita indica condiciones de pH neutro (Reyes, 1990; Hedenquist et al., 2000), e indican la circulación de fluidos clorurados, originados por el calentamiento de aguas meteóricas de circulación profunda (Simpson et al., 2001).

La laumontita es una zeolita que comúnmente rellena amígdalas de lavas basálticas (Utada, 2001). Sin embargo, en la sección analizada, la laumontita también está como reemplazo de los minerales primarios de la UVC, además de relleno de amígdalas. Este mineral se forma a partir de fluidos de pH alcalino (>7) y altas concentraciones de Ca con una baja fugacidad de CO_2 (Utada, 2001). Su amplia distribución y abundancia en la sección sugieren que durante su precipitación dominaron fluidos alcalinos con temperaturas inferiores a los 220°C (Simmons y Browne, 2000). La asociación mineral compuesta por clorita+zeolitas es definida por Corbett y Leach (1998) como parte de una alteración subpropilitica de baja temperatura.

La calcedonia muestra texturas de corrosión esferulítica y en bandas coloformes que señalan un rápido enfriamiento (entre 180 y 100°C) del fluido hidrotermal y sobresaturación de sílice (Dong et al., 1995; Morrison et al., 1990), procesos habituales en yacimientos epitermales someros (Simmons et al., 2005; Corbett y Leach, 1998). La calcedonia reemplaza a baritina y a laumontita previas.

La calcita indica un pH neutro a ligeramente alcalino y alta fugacidad del CO₂ (Simpson et al., 2001). Debido a que las generaciones de calcita en la sección presentan relaciones texturales que indican precipitación previa y posterior a la mineralización, se estima que estas condiciones pudieron haberse alcanzado tanto en una etapa temprana como en una tardía.

Las relaciones de corte dadas por el interestratificado illita-esmectita y la esmectita respecto a clorita y laumontita, indican una posición paragenética posterior de los primeros. El interestratificado illita-esmectita se forma a temperaturas comprendidas entre los 220 y los 150°C, mientras que la esmectita es estable por debajo de los 150°C (Reyes, 1990).

Evolución de los fluidos hidrotermales

A partir de las condiciones que permiten la precipitación y estabilizan feldespatos potásicos tempranos, calcita, clorita y laumontita, y en base a las relaciones texturales encontradas entre los minerales hidrotermales de mena, ganga y producto de la alteración, se estima que en una etapa temprana circularon fluidos clorurados de pH cercano a la neutralidad con un contenido de CO₂ disuelto variable.

Dado que la baritina es un mineral altamente insoluble, la coexistencia de Ba y sulfato en solución produce la precipitación inmediata de dicho mineral (Hanor, 2000). Un fluido con esta composición no es compatible con la de los fluidos clorurados de pH neutro. Las relaciones texturales de los minerales de ganga que rellenan y cementan las brechas muestran que los sulfuros se encuentran intersticiales a los cristales de baritina y por sectores los cortan, lo que sugiere que la baritina es previa al pulso mineralizante. Debido a la presencia de evaporitas (celestina, yeso-anhidrita y carbonatos) intercaladas en los niveles de fangolitas calcáreas de las facies de *sag* que cubren las unidades lávicas, se estima que el azufre puede tener origen en niveles más superficiales del relleno de la cuenca y que percolaron hacia

niveles más profundos. En Loma de la Plata, la baritina pudo haber precipitado debido a) un aumento de la temperatura de fluidos reductores descendentes portadores H_2S y Ba junto al aumento de la fugacidad de oxígeno dado por la interacción con la roca oxidante (autobrecha de andesita con hematita terrosa) y/o b) por la mezcla de fluidos descendentes reductores ligeramente ácidos ricos en S y Ba con fluidos hidrotermales ascendentes con mayor fO_2 (Cooke et al., 2000).

La presencia de sulfuros y sulfosales intersticiales a la baritina y en sectores cortándola, indican que estos son posteriores a la precipitación de la misma. Bouhier 2017, caracterizó los fluidos pre mineralización como fluidos salinos (16% NaCl eq.) y de temperaturas variables entre 166-208°C. De acuerdo a estos resultados en Loma de la Plata los metales base pudieron haber sido transportados como complejos clorurados (Corbett y Leach, 1998; Barnes, 1997); y su precipitación pudo haber sido gatillada por cambios bruscos en las condiciones del fluido (Simmons et al., 2005 y bibliografía allí citada). En Loma de la Plata la precipitación de sulfuros probablemente tuvo lugar por la mezcla de fluidos clorurados ascendente que transportaban metales base y Ag en forma de complejos clorurados, con fluidos más fríos con contenido de H_2S . El resultado de la mezcla pudo haber producido partición de las especies de metales disueltas con el azufre, lo que favoreció su precipitación. Un fluido compatible con estas características pudo ser el mismo que precipitó la baritina, el cual aportó el S necesario para la formación de sulfuros una vez agotada la fuente de Ba.

Una fase tardía, posterior a la precipitación de los sulfuros, está dada por la precipitación de calcedonia y la alteración de la roca de caja a minerales arcillosos y finalmente por una generación de calcita tardía. La precipitación de calcedonia ocurre por la sobresaturación del fluido en sílice. Estas condiciones se deben comúnmente a un rápido enfriamiento de los fluidos debido a la liberación de la fase gaseosa (CO_2) producto de la ebullición de un fluido

ascendente (Simmons y Browne, 2000) acompañado de un aumento del pH, lo que inhibe la formación de cuarzo (Corbett y Leach, 1998). La presencia de calcedonia en Loma de la Plata sugiere que los fluidos ascendentes experimentaron una ebullición tardía. Según las texturas de la sílice definidas por Dong et al. (1995), el cuarzo con texturas flameante y en mosaico identificado en las muestras, indican que se habría producido la recristalización de la calcedonia.

Los minerales arcillosos tardíos (illita-esmectita y esmectita) podrían haberse formado por la interacción de las volcanitas alteradas con aguas descendentes calentadas por vapor ricas en CO₂ y/o durante el enfriamiento del sistema hidrotermal (Hedenquist et al., 2000; Simmons y Browne, 2000).

Las generaciones tardías de calcita que rellenan las venillas y huecos de las brechas también pudieron haberse formado de la interacción de estas aguas calentadas por vapor ricas en CO₂, con las rocas de caja, debido a la solubilidad retrógrada del carbonato (Corbett y Leach, 1998).

Secuencia paragenética

A partir de las texturas descritas anteriormente, se pudo elaborar la siguiente secuencia paragenética de los minerales de mena y de ganga de Loma de la Plata, la cual consiste en tres episodios principales: el episodio I pre-mineralización, el episodio II sin-mineralización y el episodio III post-mineralización (Fig. 31). Estos episodios son coetáneos con eventos, de brechamiento, reapertura de venillas y venillas brechadas y mezcla de fluidos.

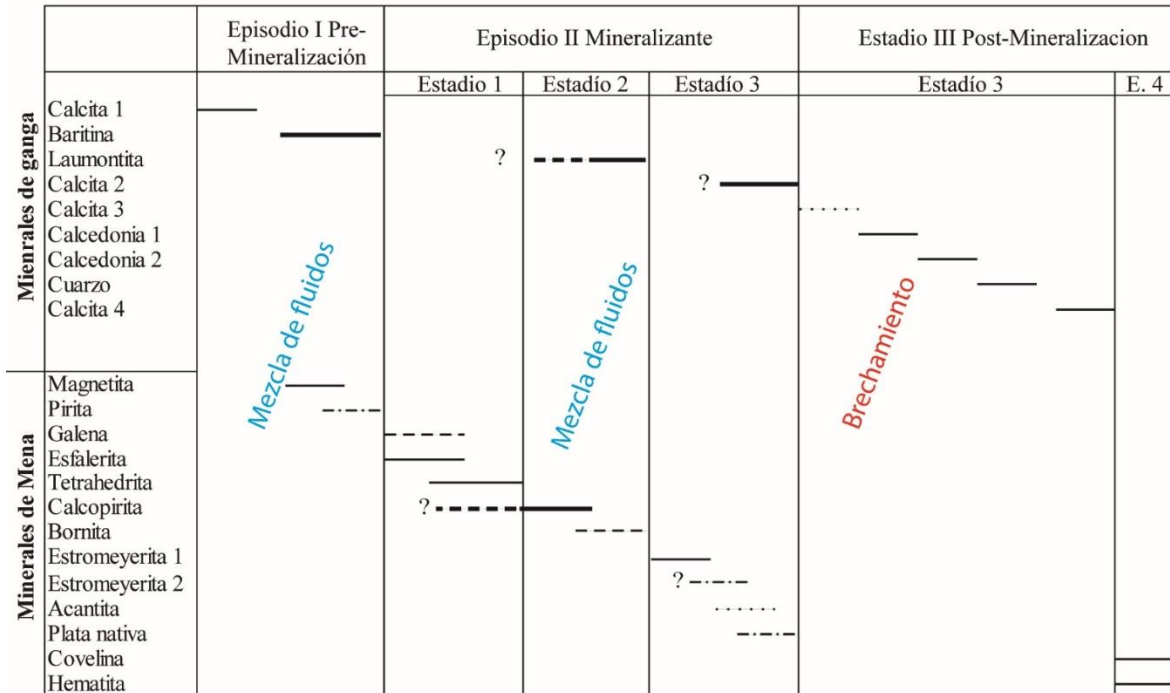


Figura 31. Diagrama paragenético que muestra los distintos estadios en la evolución del sistema hidrotermal.

El episodio I (pre-mineralización) está representado por la precipitación de calcita 1, y cristales aislados de magnetita, pirita y hacia el final de baritina.

El episodio II (sin-mineralización) se subdivide en 3 estadios. El estadio 1 está dominado por la precipitación de metales base tetrahedrita y esfalerita euhedrales, calcopirita intercrecida con galena, esfalerita y tetrahedrita anhedrales. En el estadio 2 precipita bornita que reemplaza a los sulfuros y sulfosales de Cu. El estadio 3 está dado por el reemplazo de los sulfuros y sulfosales previos por estromeyerita+acantita y luego la exolución de plata nativa. El origen de estos últimos puede ser tanto hipogénico como supergénico (Rhamdhor, 1980).

Para Loma de La Plata, al igual que para Valle Esperanza, los minerales de plata se consideran hipogénicos dado que no se hallaron evidencias de alteración supergénica en las muestras estudiadas, tales como: a) signos de corrosión en las calcitas tardías, b) o su remoción en un ambiente supergénico ácido, c) los sulfuros y sulfosales de Ag no tienen el

aspecto terroso y/o masivo típicos de los productos de enriquecimiento supergénico y d) no se identificaron minerales producto de alteración supergénica tales como minerales del grupo de la caolinita, óxidos y carbonatos de cobre y hierro o sulfatos (Sillitoe, 2007b).

Durante el episodio III (post-mineralización) precipitan calcedonia 1 y luego calcedonia 2, la cual produce brechamiento. La precipitación de calcita 4 representa el último relleno de los huecos y venillas. La covelina que reemplaza los bordes de estromeyerita y bornita, pudo formarse con posterioridad al episodio II debido al descenso de aguas bicarbonatadas más frías.

La fugacidad del azufre es la presión parcial de un gas corregida de la desviación del comportamiento de un gas ideal. Esta variable es importante para la sistematización de las asociaciones minerales sulfuradas y la evolución de sistemas hidrotermales (Einaudi et al., 2003). El estado de sulfuración, función entre la fugacidad del azufre y la temperatura (Barton y Skinner, 1967; Barton 1970), está dividido en campos de estabilidad mineral definidos por diferentes reacciones del azufre con metales, las cuales ocurren a temperaturas que comprenden el enfriamiento de los fluidos partir de temperaturas magmáticas (Einaudi et al., 2003). De acuerdo a los minerales producto de alteración hidrotermal y la paragénesis de los minerales de ganga esbozados, se puede definir que los fluidos hidrotermales iniciales (episodio I) se encontraron a temperaturas por debajo de los 350°C. La fugacidad inicial se puede estimar a partir de la precipitación de magnetita y pirita subordinada (Fig. 32). En base a los minerales de mena precipitados durante en el episodio II, se observa un ligero aumento de la fugacidad de azufre respecto a la temperatura entre el estadio 1 (galena, esfalerita, tetrahedrita, calcopirita) y el estadio 2 (bornita). Durante el estadio 3 se estima un descenso abrupto dado por la presencia de los sulfuros de plata y plata nativa. Esta trayectoria es similar a la definida en Valle Esperanza, (Peralta, 2018).

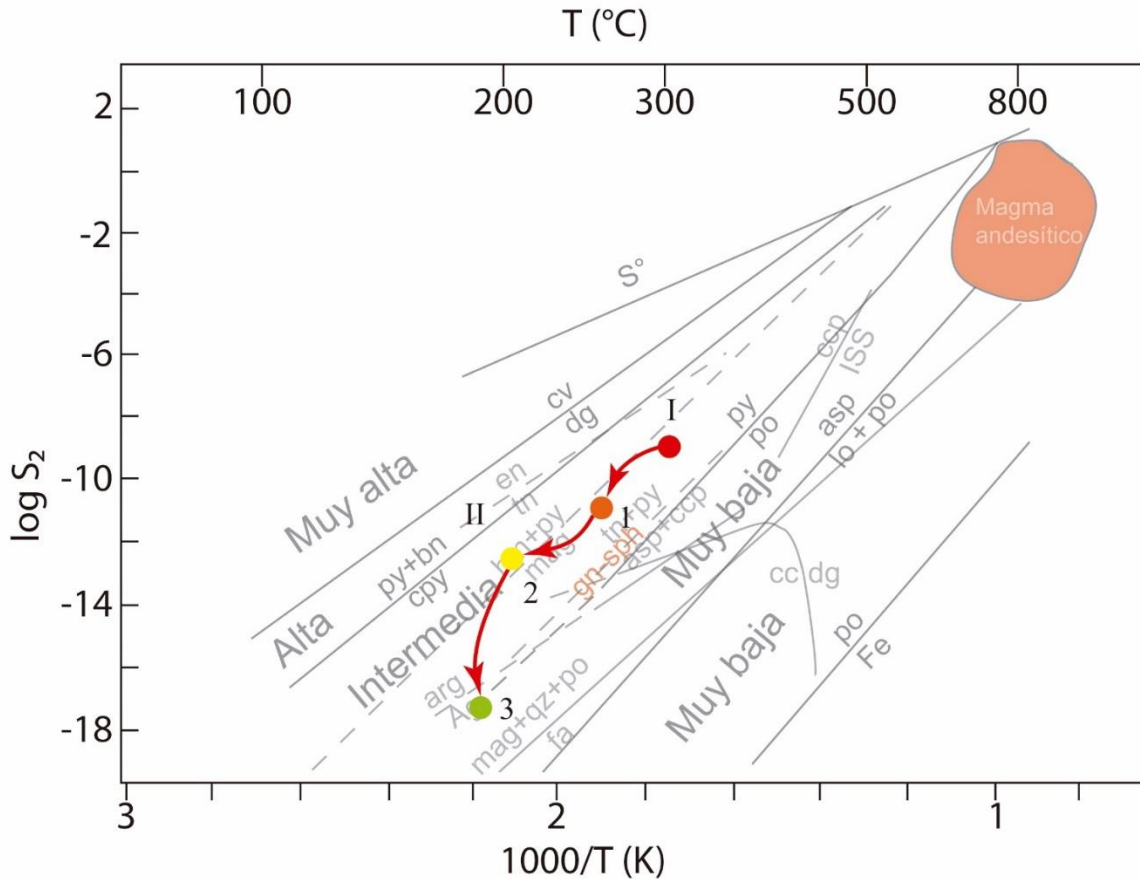


Figura 32. Diagrama que muestra los estados de sulfuración y la evolución del sistema de acuerdo a sus los minerales de mena identificados en la sección de Loma de la Plata. Modificado de Einaudi et al. (2003).

El mecanismo de precipitación que dominó en estos depósitos distales probablemente haya sido la mezcla de fluidos clorurados oxidantes ascendentes de pH neutro con fluidos reducidos más fríos que aportaron S, lo que produjo una disminución de la temperatura y fugacidad de azufre y la precipitación de metales base y plata en forma de sulfuros y sulfosales. Luego, con la disminución en la fugacidad del azufre, se produce la exsolución de la plata contenida en dichos minerales y forma a los sulfuros de plata y con aun menor fugacidad, la plata nativa.

Yacencia de la Mineralización

El análisis lito-geoquímico de la sección permitió determinar una zonación de los principales metales (Ag, Cu, Pb, Zn). Las mayores anomalías de Ag y Cu están en el sector occidental

de la sección próximas a la zona de falla y se distribuyen con altas concentraciones a lo largo de las facies de autobrechas de la UVC, asociada a la presencia de sulfuros y sulfosales como relleno de las mismas (Fig. 30). En Loma de la Plata los estadios mineralizantes ocurren por la precipitación de sulfuros de Cu con contenidos de Ag y Sb junto a trazas de As mientras que, en un estadio tardío, exsuelven la Ag contenida en los sulfuros y sulfosales debido a la progresiva disminución de la temperatura y la fugacidad de S, lo que produjo el reemplazo de los minerales previos. Esto es coherente con los resultados de análisis estadísticos de Ag y Cu donde se observa una correlación alta positiva entre estos elementos.

Los coeficientes de correlación altos entre Zn y As pueden darse debido a que el As es muy móvil en los sistemas epitermales, y se localiza en niveles más superficiales junto con Sb, Tl, Hg entre otros (Simmons et al., 2005). Si bien las anomalías de Zn se encuentran periféricas a las de Ag y Cu, están localizadas tanto en las pelitas infrayacentes como suprayacentes. Esta zonación geoquímica observada en Loma de La Plata puede deberse a la precipitación tardía del Zn y As a partir del mismo fluido clorurado controlado por la litología y las estructuras que atraviesan a la UVC.

Las anomalías de Ag-Cu localizadas en las autobrechas de la UVC que aumentan hacia el contacto con la zona de falla y la marcada zonación geoquímica sugieren un fuerte control litológico y estructural.

Comparación con otros depósitos del distrito

Las características mineralógicas y texturales de la sección analizada coinciden con las características propuestas por Williams (2010) para un tipo de mineralización distal dentro del distrito Navidad, las cuales son la presencia de esfalerita con bajo contenido de Fe, cantidades variables de galena, pirita, calcopirita, tetrahedrita y sulfosales de plata de tamaño

fino a medio, la ganga de calcedonia, cuarzo, calcita, baritina, escaso feldespató potásico y una alteración argílica intermedia no penetrativa.

Los minerales hidrotermales producto de la alteración y el grado de la misma difieren del observado en Loma Galena y Valle Esperanza. En Loma de la Plata, el grado de alteración es débil y presenta una zonación horizontal de los filosilicatos respecto a las fallas localizadas al O de la sección. En las proximidades a las mismas, domina el interestratificado illita-esmectita, mientras que en zonas más distales (>150m) domina esmectita. La sensibilidad térmica de estos minerales formados a partir de la mezcla de aguas hidrotermales ascendentes con aguas calentadas por vapor ricas en CO₂ (Hedenquist et al., 2000) permite esbozar un gradiente térmico respecto a la distancia de la estructura. En Valle Esperanza no se observó una zonación clara como en Loma Galena, donde la zonación es vertical y además presenta abundante illita/esmectita en los niveles más profundos y esmectita en los superficiales y distales (Bouhier, 2017). Esto sugiere que las temperaturas de los fluidos en Loma de la Plata debieron ser ligeramente inferiores a las de Loma Galena, lo que es coherente con una mayor distancia al conducto principal (Williams, 2010). Caolinita es abundante en Loma Galena e indica además que circularon fluidos de menor temperatura más ácidos (Sillitoe, 2015; Reyes, 1990). Este mineral no fue identificado en la sección analizada, lo cual sugiere que dominaron condiciones de pH neutro a alcalino a lo largo del tiempo.

Los minerales que cementan las brechas hidrotermales y las autobrechas presentan pequeñas variaciones con los identificados en Loma Galena y Valle Esperanza. Por ejemplo, en Loma Galena se identificó siderita, estroncianita, menos generaciones de calcita y baritina post-mineralización (Bouhier, 2017), mientras que en Valle Esperanza se identificaron más generaciones de calcita y de calcedonia sin-mineralización (Peralta, 2018). En Loma Galena

se identificaron texturas *parallel-bladed* en calcitas, evidencia de ebullición (Camprubí y Albinson, 2017; Simmons et al., 2005; Hedenquist et al., 2000).

La presencia de laumontita como venillas, cemento de brechas y como alteración es una característica única de Loma de La Plata que la diferencia del resto de los depósitos analizados. Los sulfuros se localizan en el cemento de laumontita por lo que su presencia está vinculada a los niveles con mayor mineralización. Existen registros de laumontita hidrotermal en sistemas geotermales activos como en Waiotapu (Nueva Zelanda; Hedenquist y Browne, 1989), Filipinas (Reyes, 1990), Ohaaki-Broadlands (Nueva Zelanda; Simmons y Browne, 2000), Katayama (Japón; Browne, 1978) y en algunos campos geotermales de Reikjavik (Islandia; Kristmannsdóttir y Tómasson, 1978). También ha sido descrita en sistemas epitermales fósiles de baja sulfuración como en Axi (China; Zhai et al., 2009), asociada a vetas auríferas de cuarzo, carbonatos y adularia, y en las vetas Scotia y Scimitar del área Waitekauri (Nueva Zelanda; Simpson y Mauk, 2011) donde por lo general se encuentra como mineral tardío con respecto a la mineralización. El estudio de detalle de este mineral y su relación con los minerales de mena y pulsos de calcita posteriores podrían aportar datos sobre las composiciones de los fluidos, las condiciones y los mecanismos que favorecieron su precipitación.

En el depósito Loma Galena, la Ag se encuentra contenida en la mayoría de los sulfuros y sulfosales de metales base (Bouhier, 2017). Por ejemplo, la pirita contiene el 83% del recurso de Ag y el 17% de Pb, de la cual se obtuvieron valores de hasta un 39% en peso de Ag en esferulitas y bandas coloformes de pirita \pm marcasita. Galena en los niveles inferiores contiene entre 0.3 y 1,21% en peso de Ag, y la tenantita-tetrahedrita hasta 0,54% Ag (Bouhier, 2017). En la sección estudiada de Loma de la Plata, la Ag está contenida en las sulfosales de Cu, y sulfuros de Cu y Ag (estromeyerita y acantita) y en granos de plata nativa.

El análisis químico de un cristal de tetrahedrita arrojó contenidos de hasta 0,87% Zn y 8,22% de Ag. En otras secciones de Loma de la Plata la calcopirita contiene hasta 4963 ppm Ag LA- ICP-MS y también se identificaron minerales de la serie proustita-pirargirita (Franchini 2019, com. pers.), los cuales junto a acantita y estromeyerita reemplazan a calcopirita.

CONCLUSIONES

En el depósito Loma de la Plata, la mineralización de Ag + Cu (Zn ± Pb) tiene un fuerte control litológico y está alojada en rocas volcánicas andesíticas de textura porfírica que presentan facies coherente en el centro de las coladas y de autobrecha hacia la base y techo de las mismas. La formación de las autobrechas sugiere condiciones subaéreas durante la extrusión de las coladas. La facies coherente comprende rocas que en sectores muestran textura traquítica marcada y foliación por flujo con escasas amígdalas. Estas rocas pertenecen a la Unidad Volcánica C y contienen evidencias de contaminación cortical tales como xenocristales de cuarzo. La disposición estratiforme de las anomalías geoquímicas de Ag-Cu dentro de la UVC y su zonación de Zn-As hacia los bancos pelíticos supra e infrayacentes confirman un fuerte control litológico en la circulación de los fluidos mineralizantes.

La alteración hidrotermal de las rocas de caja muestra que los primeros minerales hidrotermales (feldespato potásico, clorita, titanita y laumontita) pudieron haberse formado a partir de fluidos con cloruros, de pH neutro y temperaturas comprendidas entre 350 y 220°C. Estos minerales fueron reemplazados por calcita, interestratificado illita-esmectita y esmectita posiblemente a temperaturas comprendidas entre 220 y 150°C por la interacción de la roca alterada con aguas calentadas por vapor ricas en CO₂ descendentes o por el enfriamiento de sistema hidrotermal. Estos minerales presentan una zonación de illita-esmectita en las zonas próximas a las fallas ubicadas al O, que disminuyen con el aumento de cantidad de esmectita en los sectores más distales. La presencia de calcedonia como relleno de amígdalas indicaría nuevos pulsos de fluidos hidrotermales ascendentes saturados en sílice y temperaturas comprendidas entre los 180 y 100°C.

Los minerales de ganga que rellenan venillas y cementan brechas consisten en cuatro generaciones de calcita, baritina, laumontita y dos generaciones de calcedonia. Estos

minerales presentan relaciones texturales que evidencian pulsos sucesivos de relleno y brechamiento, mezcla de fluidos distribuidos en tres episodios, E I, EII y EIII.

E1 está conformado por calcita 1, la cual está en granos muy finos dispuestos en bandas y es no luminiscente y baritina con escasa magnetita y pirita intersticiales. La precipitación de baritina señala un estadio de mezcla de fluidos descendentes ricos en H₂S y Ba con fluidos ascendentes salinos oxidantes. Estos cambios gatillaron el episodio 2.

E 2 es sin-mineralización en Loma de la Plata es posterior a la precipitación de baritina y está asociado a la precipitación de laumontita e integrado por tres estadios. En el estadio 1 precipitaron sulfuros de metales base y sulfosales de Cu-Sb (galena, esfalerita, calcopirita, tetrahedrita) con altos contenidos de Ag. En el estadio 2 se produce el reemplazo de calcopirita y tetrahedrita por bornita. En el estadio 3, al disminuir la temperatura y fugacidad del azufre, se produce la desestabilización de sulfuros y sulfosales de Cu-Sb y son reemplazados por sulfuros de Ag-Cu (estromeyerita y acantita) y plata nativa. Hacia el final de este episodio se depositó abundante laumontita como relleno de venillas y brechas hidrotermales e incluye a los sulfuros previos.

En el E III, posterior a la mineralización, se depositó calcita 2 euhedral gruesa, rica en MnO (3,61%), con luminiscencia naranja fuerte y abundantes inclusiones fluidas que rellena las oquedades de las brechas donde reemplaza parcialmente a laumontita e indican disminución en la fugacidad de oxígeno del fluido. La calcita 3 tiene mayor proporción de es pleocroica no luminiscente y corta y reemplaza a calcita 2. Un pulso tardío de calcedonia bandeada coloforme (calcedonia 1) brecha e incluye y reemplaza a baritina, lo que resulta en texturas tipo *ghost-bladed*. Una calcedonia 2 esferulítica brecha y corroe los cementos previos. Las texturas flameante y en mosaicos de cuarzo son evidencias de la recristalización tardía de la

calcedonia. Por último, microvenillas de calcita 4 fina y luminiscencia en bandas atraviesan a las brechas y a la roca de caja.

Loma de la Plata y Valle Esperanza, se diferencian de Loma Galena porque contienen abundantes sulfuros de Ag y Ag nativa. En estos depósitos tampoco se encontraron framboides de pirita, y solo sólo se halló un agregado coloformes de pirita, el cual es muy común en Loma Galena. Loma de la Plata presenta un menor número de generaciones de calcita que Valle Esperanza. El grado de alteración hidrotermal de las rocas de caja es menor que los observados en Loma Galena y Valle Esperanza, y no se halló caolinita y glauconita en las rocas volcánicas alteradas.

La presencia de laumontita como venillas, cemento de brechas es una característica única de Loma de La Plata que la diferencia del resto de los depósitos analizados. Los sulfuros se localizan en el cemento de laumontita por lo que su presencia está vinculada a los niveles con mayor mineralización. La zonación geoquímica observada desde niveles ricos en metales base y plata concentrados en los niveles de autobrechas y halos periféricos ricos en zinc y arsénico señalan el control litológico que ejercieron los niveles permeables en la distribución de la mineralización.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la contribución directa e indirecta de quienes ayudaron con desarrollo de este trabajo final de licenciatura, y que sin su participación y apoyo no hubiera sido posible y a quienes menciono a continuación:

Al Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos de la Universidad Nacional del Comahue, que me dieron la posibilidad de realizar este trabajo en el marco del proyecto de investigación que desarrollan investigadoras y becarios, titulado “Termocronología, Metalogénesis Y Evolución Geológica De La Cuenca Navidad, Chubut, Argentina”, dirigido por la Dra. Marta Franchini y subvencionado por FONCyT (PICT n° 2013-2916), CONICET (PIP N° 330), Universidad Nacional del Comahue (PIP N°04/I209) y MINCYT-ECOS-SUD (N° A16U02) y a su vez al proyecto UNRN 2016 40-A-584 titulado “Génesis De Algunos Depósitos Epitermales Localizados En El Margen Andino Y En La Patagonia Extra-Andina” dirigido por la Dra. Josefina Pons.

Se agradece especialmente:

A la Dra. Josefina Pons, por haberme aceptado la dirección de este trabajo final de licenciatura, por haberme brindado los conocimientos, metodología de trabajo y herramientas necesarias para el estudio de depósitos epitermales, por su motivación y compromiso.

A la Dra. Marta Franchini, por permitirme realizar el trabajo final de licenciatura enmarcado en el proyecto que dirige, por haberme transmitido parte de su gran vocación, por los conocimientos y la exigencia.

A la empresa Pan American Silver, por haberme permitido el acceso a sus muestras y datos.

A la Universidad Nacional de Río Negro, y en especial a los profesores de la carrera por haberme formado a lo largo de estos años.

Al Instituto de Paleobiología y Geología por haberme permitido utilizar sus instalaciones.

A la Universidad Nacional del Comahue, al Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos y al Centro de investigaciones en Minerales Arcillosos por permitirme utilizar sus instalaciones.

A los jurados, el Dr. Santiago González y la Dra. Claudia Zaffarana, por la predisposición, el compromiso, y la consideración por la pronta evaluación de este trabajo y por sus valiosísimos aportes que ayudaron a mejorarlo y enriquecerlo.

A la Dra. Patricia Patrier y el Dr. Daniel Beaufort, por las discusiones enriquecedoras respecto a los minerales arcillosos.

A la Dra. Agnes Impiccini, por sus valiosos comentarios sobre minerales arcillosos, la buena predisposición y la simpatía.

Al Mg. Martín Arce, por su disposición y aporte en microscopía electrónica de barrido.

A Martín Parada, por los conocimientos y técnicas para la preparación de muestras para la difracción de rayos X.

Al Dr. Juan Ponce por la buena gestión de la dirección de la carrera de la Licenciatura en Geología.

A Leandro Mauro por su predisposición y eficacia respecto a temas administrativos.

A la Dra. Laura Maydagán, a la Dra. Ana Rainoldi y a la Dra. Verónica Bouhier por sus aportes y discusiones sobre el estudio de depósito y su buena predisposición y carisma.

A la Lic. Magalí Alonso y a la Subsecretaría de Energía, Minería e Hidrocarburos por haberme capacitado en la utilización de software de manejo de datos de subsuelo, por su colaboración desinteresada y el espacio.

A Estefanía Vittore por la compañía y el apoyo moral, y al GECiT.

A mis compañeros, por los años compartidos y horas de estudios y no-mates.

A mis amigos, por el apoyo y contención en los momentos difíciles y por las alegrías y momentos de distensión.

A mi familia, por el apoyo personal incondicional y el esfuerzo realizado durante estos años que me permitieron realizar mi carrera.

BIBLIOGRAFIA

Albinson, T., Norman, D. I., Cole, D., y Chomiak, B. A. (2001). Controls on Formation of Low-Sulfidation Epithermal Deposits in Mexico: Constraints from Fluid Inclusion and Stable Isotope Data. *Economic Geology* 8: 1-32.

Allard, J. O., Giaccosa, R., y Paredes, J. M. (2011). Relaciones estratigráficas entre la Formación los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. En XVIII Congreso Geológico Argentino: 988-989.

Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., ... Ribot, A. (2011). Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509 (3-4): 218-237.

Aragón, E., Iñiguez Rodriguez, A. M., y Benialgo, A. (1996). A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 9 (5-6): 321-328.

Ardolino, A. (1999). Hoja Geológica 4369 I, Gastre, Chubut, escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino.

Ardolino, A. (2001). Hoja Geológica 4369-11, Gan Gan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 317. (Mapa). Buenos Aires.

Ardolino, A., Lizuain, A., Salani, F., y Pezzuchi, H. (2011). Mapa geológico preliminar de la Hoja 4369-II Gan Gan, provincia del Chubut, escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino.

- Barnes, H. (1997). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Franzese, J. R., Veiga, G. D., y Hernández, M. (2013). Miocene block uplift and basin formation in the Patagonian foreland: The Gastre Basin, Argentina. *Tectonophysics* 601: 98-111.
- Bilmes, A., D'Elia, L., Veiga, G. D., y Franzese, J. R. (2014). Intermontane infill in the Patagonian broken foreland: Neogene evolution of the Gastre Basin | Relleno intermontano en el antepaís fragmentado patagónico: Evolución neógena de la cuenca de Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (3): 311-330.
- Bouhier, V. E. (2017). *Metalogénesis del depósito polimetálico Loma Galena, Proyecto Navidad, 42°2'S - 68°8'O, Chubut*. Universidad Nacional del Sur, Tesis Doctoral: 283.
- Bouhier, V. E., Franchini, M. B., Caffè, P. J., Maydagán, L., Rapela, C. W., y Paolini, M. (2017). Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag–Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 101-120.
- Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal Alteration in Active Geothermal Fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 6 (1): 229-248.
- Camprubí, A., y Albinson, T. (2017). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 58 (1): 27-81.
- Castro Dorado, A. (2015). *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*. Paraninfo.
- Cerrodo, M. ., y López de Luchi, M. G. (1998). Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a

polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 11 (5): 499-515.

Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J., y Proserpio, C. A. (1978). Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén: 471-480.

Corbett, G., y Leach, T. (1998). Controls on hydrothermal alteration and mineralization. *Society of Economic Geologists* (6): 69-82.

Cortés, J. (1981). Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la Península de Valdés, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (4): 424-445.

Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R. A., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A. M., y Bowring, S. A. (2013). High-precision U–Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, central Patagonia: Implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. *Gondwana Research* 24 (3-4): 1267-1275.

Dalla Salda, L. H., Varela, R., Cingolani, C., y Aragón, E. (1994). The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (3-4): 377-386.

Demoustier, A., Castroviejo, R., y Charlet, J. M. (1997). Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. *Boletín Geológico y Minero* 109 (5-6): 29-48.

Dong, G., Morrison, G. W., y Jaireth, S. (1995). Quartz textures in epithermal veins, Queensland--classification, origin and implication. *Economic Geology* 90 (1920): 1841-1856.

Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., ... Valencia, V. (2016). Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°–44° S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677-678: 99-114.

Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W., y Inan, E. E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geologists and Geochemical Society Special Publication* 10: 285-313.

Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., y Haller, M. (1999). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172 (1-2): 83-96.

Fernández Paz, L., Litvak, V. D., Echaurren, A., Iannelli, S. B., Encinas, A., Folguera, A., y Valencia, V. (2018). Late Eocene volcanism in North Patagonia (42°30'–43°S): Arc resumption after a stage of within-plate magmatism. *Journal of Geodynamics* 113: 13-31.

Fernández, R. R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., De Palomera, P. A., 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.

Figari, E. G. (2005). Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Universidad Nacional de Buenos Aires, Tesis Doctoral: 198.

Figari, E. G., y Courtade, S. F. (1993). Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 66-77.

Figari, E. G., Scasso, R. A., Cúneo, R., y Escapa, I. (2015). Estratigrafía y evolución

geológica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22 (2): 135-169.

Folguera, A., y Ramos, V. A. (2011). Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (4): 531-546.

Gianni, G. M., Navarrete, C., y Folguera, A. (2015). Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 288-306.

Gianni, G. M., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., y Giménez, M. (2015). Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics* 649: 81-99.

González, P. D. (2015). Texturas de los cuerpos ígneos. En *Geología de los cuerpos ígneos*.

Hanor, J. S. (2000). Barite-Celestine Geochemistry and Environments of Formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 40 (1): 193-275.

Hedenquist, J. W., Arribas R, A., Gonzalez-Urien, E., y Arribas, A. R. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13 (1): 245-277.

Hedenquist, J. W., y Browne, P. R. L. (1989). The evolution of the Waiotapu geothermal system, New Zealand, based on the chemical and isotopic composition of its fluids, minerals and rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53 (9): 2235-2257.

Heimann, A., Fleming, T. H., Elliot, D. H., y Foland, K. A. (1994). A short interval of Jurassic continental flood basalt volcanism in Antarctica as demonstrated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121 (1-2): 19-41.

Kristmannsdóttir, H., y Tómasson, J. (1978). Zeolite zones in geothermal areas in Iceland. *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*.

Lagorio, S., Busteros, A., Silva, D., y Giacosa, R. (2015). Nuevas edades U-Pb SHRIMP en granitoides del Batolito de la Patagonia Central, Gastre, Provincia del Chubut (República Argentina). *Congreso Geológico Chileno*: 874-877.

Le Maitre, R. ., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., y Bateman, P. (2002). *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms (Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks)*. (R. W. Le Maitre, Ed.), Cambridge University Press. Cambridge University Press, 239 p.

Lhotka, P. G. (2014). Discovery History of the Navidad Silver Deposits, Chubut, Argentina. *Economic Geology Special Publication 12*: 181 LP - 201.

Lizuain, A., y Silva Nieto, D. (1996). Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén). Provincia de Chubut. XIII Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Actas 1: 479-493.

Llambías, E. J., Llano, J. A., Rossa, N., Castro, C. E., y Puigdomenech, H. H. (1984). Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio-Departamento Cushamen-provincia del Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 554-567.

López de Luchi, M. G., y Cerredo, M. . (2008). Geochemistry of the Mamil Choique granitoids at Rio Chico, Río Negro, Argentina: Late Paleozoic crustal melting in the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 25 (4): 526-546.

Márquez, M., y Navarrete, C. (2011). La tectónica compresiva pre-Aptiana-Albiana en la sierra de Pichiñañez, Chubut, Argentina. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.

Márquez, M., Zubia, M., Giaccosa, R., Trevisiol, S. A., y Fernández, M. (2016). Características Geológicas y Metalogenéticas del Depósito Navidad (Ag-Pb-Zn-Cu), Macizo Somún Cura, Chubut, Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N°. Buenos Aires.

Marsh, J. S., Hooper, P. R., Rehacek, J., Duncan, R. A., y Duncan, A. R. (1997). Stratigraphy and age of Karoo basalts of Lesotho and implications for correlations within the Karoo igneous province. En *Geophysical Monograph Series* 100: 247-272.

Mazzoni, M. (1985). La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40 (1-2): 60-68.

McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R. (1993). *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania. 198 p., Tasmania.

Medina, F. A., Malagnino, E. C., y Camacho, H. H. (1990). Bioestratigrafía del cretácico superior-paleoceno marino de la formación Lefipan, Barranca de los Perros, río Chubut, Chubut. V Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 137-142.

Mena, M. (2005). Estudio Paleomagnetico de los Basaltos Cenozoicos de Gastre (Chubut, Argentina). En XVI Congreso Geologico Argentino: 391-398. La Plata.

Montgomery, A. (2003). Preliminary Petrology of the High-Grade Ag-Cu-Pb Navidad Project, Northern Patagonia, Argentina. 158 p., Kinston, Canadá.

Moore, D., y Reynolds, R. (1989). *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford University Press, 321 p., Oxford.

Morrison, G. W., Guoyl, D., y Jaireth, S. (1990). Textural Zoning in Epithermal Quartz Veins. Klondike.

Mpodozis, C., y Ramos, V. A. (2008). Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4): 481-497.

Nulló, F. (1979). Descripción geológica de la hoja 39c, Paso Flores: provincia de Río Negro: carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional.

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., y Rapela, C. W. (1998). The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications* 142 (September 2009): 1-9.

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.

Papu, O. H., Wolkheimer, W., y Sepúlveda, E. G. (1988). Masulas de Salviniacea del Cretácico tardío de Nordpatagonia y sur de Mendoza, Argentina: su importancia bioestratigráfica y paleoambiental. En V Congreso Geológico Chileno: 67-81. Santiago de Chile.

Passalia, M. G., Llorens, M., y Páez, M. (2015). First megafloristic record for the Chubut Group at Somuncurá-Cañadón Asfalto Basin: An angiosperm dominated flora from the Upper Cretaceous Puesto Manuel Arce Formation, Patagonia Argentina. *Cretaceous Research* 56: 200-225.

- Peralta, F. (2018). Estudio de la alteración y mineralización en el depósito Valle Esperanza, Proyecto Navidad, Chubut, Argentina. Universidad Nacional del Comahue. Tesis de Licenciatura: 84.
- Pratt, W. (2010). Mapping Program, Navidad Silver Project, Chubut, Argentina. Private Report for Pan American Silver.
- Proserpio, C. A. (1978). Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut: Carta geológica-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional, 76p p.
- Rabassa, M. (1978). Estratigrafía de la región Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro. En VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas: 713-746. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. (1999a). Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. Geología Argentina 29 (24): 41-96.
- Ramos, V. A. (1999b). Rasgos estructurales del territorio argentino. Geología Argentina 29 (24): 715-784.
- Rapela, C. W., Dias, C. F., Francese, J. R., Alonso, G., y Benevenuto. (1991). El batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile 18 (2): 121-138.
- Rapela, C. W., y Kay, S. M. (1988). Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes 11 3: 175-182.
- Rapela, C. W., y Pankhurst, R. J. (1992). The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 68 (1): 209-220.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., y Hervé, F. (2005). Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. Geological Society, London, Special Publications 246 (1): 217-239.

Rauhut, O. W. M. (2006). A brachiosaurid sauropod from the Late Jurassic Cañadón Calcáreo Formation of Chubut, Argentina. Fossil Record 9 (2): 226-237.

Ravazzoli, I. A., y Sesana, F. L. (1977). Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Servicio Geológico Nacional.

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 (1-4): 279-309.

Riggs, N., y Carrasco-Nunez, G. (2004). Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México. Bulletin of Volcanology 66 (4): 322-335.

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 (6): 1043-1065.

Salani, F., Linares, E., y Ostera, H. (1994). Edad K/Ar de las nefelinitas de la Sierra de Pire Mahuida. En VII Congreso Geológico Chileno (Concepción), Actas: 1194-1198. Concepción.

Salani, F., y Parica, C. (1990). Consideraciones sobre la edad y petrogénesis de las vulcanitas de Complejo Pire Mahuida, Provincia del Chubut. En XI Congreso Geológico Argentino: 125-128. San Juan.

Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M. B., Gautheron, C., Paolini, M., y Zattin,

M. (2016). (Un)Coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: New insights from the Esquel-Gastre sector (41°30'–43°S). *Tectonics* 35 (11): 2636-2656.

Sillitoe, R. H. (2007). Geological Model and Exploration Potential of the Navidad Silver-Lead Deposit, Chubut Province, Argentina. Unpublished report for Aquiline Resources: 17p.

Sillitoe, R. H. (2015). Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita* 50 (7): 767-793.

Silva Nieto, S., Cabalieri, N. G., Armella, C., Volkheimer, W., y Gallego, O. F. (2007). Hipotesis sobre la evolucion tecto-sedimentaria de los depocentros de la cuenca de Canadon Asfalto (Jurásico-Cretácico), provincia del Chubut. *Ameghiniana* 44 (4): 67.

Simmons, S. F., y Browne, P. R. L. (2000). Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. *Economic Geology* 95 (5): 971-999.

Simmons, S. F., White, N. C., y John, D. A. (2005). Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology; one hundredth anniversary volume, 1905-2005* (1): 485-522.

Simpson, M. P., y Mauk, J. L. (2011). Hydrothermal alteration and veins at the epithermal Au-Ag deposits and prospects of the Waitakauri area, Hauraki goldfield, New Zealand. *Economic Geology* 106 (6): 945-973.

Simpson, M. P., Mauk, J. L., y Simmons, S. F. (2001). Hydrothermal alteration and hydrologic evolution of the golden cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand. *Economic Geology* 96 (4): 773-796.

Skilling, I. P., White, J. D. L., y McPhie, J. (2002). Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114 (1-2): 1-17.

Stewart, A. L., y McPhie, J. (2003). Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124 (1-2): 129-148.

Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L., y Martinez, C. G. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23 (2): 67-98.

Utada, M. (2001). Zeolites in Hydrothermally Altered Rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 45 (1): 305-322.

Volkheimer, W. (1964). Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Chubut (Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19 (2): 85-107.

von Gosen, W., y Loske, W. (2004). Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the «Gastre fault system». *Journal of South American Earth Sciences* 18 (1): 73-88.

Whitney, D. L., y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95 (1): 185-187.

Williams, D. K. (2010). Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. *Society of Economic Geologists Special Publication* 15: 203-227.

Yrigoyen, M. T. (1969). Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana* 6 (4): 315-329.

Zaffarana, Claudia B., Lagorio, S., Orts, D., Busteros, A., Silva Nieto, D., Giaccosa, R., ... Haller, M. (2018). First geochemical and geochronological characterization of Late

Cretaceous mesosilicic magmatism in Gastre, Northern Patagonia, and its tectonic relation to other coeval volcanic rocks in the region. *Geological Magazine*: 1-10.

Zaffarana, Claudia B., Somoza, R., y López de Luchi, M. G. (2014). The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 94-122.

Zaffarana, Claudia B., Somoza, R., Mercader, R., Giaccosa, R., y Martino, R. D. (2010). Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 30 (3-4): 151-166.

Zaffarana, Claudia B., Somoza, R., Orts, D. L., Mercader, R., Boltshauser, B., González, V. R., y Puigdomenech, C. (2017). Internal structure of the Late Triassic Central Patagonian batholith at Gastre, southern Argentina: Implications for pluton emplacement and the Gastre fault system. *Geosphere* 13 (6): 1973-1992.

Zaffarana, Claudia Beatriz, y Somoza, R. (2012). Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 169 (4): 371-379.

Zhai, W., Sun, X., Sun, W., Su, L., He, X., y Wu, Y. (2009). Geology, geochemistry, and genesis of Axi: A Paleozoic low-sulfidation type epithermal gold deposit in Xinjiang, China. *Ore Geology Reviews* 36 (4): 265-281.