

Alteración hidrotermal y vectores de exploración en el prospecto epitermal de alta sulfuración Laguna Amarilla, distrito minero Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina

María Celeste D'ANNUNZIO^{1,2*}, María Agustina CÓCOLA¹, Cecilia PAVÓN PIVETTA^{1,2} y Facundo LARA¹

¹Dpto. de Geología, Universidad Nacional del Sur (UNS), Bahía Blanca, Argentina

²Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR), Universidad Nacional del Sur (UNS)-CONICET, Bahía Blanca, Argentina

Email: celeste.dannunzio@gmail.com (autor correspondiente*); agustinacocola@gmail.com; cpavonpivetta@gmail.com; larafacundo21@gmail.com

Editor: Alina M. Tibaldi

Recibido: 19/05/2026

Aceptado: 16/09/2026

RESUMEN

El prospecto Laguna Amarilla, ubicado en el distrito minero Los Menucos (Río Negro), constituye uno de los seis prospectos epitermales de alta sulfuración identificados en el sector central del Macizo Nordpatagónico. El mismo se aloja en una sucesión volcánica y subvolcánica de composición félsica a intermedia, integrada por tobas lapillíticas fenodacíticas, tobas fenoríolíticas, brechas monomícticas y cuerpos subvolcánicos. La edad de concordia obtenida (279.6 ± 6.3 Ma) para la toba lapillítica fenodacítica es consistente con el magmatismo gondwánico regional; no obstante, dos granos: uno de edad Triásico Superior y el otro de edad Jurásico Inferior (Pliensbachiano) sugieren un evento magmático más joven y acotan la edad máxima de depositación, la cual es correlacionable con las rocas hospedantes de los proyectos Cerro La Mina e Iván.

Mediante la integración de petrografía, espectroscopía VNIR-SWIR, microscopía electrónica de barrido y difracción de rayos X se reconocieron tres asociaciones de alteración hidrotermal: i) argílica avanzada (caolinita de alta cristalinidad + dickita + cuarzo $\pm$ pirofilita $\pm$ diásporo); ii) argílica intermedia (illita + montmorillonita + cuarzo $\pm$ caolinita de baja cristalinidad); y iii) propilítica (montmorillonita $\pm$ clorita $\pm$ epidoto $\pm$ carbonato). Su distribución espacial define un núcleo de alteración argílica avanzada con texturas de vuggy silica, que grada lateralmente hacia dominios argílicos intermedios. El contenido de Au se concentra tanto en dicho núcleo, asociado principalmente al desarrollo de dickita y texturas de *vuggy silica*, como en sectores correspondientes a la alteración argílica intermedia. El índice de cristalinidad de la caolinita resultó ser una potencial herramienta espectral para vectorizar sectores con mineralización. Finalmente, la presencia de pirofilita y diásporo, junto con la ausencia de alunita en sectores superficiales, sugieren un nivel de erosión profundo para el sistema y potencial preservación de mineralización aurífera económica a escasa profundidad.

Palabras clave: alteración hidrotermal, espectroscopía SWIR, mineralización de oro, Macizo Nordpatagónico.

ABSTRACT

Hydrothermal alteration and exploration vectors of the Laguna Amarilla high-sulfidation epithermal prospect, Los Menucos District, Río Negro Province, Argentina. The Laguna Amarilla prospect, located in the Los Menucos mining district (Río Negro Province), is one of six high-sulfidation epithermal prospects recognized in the central sector of the North Patagonian Massif. It is hosted by a felsic to intermediate volcanic and subvolcanic succession, comprising phenodacitic lapilli tuffs, phenorhyolitic tuffs, monomictic breccias, and subvolcanic bodies. A U-Pb concordia age of 279.6 ± 6.3 Ma obtained from the phenodacitic lapilli tuff is consistent with the regional Gondwanan magmatism; however, two zircon grains yielding Upper Triassic and Pliensbachian ages suggest a younger magmatic

event and provide a more recent constraint on the maximum depositional age, correlative with the host rocks of the Cerro La Mina and Iván projects.

Integration of petrography, VNIR-SWIR reflectance spectroscopy, scanning electron microscopy, and X-ray diffraction allowed the identification of three hydrothermal alteration assemblages: i) advanced argillic (high-crystallinity kaolinite + dickite + quartz $\pm$ pyrophyllite $\pm$ diaspore); ii) intermediate argillic (illite + montmorillonite + quartz $\pm$ low-crystallinity kaolinite); and iii) propylitic (montmorillonite $\pm$ chlorite $\pm$ epidote $\pm$ carbonate). Their spatial distribution defines an advanced argillic core with vuggy silica textures, grading laterally into intermediate argillic domains. Higher Au contents are both within this core, particularly where dickite and vuggy silica textures are developed, and in intermediate argillic alteration zones. The kaolinite crystallinity Index proved to be a potential spectral tool for vectoring toward mineralization. Finally, the presence of pyrophyllite and diaspore suggests a deep erosional level of the system with the potential preservation of economic mineralization at shallow depths below the paleosurface.

Keywords: hydrothermal alteration, SWIR spectroscopy, gold mineralization, North Patagonian Massif.

INTRODUCCIÓN

El distrito minero Los Menucos, situado en el sector central de la provincia de Río Negro, se localiza dentro del Macizo Nordpatagónico (también denominado Comarca Norpatagónica, Stipanovic y Methol, 1980), y constituye una de las áreas metalogenéticas más complejas y de mayor proyección minera de la Patagonia extraandina (Fig. 1). En este distrito se reconocen numerosos depósitos metalíferos y no metalíferos vinculados a una intensa actividad volcánica e hidrotermal, desarrollada principalmente durante el Pérmico - Triásico y el Jurásico temprano a medio. Las principales mineralizaciones comprenden sistemas epitermales de baja y alta sulfuración, depósitos polimetálicos simples y complejos, mineralizaciones de W y Mo asociadas a granitoides y depósitos sedimentarios de U y V, entre otros (Ganem et al. 2023). Los sistemas hidrotermales evidencian una evolución compleja cuya distribución estuvo controlada por la actividad magmática y por zonas de falla de escala regional que favorecen la permeabilidad estructural y el flujo de los fluidos (Ducart et al. 2006; Giacosa et al. 2007; Vera et al. 2022).

En este marco regional, los sistemas epitermales de alta sulfuración adquieren especial relevancia debido a que, hasta el momento, su ocurrencia dentro del Macizo Nordpatagónico se restringe exclusivamente al distrito minero Los Menucos (Ganem et al. 2023). En este sector se reconocen 6 proyectos/prospectos (Cerro La Mina, El Puesto, Caltrauna, Iván, Marillán y Laguna Amarilla), caracterizados por extensas zonas de alteración argílica con orientación general NE-SO, estructuras de sílice residual (*ledges*) y desarrollo de texturas de *vuggy silica*. En algunos de ellos se han identificado brechas hidrotermales y freatomagmáticas (Franco et al. 1999). Asociadas espacialmente a estos sistemas de alta sulfuración se registran estructuras rellenas con cuarzo y calcedonia, inter-

pretadas como sistemas de baja sulfuración sobreimpuestos (Franco et al. 1999; Ganem et al. 2023).

En particular, el prospecto Laguna Amarilla (Fig. 2a) abarca aproximadamente 60.3 ha y presenta valores de Au en superficie, distribuidos en zonas discontinuas con fuerte alteración argílica que afecta a las rocas volcánicas félsicas. Las compañías mineras IAMGOLD y Barrick Gold (entre los años 2003 y 2004) y más recientemente la empresa Río de Oro S.A., han realizado tareas exploratorias en el área, que incluyen muestreos geoquímicos, relevamientos geofísicos de IP-resistividad, mapeo detallado, trincheras y campañas de perforación RAB, RC y diamantina (Río de Oro S.A.). Aproximadamente 800 m hacia el SE se dispone la veta Dos Lagunas (Fig. 2a), la cual constituye una estructura principal y continua de 1.7 km de longitud con orientación general NE-SO, conformada por vetas y vetillas de cuarzo + calcedonia + adularia, con textura bandeada y potencias variables de hasta 7 m (Trendix Mining; Ganem et al. 2023).

El estudio detallado de las asociaciones minerales de alteración hidrotermal y de su distribución espacial constituye una herramienta fundamental para comprender la evolución del sistema hidrotermal, así como para establecer vectores de exploración hacia sectores con mayor potencial mineral (Arribas 1995; Hedenquist et al. 2000; Simmons et al. 2005). La caracterización mineralógica y espacial de las alteraciones superficiales resulta particularmente relevante en áreas con limitada exposición de mineralización primaria o con controles estructurales complejos, tal como ocurre en los mencionados sistemas hidrotermales del Macizo Nordpatagónico.

Investigaciones previas en la región se enfocaron principalmente en la caracterización a escala regional de las alteraciones hidrotermales mediante el uso de sensores remotos (Ducart et al. 2006; Crósta et al. 2009), mientras que las relaciones entre mineralogía de alteración, litologías hospedantes y controles estructurales locales solo fueron detalladas

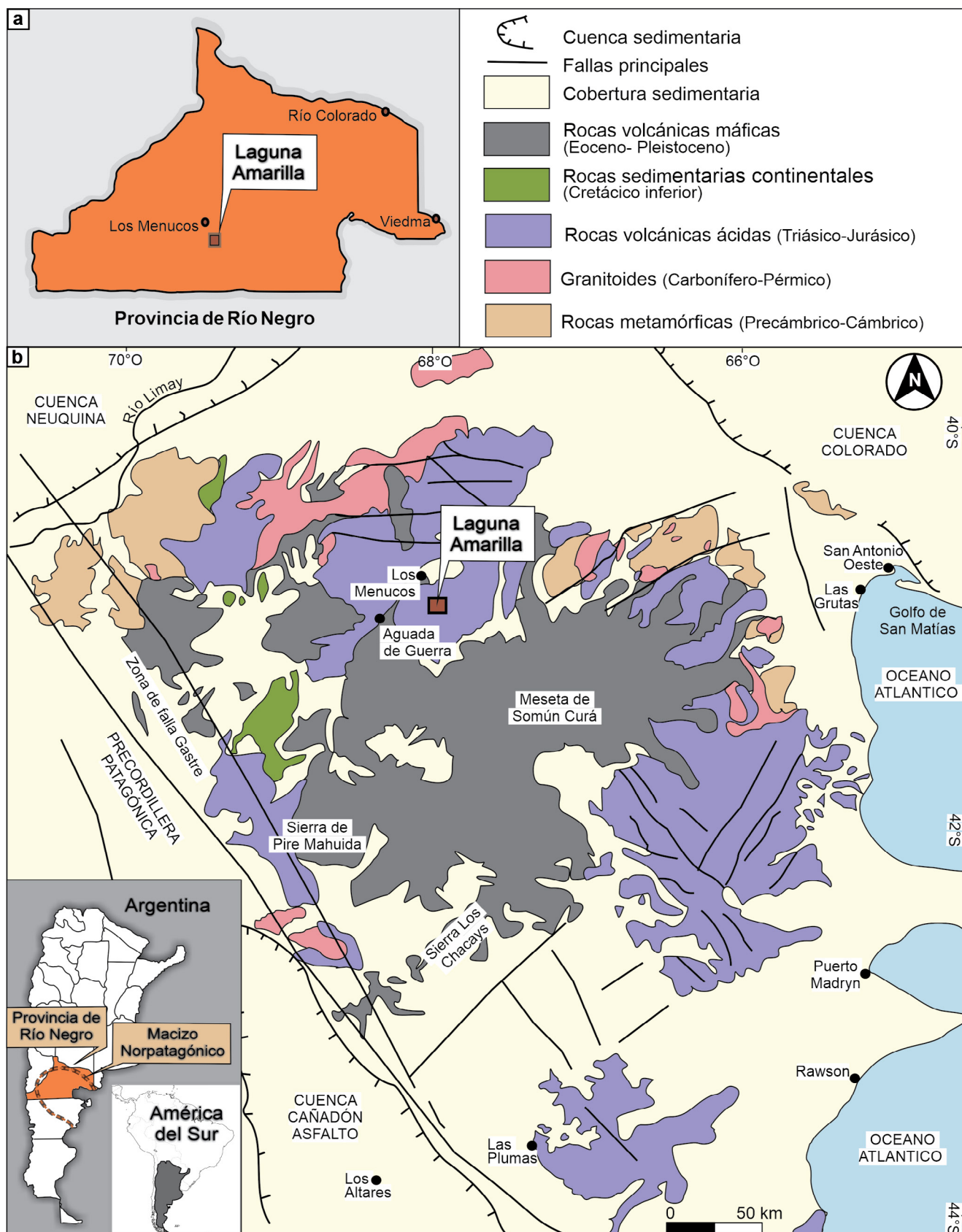


Figura 1. a) Ubicación del prospecto Laguna Amarilla. b) Ubicación y mapa geológico simplificado del Macizo Nordpatagónico que muestra la distribución de las unidades aflorantes. Tomado de Ducart (2007).

para el proyecto Cerro La Mina (Ducart et al. 2006; Ducart 2007). A pesar de la relevancia exploratoria de estos distritos, la distribución espacial de las asociaciones minerales de alteración hidrotermal y su relación con los controles litológicos y estructurales en el prospecto Laguna Amarilla permanecen escasamente documentadas.

El presente trabajo tiene como objetivo caracterizar las asociaciones minerales de alteración hidrotermal presentes en superficie en el prospecto Laguna Amarilla analizando su relación con las litologías hospedantes y su vinculación con concentraciones de Au. Los resultados obtenidos buscan aportar nuevos elementos para la interpretación de este sistema epitermal y su potencial exploratorio, así como contribuir a la definición de guías de exploración aplicables tanto al prospecto estudiado como a otros sistemas hidrotermales de alta sulfuración del distrito minero Los Menucos.

MARCO GEOLÓGICO

El distrito minero Los Menucos se ubica en el Macizo Nordpatagónico, una extensa provincia geológica que abarca sectores de las provincias de Río Negro, Chubut y Neuquén (Fig. 1b). Se extiende aproximadamente entre los 38° y 42° de latitud S y limita al norte con la Cuenca Neuquina, al noroeste con la Cuenca del Colorado, al oeste con la Cuenca del Ñirihuau y la Cordillera Patagónica Septentrional, al sur con la Precordillera Patagónica y la Cuenca de Cañadón Asfalto, y al este con el mar argentino (Ramos 1999). Ocupa una superficie cercana a los 100.000 km² y se presenta morfoestructuralmente como un bloque elevado que actúa como basamento de las cuencas mesozoicas-cenozoicas circundantes (Falco 2018).

Estructuralmente, el Macizo Nordpatagónico presenta un sistema de fallas de orientación E-O y NNE-SSO, con cinemática predominantemente dextral, el cual controló tanto la sedimentación como el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos durante su evolución geológica (Giacosa et al. 2007; Vera et al. 2022).

Desde el punto de vista estratigráfico, el Macizo Nordpatagónico comprende un amplio conjunto de rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias que abarcan desde el Precámbrico hasta el Cenozoico. Estas unidades se encuentran organizadas en distintos dominios geológicos con características litológicas, estructurales y evolutivas particulares, reconocidos en los sectores oriental, central y centro-occidental del macizo. El basamento está constituido principalmente por rocas metasedimentarias con distintos grados de metamorfismo y granitoides de edad precámbrica a ordovícica (Falco 2018).

En el sector oriental aflora el Complejo Mina Gonzalito, integrado por rocas metamórficas de alto grado con predominio de protolitos sedimentarios (Giacosa 1994), junto con la Formación El Jagüelito, de protolito sedimentario y menor grado metamórfico (Ramos 1975). En el sector central se desarrolla la Formación Nahuel Niyeu, compuesta por rocas metamórficas de bajo grado (Caminos 1983), mientras que en el sector centro-occidental, en las inmediaciones de Los Menucos, el basamento está representado por la Formación Colo Niyeu, integrada por metasedimentitas de bajo grado metamórfico de edad cámbrica (~532 Ma; Labudia y Bjerg 1994).

Durante el Paleozoico (Ordovícico-Devónico), este basamento fue intruido por diversos cuerpos plutónicos, entre los que se destacan el Complejo Punta Sierra en el sector oriental (Busteros et al. 1998) y el Complejo Yaminué Sur en el sector central (López de Luchi et al. 2010). Sobre este basamento se apoyan en discordancia angular depósitos sedimentarios marinos del Silúrico-Devónico correspondientes a la Formación Sierra Grande en el sector central y oriental, compuesta por areniscas, conglomerados, pelitas y niveles ferríferos (Müller 1965). En el sector centro-occidental, estas sedimentitas se correlacionan con la Formación Llanquil, interpretada como depósitos de plataforma marina somera (Llambías y Rapela 1984).

Durante el Pérmico-Triásico se desarrolló un extenso magmatismo plutónico y volcánico de composición ácida a intermedia asociado a la Provincia Magmática Choiyoi (Kay et al. 1989). Este evento está representado por cuerpos graníticos y granodioríticos que intruyen el basamento metasedimentario, como el Complejo Plutónico Pailémán en el sector oriental (Giacosa 1993), el Complejo Plutónico Navarrete en el sector central y el Complejo Plutónico La Esperanza en el sector centro-occidental (Llambías y Rapela 1984). Martínez Dopico et al. (2017) establecieron que el magmatismo del Complejo La Esperanza involucra pulsos intermedios (Granodiorita Prieto) alternados con magmas ácidos (Granitos Donosa y Calvo) desarrollados entre los ~273 y los ~250 Ma.

Por encima, se dispone una sucesión de rocas volcánicas vinculadas a sedimentitas clásticas y a intrusivos subvolcánicos someros (Giacosa et al. 2007), cuyas edades se extienden desde el Guadalupiense hasta el Triásico Inferior (Falco et al. 2018; Luppó et al. 2018). En el sector central se destaca el Complejo Plutónico-Volcánico Treneta, compuesto por ignimbritas, tobas, andesitas, riolitas y granitos (Caminos 1983). En el sector centro-occidental aflora el Complejo Los Menucos (Cucchi et al. 2001) o Grupo Los Menucos (Falco et al. 2020), conformado por la Formación Puesto Tscherig, Formación Vera y Sierra Colorada (Falco et al. 2020; Labudia et al. 1995 y Labudia y Bjerg 2001, 2005). De acuerdo a Luppó

et al. (2018), este magmatismo se habría desarrollado en el límite Pérmico-Triásico y podría considerarse como los términos efusivos del Complejo Plutónico La Esperanza.

Asimismo, un conjunto de afloramientos de edad Triásico Superior - Jurásico Inferior, que originalmente habían sido parte del Complejo Los Menucos, fueron reagrupados y asignados a la Secuencia Volcano-Sedimentaria Llancaqueo (Vera et al. 2022) en base a dataciones U/Pb en circones, geoquímica y contenido fosilífero. Esta secuencia está conformada por una sección inferior compuesta por brechas, conglomerados, areniscas, pelitas, tobas retrabajadas y ritmitas con composiciones exclusivamente volcánicas; y una sección superior compuesta por coladas y cuerpos subvolcánicos de composición mesosilícica a básica e ignimbritas riódacíticas, algunas de ellas vinculadas a sistemas de calderas (Falco et al. 2018, Vera et al. 2022). Esta unidad ha sido asignada al Triásico Tardío (~216-206 Ma) y presenta correlación regional con las unidades vinculadas al Ciclo Precuyano de la Cuenca Neuquina (Vera et al. 2022; Pavón Pivetta et al. 2024). Su relevancia radica, además, en el hallazgo de icnitas de tetrápodos del género *Pentasauropus*, que respaldan su asignación al Triásico Superior (Vera et al. 2022).

Durante el Jurásico se desarrolló un importante volcanismo asociado a la apertura de la Cuenca Neuquina y a los procesos de fragmentación de Gondwana (Falco 2018). En los sectores central y oriental, a 200 km al este de la zona de estudio, el volcanismo está representado por el Complejo Volcánico Marifil, integrado principalmente por rocas volcánicas ácidas y, en menor medida, volcano-sedimentarias y sedimentarias, de edad Jurásico Temprano a Medio (Cortés 1981; Strazzere et al. 2019 y Pavón Pivetta et al. 2020). Al noroeste de Los Menucos afloran depósitos volcánicos ácidos y mesosilíceos de la Fm. Garamilla (Benedini y Gregori 2013), junto con sedimentitas asignadas a la Formación Cerro Piche, de edad Pliensbachiana (Falco et al. 2021), mientras que en el sector suroccidental se desarrollan facies andesíticas correspondientes a la Formación Taquetrén, de edad Jurásico Medio (Nullo y Proserpio 1975; Zaffarana 2020).

Durante el Cretácico, las secuencias jurásicas fueron cubiertas por depósitos continentales de la Formación Bajada Colorada (Cretácico Inferior) y del Grupo Neuquén (Cretácico Superior; Roller et al. 1984; Leanza et al. 2001), principalmente en el sector occidental del macizo. En el sector oriental, estas unidades se encuentran cubiertas por la Formación Arroyo Salado (Weber 1983), depositada durante la transgresión marina atlántica del Maastrichtiano-Daniano, representada en el sector occidental por la Formación Coli Toro (Cucchi et al. 2001).

El Cenozoico se caracteriza por múltiples episodios de volcanismo efusivo relacionados con procesos extensionales. Durante el Eoceno se desarrollaron cuellos volcánicos y domos de basalto alcalino, seguidos por extensos derrames basálticos durante el Oligoceno. En el Mioceno la actividad volcánica quedó restringida principalmente al sector occidental, mientras que los derrames más recientes se ubican en sus márgenes (Falco 2018). Los basaltos del sector central pertenecen a la Formación Somuncurá (43-22 Ma; Ardolino 1981; Ardolino y Franchi 1993), mientras que en el sector occidental afloran las rocas del Complejo Queupuniyeu (Corbella 1973), datadas en 21 ± 1 y 19 ± 1 Ma (Corbella 1982) y asignadas al intervalo Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano a Medio (Cucchi et al. 2001). Estos eventos volcánicos controlan en gran medida la geomorfología actual de la región, generando extensas mesetas basálticas y relieves aislados.

METODOLOGÍAS

El estudio se basó en la integración de observaciones de campo, estudios petrográficos y petrocalcográficos, geocronología U-Pb en circones, análisis espectrales proximales, microscopía electrónica de barrido (SEM) y la compilación de datos geoquímicos preexistentes para el área, aportados por la empresa Río de Oro S.A.

Las tareas de mapeo geológico de detalle se realizaron en el prospecto Laguna Amarilla, con el propósito de reconocer las principales unidades litológicas, relaciones de contacto, estructuras y zonas de alteración hidrotermal, procediéndose al muestreo sistemático de rocas frescas y alteradas de los diferentes dominios.

Para la caracterización litológica y textural, se seleccionaron 20 muestras para la confección de cortes delgados en el Laboratorio de Petrotomía de la Universidad Nacional del Sur. Los preparados fueron analizados mediante lupa binocular Leica MZ9.5 provista de analizador y fuente de luz Leica CLS 100X, y microscopio petrográfico Leica DM750P de luz transmitida y reflejada, pertenecientes al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Adicionalmente, se confeccionaron secciones delgadas pulidas en dos muestras con intensa alteración hidrotermal (brecha monomítica fenodacítica matriz-sostén y toba lapillítica fenodacítica) para el reconocimiento de las fases de minerales opacos.

Con el fin de establecer la edad de la unidad ígnea vinculada a la alteración hidrotermal, se seleccionó la muestra LA_29 para análisis geocronológico U-Pb en circones. La preparación inicial, que incluyó trituración, tamizado y concentración de los circones, se realizó en el Laboratorio de Petroto-

mía del Departamento de Geología-INGEOSUR (Universidad Nacional del Sur-CONICET). Posteriormente, la selección manual de cristales y el montaje en resina epoxi se efectuaron en el Laboratorio Multiusuario (MultiLab) del Departamento de Geología Regional y Geotectónica de la Universidad del Estado de Río de Janeiro (UERJ). La datación U-Pb se llevó a cabo en el MultiLab mediante ablación láser *in situ* acoplada a espectrometría de masas con multicolector (LA-MC-ICP-MS), siguiendo la metodología descrita por Gerald et al. (2015) y Costa et al. (2017). Se utilizó un sistema de ablación láser Teledyne Analyte G2 acoplado a un espectrómetro de masas Thermo Scientific Neptune Plus. Como materiales de referencia se emplearon los estándares 91500 y GJ-1, realizándose mediciones de blanco antes de cada serie de diez pulsos láser. Se obtuvieron 27 análisis puntuales, procesados mediante el software IsoplotR (Vermeesch 2018). De este total, 25 análisis fueron utilizados para el histograma KDE, mientras que 7 análisis concordantes se emplearon en los diagramas de concordia.

La determinación de las asociaciones de alteración hidrotermal se realizó mediante espectroscopía de reflectancia en el visible, infrarrojo cercano y de onda corta (VNIR-SWIR), utilizando un espectroradiómetro portátil FieldSpec 4 Hi-Res perteneciente al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG, CONICET-UNRN). Los espectros obtenidos fueron procesados y corregidos mediante el software ViewSpec Pro, mientras que las interpretaciones mineralógicas y los cálculos de parámetros espectrales se realizaron con el software TSG. Los algoritmos empleados se resumen en la

Tabla 1. Se analizaron 105 espectros provenientes de 35 muestras de superficie.

Con el objetivo de confirmar la morfología, texturas y asociaciones de las fases minerales presentes en las zonas de alteración, seis muestras fueron analizadas mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) en el Centro de Desarrollo en Tribología y Tecnología de Superficies del Instituto de Física del Sur (UNS-CONICET), utilizando un equipo Carl Zeiss EVO MA10. Las muestras fueron metalizadas con Au y se realizaron puentes de Ag para mejorar la estabilidad de la señal. Las imágenes fueron obtenidas a 5 kV mediante un detector de electrones secundarios.

Adicionalmente, se efectuaron análisis por difracción de rayos X (DRX) en 12 muestras, en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, utilizando un difractómetro Rigaku D-Max IIIc, con radiación CuK α y monocromador de grafito, operado a 29 kV y 15 mA. La interpretación de los resultados de DRX se realizó mediante el método Hanawalt (Hanawalt 1986) con el software Jade v.6 (Materials Data Inc.).

Finalmente, la información geoquímica de superficie disponible para el área fue compilada, digitalizada e integrada mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG) junto con los datos geológicos, mineralógicos y espectrales obtenidos, con el objetivo de evaluar la distribución espacial de las concentraciones de Au y sus relaciones con las distintas zonas de alteración hidrotermal reconocidas.

Tabla 1. Parámetros espectrales

Parámetros Espectrales			
Nombre	Aplicación para minerales listados y ejemplos	Algoritmos base	Rango
Índice de composición de mica blanca	Ubica la posición de 2200 nm. Indica el grado de sustitución de Tschermak.	$W 2204 \pm 24$	Paragonita= $ 2180-2196 $ Muscovita/Illita K= $ 2200-2208 $ Phengita= $ 2210-2228 $
Índice de madurez espectral illita (ISM)	Mide el orden cristalino de la mica blanca comparando la profundidad relativa de las bandas de 1900 nm y 2200 nm	$DA OH /DH_2O$ $(D 2204 \pm 24) / (D 1910 \pm 30)$	$x < 1$ baja cristalinidad (PX) $x > 1$ alta cristalinidad (WX)
Índice de abundancia de caolín	Indica la presencia de minerales del grupo del caolín. Intensidad relativa de la profundidad de las bandas de 2200 nm y 2160 nm	$(R 2136 +R 2188) / (R 2153 +R 2171)$	$x < 1.005$ Sin caolín $x > 1.005$ Con caolín
Índice de cristalinidad de caolinita	Mide el grado de desorden estructural de caolinita, abarcando desde caolinita/dickita bien ordenadas hasta extremos desordenados/ halloysita	$MV 2180 /MV 2164 $	$x < 1$ baja cristalinidad (PX) $x > 1$ alta cristalinidad (WX)

Parámetros espectrales calculados para las muestras del prospecto Laguna Amarilla. Algoritmos calculados de acuerdo a los propuestos por Pontual et al. (1997) y Cudahy et al. (2008). W= wavelength position (valor de longitud de onda de la posición del rasgo de absorción); D= relative absorption depth (profundidad del rasgo de absorción en determinado valor de longitud de onda); R= reflectance (valor de reflectancia en determinado valor de longitud de onda); MV= mean value (valor medio de longitud de onda).

RESULTADOS

Litologías

En el área del prospecto Laguna Amarilla afloran principalmente rocas volcánicas de composición ácida a intermedia, brechas volcánicas y cuerpos subvolcánicos de menor extensión. Sobre la base de sus características texturales y mineralógicas se reconocieron seis unidades litológicas principales: toba lapillítica fenodacítica, brecha monomítica fenodacítica matriz-sostén, toba fenoriolítica con textura eutaxítica, fenoriolita, brecha monomítica fenoriolítica clasto-sostén y feoandesita (Fig. 2).

Toba lapillítica fenodacítica. Constituye la litología de mayor desarrollo areal y aflora principalmente en el sector centro/sur del área estudiada (Fig. 2a). En afloramiento presenta tonalidades blanquecinas producto de una intensa alteración hidrotermal, aunque localmente adquiere colores castaños vinculados a procesos de oxidación supergénica (Fig. 2b). En muestra de mano exhibe textura volcániclastica con cristaloclastos de cuarzo y feldespato ($\approx 15\%$) inmersos en una matriz afanítica. Al microscopio se reconoce una asociación de cristaloclastos, litoclastos y escasos fragmentos pumíceos en una matriz parcial a totalmente reemplazada por minerales secundarios. Los cristaloclastos corresponden principalmente a cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita. Los litoclastos se encuentran totalmente reemplazados por cuarzo secundario y arcillas.

Con el objetivo de acotar la edad de esta unidad volcánica, se realizó una datación U-Pb en circones de la muestra LA_29 (Fig. 2a). Se analizaron 27 cristales de circon en el MultiLab (Tabla 2), de los cuales dos fueron descartados por presentar elevada desviación isotópica ($>45\%$). De los 25 análisis considerados válidos, nueve registran contenidos bajos de U (<100 ppm), trece presentan concentraciones intermedias (100-300 ppm) y sólo tres valores elevados (319, 342 y 348 ppm). Las relaciones Th/U varían entre 0.34 y 1.36, consistentes con un origen magmático (Rubatto 2002). Los 25 datos válidos fueron representados en un diagrama de estimación de densidad Kernel (KDE; Fig. 3a), en el que se reconocen varias poblaciones heredadas. El grupo más antiguo corresponde al Paleoproterozoico, mientras que otros subconjuntos se ubican en torno al límite Mesoproterozoico-Neoproterozoico y en el Cámbrico, cercano a 500 Ma. La población dominante corresponde a edades pérmicas comprendidas entre 300 y 250 Ma. Las mismas son registradas en el centro de los cristales y se consideran como edades de cristalización, posiblemente heredadas y consistentes con el amplio desarrollo del magmatismo gondwánico registrado

regionalmente, representado por las unidades de la Provincia Magmática Choiyoi. Adicionalmente, dos análisis obtenidos sobre bordes de circones registran edades Triásico Superior y Jurásico Inferior (Pliensbachiano), representando un evento volcánico más joven y definiendo el límite superior para la deposición de la toba.

Las imágenes de catodoluminiscencia permitieron identificar la ubicación de los puntos de ablación (Fig. 3b). En la mayoría de los granos, los análisis fueron realizados sobre sectores libres de inclusiones, abarcando tanto núcleos como bordes. Esta característica indica que los resultados obtenidos representan distintas etapas de cristalización y herencia. Las edades más jóvenes, restringidas a dos bordes analizados, podrían refinarse mediante técnicas de mayor resolución espacial, como SHRIMP (Sensitive High-Resolution Ion Microprobe).

El diagrama de Concordia (Fig. 3c) fue elaborado empleando el criterio de discordancia basado en “distancia a Concordia” propuesto por Vermeesch (2021), a fin de minimizar sesgos subjetivos en la selección de datos. El rango de Concordia utilizado por este filtro es mayor al 85%, por lo cual los valores con menos de 85% de concordancia fueron excluidos. La edad resultante es 279.6 ± 6.3 Ma ($n = 7$).

Brecha monomítica fenodacítica matriz sostén. En el sector central del área de estudio se dispone un cuerpo elongado de rumbo NE-SO de aproximadamente 850 m de extensión correspondiente a una brecha matriz sostén (Fig. 2a). Macroscópicamente presenta tonalidades rojizas a bordó vinculadas a oxidación intensa y está compuesta por clastos angulosos a subangulosos derivados de la toba lapillítica fenodacítica, inmersos en una matriz de composición similar con cemento ferruginoso (Fig. 2c). Al microscopio, se observa una matriz constituida por cuarzo en mosaico y minerales arcillosos del grupo del caolín. El cemento está dominado por óxidos e hidróxidos de hierro (hematita y goethita) y minerales opacos diseminados. La alteración hidrotermal es intensa.

Toba fenoriolítica. Esta unidad aflora en el sector centro-oeste del área, donde forma un cuerpo elongado en sentido ENE-OSO que alcanza aproximadamente 800 m de longitud (Fig. 2a). En muestra de mano presenta color castaño claro (Fig. 2d) y textura eutaxítica, formada por cristaloclastos y vitroclastos inmersos en una matriz afanítica. Petrográficamente está constituida por cristaloclastos ($\approx 25\%$) de cuarzo, biotita y feldespatos, vitroclastos pumíceos ($\sim 5\%$) y escasos litoclastos en una matriz vítrea caracterizada por trizas cuspidadas y esferulitas. El grado de alteración es moderado, afectando principalmente a los feldespatos de manera selectiva, los cuales se encuentran parcialmente reemplazados. En el sector más austral del cuerpo, se identifica intensa argiliza-

ción hacia el contacto con la brecha monomítica fenodacítica matriz sostén y la fenoandesita.

Fenoriolita. En el sector norte se disponen afloramientos irregulares de rocas volcánicas ácidas dispuestos con una orientación general E-O, las cuales en conjunto se extienden

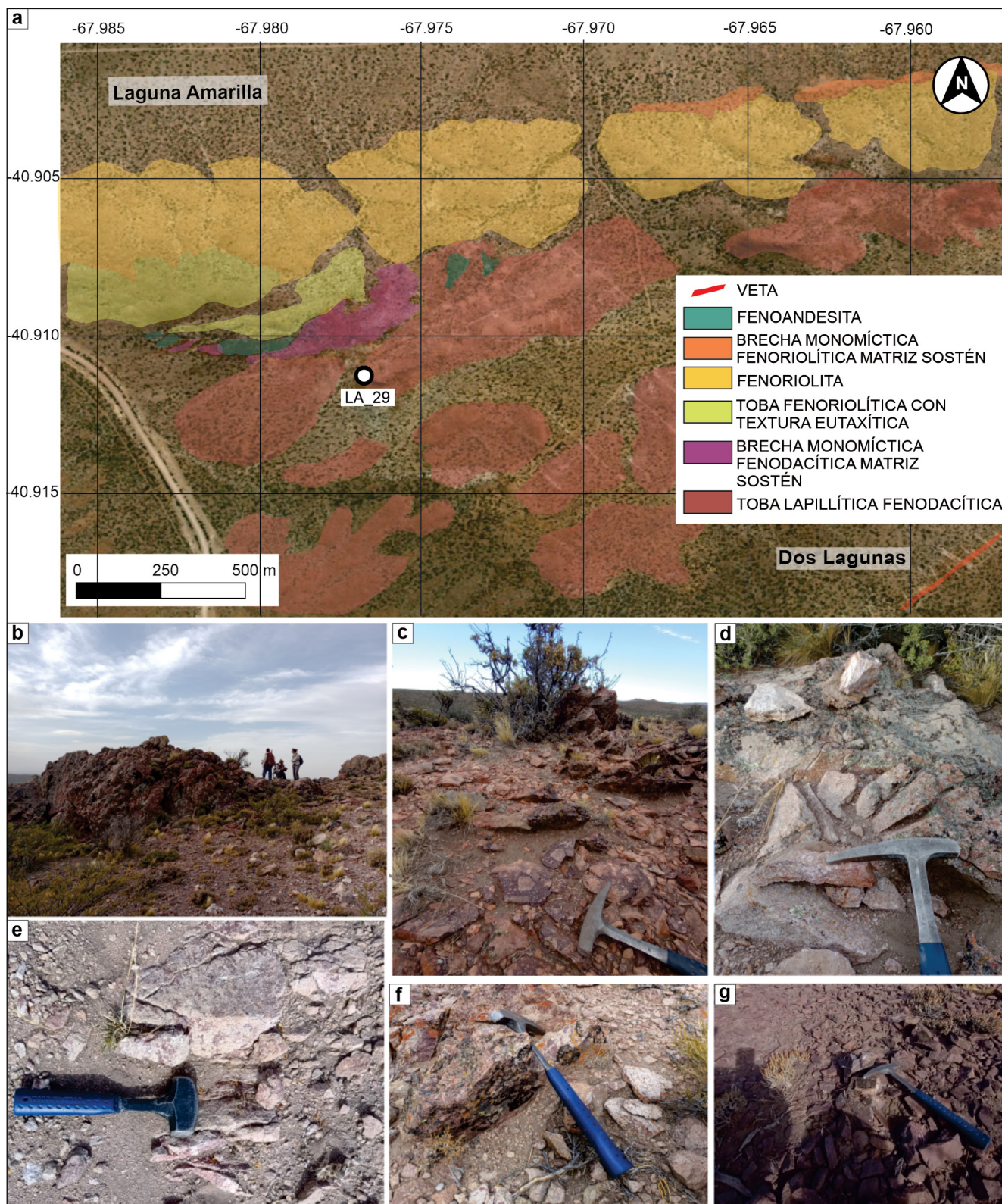


Figura 2. a) Mapa de distribución de las unidades litológicas aflorantes en el área del prospecto Laguna Amarilla. LA 29: Ubicación de la muestra dada. b-g) Afloramientos representativos de las litologías aflorantes: b) toba lapillítica fenodacítica; c) brecha monomítica fenodacítica matriz-sostén; d) toba fenoriolítica con textura eutaxítica; e) fenoriolita; f) brecha monomítica fenoriolítica clasto-sostén; g) fenoandesita.

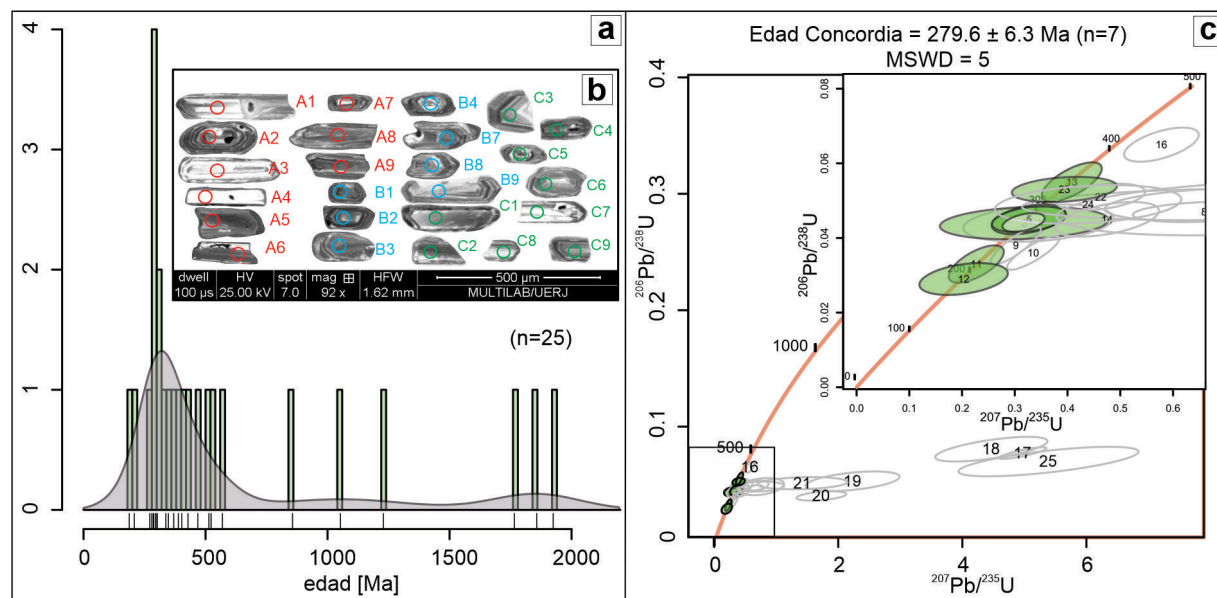


Figura 3. Datación U-Pb de la muestra LA_29. a) Histograma KDE con $n=25$ donde se evidencia la presencia de los circones heredados, el máximo en la edad de concordia y dos datos en el límite Triásico-Jurásico. b) Imágenes de catodoluminiscencia de los circones y marcas de los puntos de ablación. c) Edad Concordia de 279.6 ± 6.3 Ma, realizada utilizando el filtro de discordancia “distancia de Concordia”.

por más de 2.3 km de extensión (Fig. 2a). En afloramiento presenta tonalidades castañas a castaño-violáceas, con sectores blanquecinos debido a la alteración hidrotermal (Fig. 2e). En muestra de mano, exhibe textura porfirica con fenocristales de cuarzo, feldespatos y biotita en una pasta afanítica. Al microscopio se observa una pasta vítrea con rasgos de fluidalidad que aloja fenocristales de cuarzo con engolfamientos y extinción ondulante, feldespato potásico parcialmente sericitizado y biotita. Se reconocen además fragmentos líticos alterados y reemplazo parcial de la matriz.

Brecha monomítica fenoriolítica matriz sostén. Se dispone en el sector noreste formando un cuerpo elongado de rumbo E-O de aproximadamente 1 km de longitud, en contacto con la fenoriolita (Fig. 2a). Presenta tonalidades castaño-violáceas y textura brechosa formada por clastos riolíticos y cristaloclastos de cuarzo, feldespato y biotita (Fig. 2f). Petrográficamente, la roca está compuesta por cristaloclastos y litoclastos inmersos en una matriz vítrea parcialmente reemplazada por arcillas del grupo del caolín y minerales opacos. Los cristaloclastos y litoclastos presentan alteración leve a moderada en parches.

Fenoandesita. Aflora en el sector centro-oeste del área, formando un cuerpo estrecho de rumbo general E-O de aproximadamente 350 m de longitud; asimismo hacia el centro del sector estudiado se reconocen subafloramientos aislados de escaso tamaño de la misma unidad (Fig. 2a). Esta unidad se distingue fácilmente en campo por su tonalidad oscura (Fig. 2g). Presenta textura porfirica con fenocristales de plagioclasa y biotita inmersos en una pasta fina compuesta por micro-

litos de plagioclasa, vidrio y minerales opacos. La alteración hidrotermal que afecta a esta unidad es suave.

Alteración hidrotermal

El área del prospecto Laguna Amarilla se caracteriza por el desarrollo de extensas zonas de alteración hidrotermal (Fig. 4a) que afectan principalmente a tobas lapillíticas fenodacíticas, tobas fenoriolíticas, brechas monomíticas y, en menor medida, cuerpos subvolcánicos representados por fenoriotitas y fenoandesitas. Los resultados espectrales de las muestras analizadas se sintetizan en la Tabla 3 y en la Figura 5.

A partir de estos datos se identificaron los principales minerales de alteración y se definieron tres asociaciones minerales distribuidas heterogéneamente en el área de estudio (Fig. 4a). Los minerales del grupo del caolín constituyen las fases de alteración más abundantes y extendidas; se desarrollan con variedades de alto orden cristalino en el sector central del prospecto y se vinculan espacialmente a estructuras con texturas tipo *vuggy silica*. Hacia sectores periféricos, las asociaciones ricas en minerales del grupo del caolín se presentan con baja cristalinidad y gradan hacia asociaciones dominadas por filosilicatos hidratados, principalmente illita y montmorillonita. En sectores más restringidos, vinculados de forma exclusiva a cuerpos de fenoandesita, se desarrolla una asociación compuesta por clorita, epidoto y carbonatos.

Cabe destacar que en todas las muestras alteradas se reconocen óxidos e hidróxidos de hierro superpuestos a las asociaciones de alteración descritas, los cuales se presen-

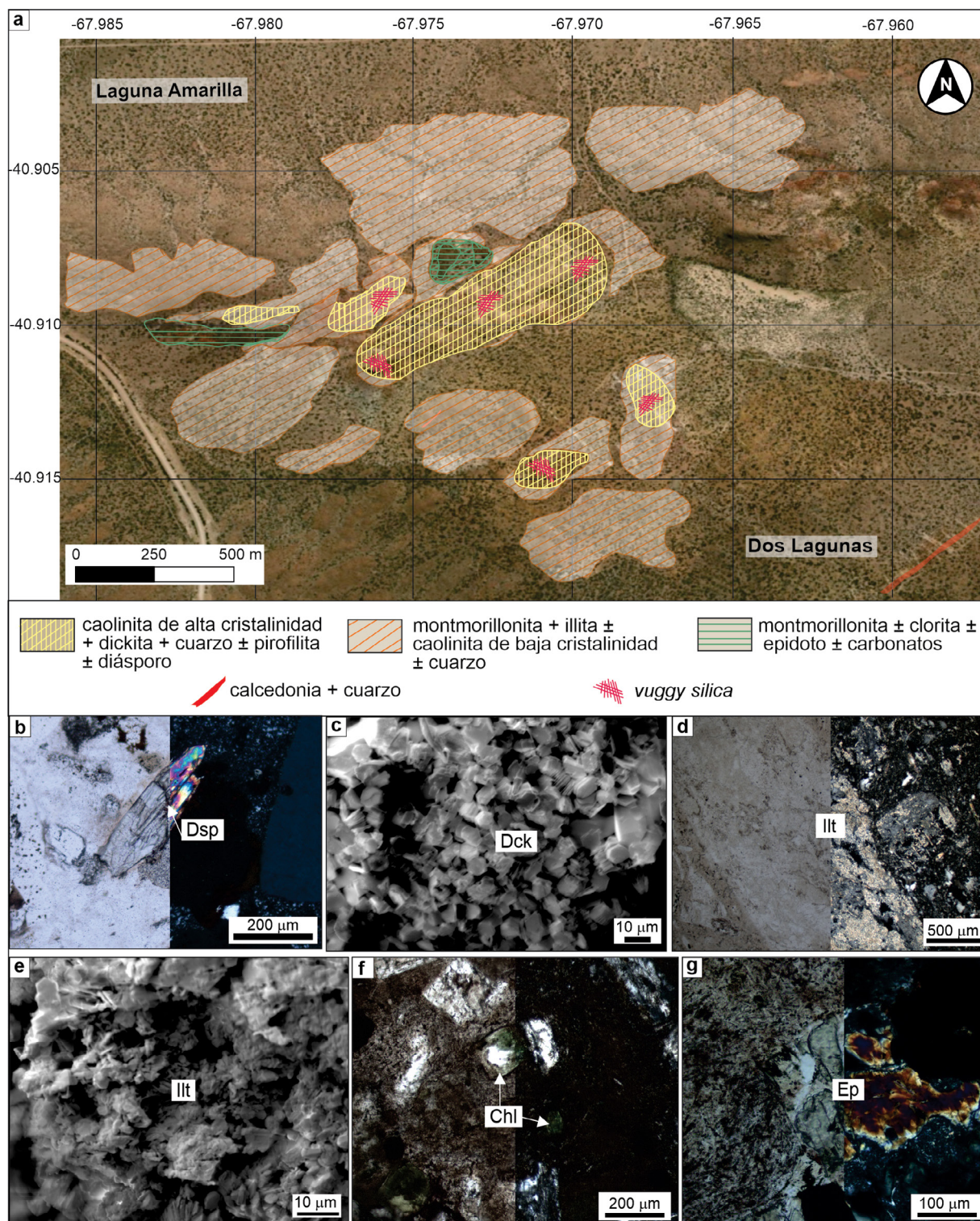


Figura 4. a) Distribución espacial de las asociaciones de minerales de alteración en el área de estudio. b-c) Asociación de alteración: caolinita de alta cristalinidad + dickita + cuarzo ± pirofilita ± diásporo. b) Fotomicrografía con luz transmitida (izquierda sin analizador, derecha con analizador) de toba lapillítica fenodacítica con cristales de diásporo (Dsp). c) Imagen de electrones secundarios de dickita (Dck). d-e) Asociación de alteración: montmorillonita + illita ± caolinita de baja cristalinidad ± cuarzo. d) Fotomicrografía con luz transmitida (izquierda sin analizador, derecha con analizador) de fenorilita con cristales de feldespato parcialmente reemplazados por illita (Illt). e) Imagen de electrones secundarios de Illita (Illt). f-g) Asociación de alteración: montmorillonita ± clorita ± epidoto ± carbonato en fenoandesita. f) Clorita reemplazando parcialmente a biotita (Chl). g) Cristal aislado de epidoto (Ep).

tan como relleno de microfracturas y diseminados en la pasta o matriz de las rocas.

Asociación Caolinita de Alta Cristalinidad + Dickita + Cuarzo ± Pirofilita ± Diásporo. Esta asociación constituye

la zona de alteración más extensa del prospecto y se distribuye principalmente en el sector central del área de estudio, formando cuerpos elongados con orientación aproximada NE-SO, localmente asociados a sectores de *vuggy silica* (Fig. 4a). Bajo microscopio petrográfico, se observa que las fases minerales se desarrollan como reemplazo penetrante de la matriz volcánica y de los componentes primarios en las tobas lapillíticas fenodacíticas, las brechas monomíticas fenodacíticas y tobas fenorolíticas con textura eutaxítica. La caolinita se encuentra mayormente en la matriz y en menor proporción reemplazando litoclastos. La dickita se observa en conjunto con caolinita, formando agregados laminares de grano fino. El cuarzo con textura en mosaico reemplaza parcialmente la pasta, rodea litoclastos y reemplaza total a parcialmente litoclastos, en agregados de tamaños variables. La pirofilita es escasa, se presenta como agregados finos distribuidos en parches o pequeñas fracturas discontinuas. El diásporo solo fue identificado en dos muestras, en las cuales se lo reconoció como cristales aislados distribuidos irregularmente en la matriz de la roca (Fig. 4b). En dos muestras afectadas por esta alteración hidrotermal, se reconocieron granos aislados de Au nativo de hasta 0.15 mm de tamaño.

Las imágenes de electrones secundarios muestran que los minerales del grupo del caolín constituyen la fase mineral dominante; tanto la dickita como la caolinita de alta cristalinidad se presentan como agregados de cristales laminares con hábito pseudo hexagonal, formando paquetes apilados de entre 5 y 10 μm de tamaño, con superficies lisas y bordes bien definidos (Fig. 4c).

Respecto de la cristalinidad, los minerales del grupo del caolín exhiben una distribución espacial caracterizada por valores más elevados en el sector central del área de estudio y una disminución gradual hacia los sectores periféricos (Tabla 1, Fig. 5a). Presentan firmas espectrales bien definidas, con dobletes característicos en los rangos de longitud de onda alrededor de 1400 nm (OH) y 2200 nm (AlOH). En la mayoría de los espectros analizados se observan absorciones estrechas y profundas en dichos rangos, junto con absorciones adicionales en torno a los 1800 y 2300 nm, lo cual evidencia un alto grado de ordenamiento en la estructura cristalina (Fig. 5b). El índice de abundancia de caolín muestra valores por encima de 1.005 en el sector central mientras que en sectores más distales se sitúa por debajo de dicho umbral, reflejando un mayor predominio del mineral en la zona núcleo (Fig. 5c).

La pirofilita fue identificada acompañando a minerales del grupo del caolín a partir del rasgo de absorción diagnóstico en torno a los 2080 nm, junto con la agudización de las absorciones de OH y AlOH (Fig. 5b). El diásporo no pudo ser identificado mediante espectroscopía de reflectancia.

La presencia de dickita fue corroborada mediante DRX. La misma presenta máximas intensidades con valores de reflexiones de 3.58 Å y 7.18 Å, comparable con la ficha ICDD 01-076-0632 (ICDD 1993). Con este método también se determinó la presencia de cuarzo, con reflexiones máximas en 3.34 Å y 4.25 Å, comparable con la ficha ICDD 00-046-1045 (ICDD 1993).

Asociación Montmorillonita + Illita $\pm$ Cuarzo $\pm$ Caolinita de baja cristalinidad. Esta asociación presenta una distribución más dispersa y periférica respecto de la asociación antes mencionada (Fig. 4a). Se desarrolla principalmente como reemplazo parcial de la matriz volcánica y de los minerales primarios de la fenorolita (Fig. 4d), la toba fenorolítica y la toba lapillítica fenodacítica, frecuentemente acompañados por silicificación difusa. Bajo microscopio petrográfico, la montmorillonita se reconoce como un agregado escamoso de color pardo-grisáceo en la pasta y en menor medida reemplaza cristales de feldespatos. La illita reemplaza parcialmente feldespatos. El cuarzo en agregados finos, reemplaza parcialmente litoclastos y algunos sectores de la pasta o matriz de las rocas. Finalmente, la caolinita presenta un color grisáceo, grano muy fino y se localiza mayormente en la pasta y reemplazando de manera parcial los litoclastos.

Las imágenes de electrones secundarios, de las muestras de esta asociación, muestran agregados de filosilicatos de tamaño muy fino, con morfologías laminares a escamosas pobremente definidas y contornos difusos. Los cristales individuales de illita y montmorillonita presentan tamaños micrométricos (hasta 2 μm) y se disponen formando masas densas a ligeramente abiertas de aspecto difuso a microgranular (Fig. 4e).

Espectralmente, esta asociación se caracteriza por el predominio de illita y montmorillonita, evidenciado por rasgos de absorción simples y agudos, a levemente ensanchados en torno a 1400 nm (OH) y 2200 nm (AlOH), junto con absorciones marcadas en la región de 1900 nm asociadas al contenido de agua. La gran profundidad de este último rasgo en la mayoría de los espectros sugiere una participación significativa de fases esmectíticas. La presencia de caolinita de baja cristalinidad se infiere a partir de la deformación en la simetría de las absorciones en 1400 y 2200 nm, y el desarrollo de ligeros hombros en torno a dichas absorciones (Fig. 5d). Por otro lado, los cálculos de índice de cristalinidad de caolinita para las muestras asignadas a esta asociación arrojaron valores por debajo de 1 (Tabla 3).

Los índices espectrales asociados a illita no muestran variaciones significativas en relación con la distribución de las muestras dentro del área de estudio. En particular, la longitud de onda de la absorción Al-OH se ubica entre los 2201 y 2207

Tabla 2. Datos de U-Pb en circón in situ de la muestra LA_29, obtenidos por LA-MC-ICP-MS.

Número de spot	Relaciones isotópicas										Edades (Ma)							
	Pb [ppm]	Th [ppm]	U [ppm]	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s [%]	Rhod	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 s abs	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 s abs	% Conc ^f
LA_29 (A)_03	3.793	27.069	80.34	0.34	0.35	27.28	0.04	7.533	0.28	0.06	26.22	276.79	20.85	300.973	82.11	492.976	129.26	56.15
LA_29 (A)_01	17.66	158.12	342.07	0.46	0.33	7.835	0.04	5.552	0.71	0.06	5.529	268.81	14.92	292.702	22.934	488.036	26.983	55.08
LA_29 (A)_04	4.336	73.411	77.809	0.94	0.32	33.23	0.04	6.525	0.2	0.05	32.59	278.05	18.14	280.173	93.112	297.982	97.103	93.31
LA_29 (A)_05	6.796	66.753	145.89	0.46	0.33	14.11	0.05	5.892	0.42	0.05	12.82	285.12	16.8	286.155	40.381	294.622	37.778	96.78
LA_29 (A)_08	5.809	48.184	118.04	0.41	0.33	14.24	0.05	5.091	0.36	0.05	13.3	286.49	14.58	287.622	40.953	296.8	39.467	96.53
LA_29 (C)_01	2.561	34.871	40.992	0.85	0.72	37.29	0.05	5.767	0.16	0.11	36.84	305.57	17.62	550.688	205.34	1758.8	647.94	17.37
LA_29 (A)_02	5.087	56.567	76.951	0.74	0.67	19.92	0.05	5.822	0.29	0.1	19.05	311.17	18.12	522.64	104.1	1600.13	304.78	19.45
LA_29 (C)_03	3.915	32.238	61.557	0.52	0.66	13.54	0.05	3.854	0.29	0.1	12.98	296.06	11.41	513.877	69.584	1654.76	214.8	17.89
LA_29 (C)_08	9.472	135.15	191.8	0.71	0.3	10.39	0.04	8.872	0.85	0.06	5.406	240.14	21.3	267.998	27.842	519.107	28.062	46.26
LA_29 (A)_09	8.73	109.54	168.02	0.65	0.34	9.78	0.04	8.324	0.85	0.07	5.135	227.5	18.94	293.32	28.688	857.077	44.014	26.54
LA_29 (B)_09	3.95	47.933	82.001	0.59	0.23	15.18	0.03	10.01	0.66	0.05	11.41	206.75	20.7	207.981	31.562	221.994	25.319	93.13
LA_29 (A)_07	3.527	54.301	77.175	0.7	0.2	27.29	0.03	9.728	0.36	0.05	25.5	187.21	18.21	187.477	51.162	190.799	48.649	98.12
LA_29 (B)_01	3.935	65.272	66.427	0.98	0.41	9.218	0.06	6.321	0.69	0.05	6.71	347.48	21.97	347.687	32.05	349.05	23.42	99.55
LA_29 (A)_06	11.67	235.57	173.63	1.36	0.48	13.7	0.05	6.791	0.5	0.08	11.9	282.88	19.21	394.487	54.034	1114.99	132.63	25.37
LA_29 (C)_04	1.362	12.259	22.765	0.54	0.75	32.76	0.05	10.05	0.31	0.11	31.18	305.3	30.7	569.232	186.46	1838.87	573.28	16.6
LA_29 (C)_02	5.519	126.12	107.74	1.17	0.58	8.088	0.07	4.643	0.57	0.06	6.623	406.76	18.89	463.438	37.484	755.063	50.009	53.87
LA_29 (B)_07	42.07	154.42	278.52	0.55	4.98	5.068	0.08	4.258	0.84	0.47	2.749	480.07	20.44	1815.08	91.992	4139.28	113.77	11.6
LA_29 (C)_05	54.22	286.87	319.38	0.9	4.47	13.39	0.08	8.678	0.65	0.4	10.19	499.89	43.38	1725.06	230.95	3916.2	399.23	12.77
LA_29 (B)_02	13.21	77.936	102.84	0.76	2.23	22.5	0.05	10.48	0.47	0.31	19.91	333.5	34.94	1190.66	267.9	3494.13	695.74	9.545
LA_29 (B)_03	27.08	323.63	348.38	0.93	1.73	15.32	0.04	6.508	0.43	0.31	13.87	255.54	16.63	1018.93	156.09	3520.43	488.23	7.259
LA_29 (B)_04	9.169	75.355	110.88	0.68	1.42	33.73	0.05	6.723	0.2	0.2	33.05	323.21	21.73	898.658	303.1	2832.2	936.06	11.41
LA_29 (C)_06	8.89	89.565	153.63	0.58	0.46	12.03	0.05	4.625	0.39	0.07	11.1	323	14.94	386.567	46.492	787.209	87.396	41.03
LA_29 (C)_07	9.978	156.71	146.67	1.07	0.39	16.7	0.05	4.194	0.25	0.05	16.17	330.9	13.88	337.326	56.334	381.855	61.727	86.66
LA_29 (B)_08	11.19	100.77	184.46	0.55	0.44	26.62	0.05	6.979	0.26	0.07	25.69	309.03	21.57	369.807	98.439	770.859	198.02	40.09
LA_29 (C)_09	37.49	320.8	237.34	1.35	5.39	17.8	0.07	11.96	0.67	0.56	13.19	436.2	52.16	1883.1	335.19	4403.01	580.58	9.907

^aFracción de ²⁰⁶Pb no radiogénico en el punto analizado de circón, donde $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c = común; s = muestra). ^bRelaciones Th/U y cantidades de Pb, Th y U (en ppm) calculadas en relación con el circón de referencia 91500. ^cCorregido por fondo instrumental y fraccionamiento Pb/U intracorrida, y normalizado al circón de referencia GJ-1 (valores ID-TIMS/valor medido); la relación ²⁰⁷Pb/²³⁵U fue calculada utilizando $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \times 1/137.88)$. ^dRho: coeficiente de correlación del error, definido como el cociente entre los errores propagados de las relaciones ²⁰⁶Pb/²³⁸U y ²⁰⁷Pb/²³⁵U. ^eCorregido por sesgo de masa mediante normalización al circón de referencia GJ-1 y por Pb común utilizando la composición modelo de Pb de Stacey y Kramers (1975). ^fGrado de concordancia = $(\text{edad } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \times 100 / \text{edad } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

nm, lo que indica una composición relativamente homogénea, compatible con illita de tipo potásica (Fig. 5e). Por otra parte, los valores del índice ISM no fueron considerados, dado que no se identificaron espectros correspondientes a esta fase mineral en forma aislada. En todas las muestras analizadas, illita se presenta asociada con montmorillonita, lo que impide la aplicación adecuada de dicho parámetro y podría conducir a interpretaciones no representativas.

Mediante DRX se corroboró la presencia de illita y se discriminó entre Ill-2M1 e Ill-K (illita potásica), con intensidades máximas de 10 Å, para la primera, comparable con la ficha ICDD 00-026-0911 (ICDD 1993) y 4.99 Å - 4.46 Å para la Ill-K, comparable con la ficha ICDD 01-070-3754 (ICDD 1993). Se confirmó también la presencia de caolinita, con máximas in-

tensidades en 7.17 Å, comparable con la ficha ICDD-00-005-0143. Con este método también se determinó la presencia de cuarzo, con intensidades máximas de 3.34 Å y 4.25 Å, comparable con la ficha ICDD 01-083-1053 (ICDD 1993). Además, se identificó muscovita, con intensidad máxima de 10 Å, comparable con la ficha ICDD 01-072-1503 (ICDD 1993).

Asociación Montmorillonita ± Clorita ± Epidoto ± Carbonato. Esta asociación posee una distribución restringida y fue reconocida exclusivamente en el sector centro-oeste del área de estudio, vinculada a cuerpos de fenoandesita (Fig. 4a). Se presenta como clorita que reemplaza parcialmente biotita, parches de carbonatos y montmorillonita reemplazan cristales de plagioclasa y agregados nodulares (nidos) de epidoto dispuestos de manera aleatoria en la pasta de la roca,

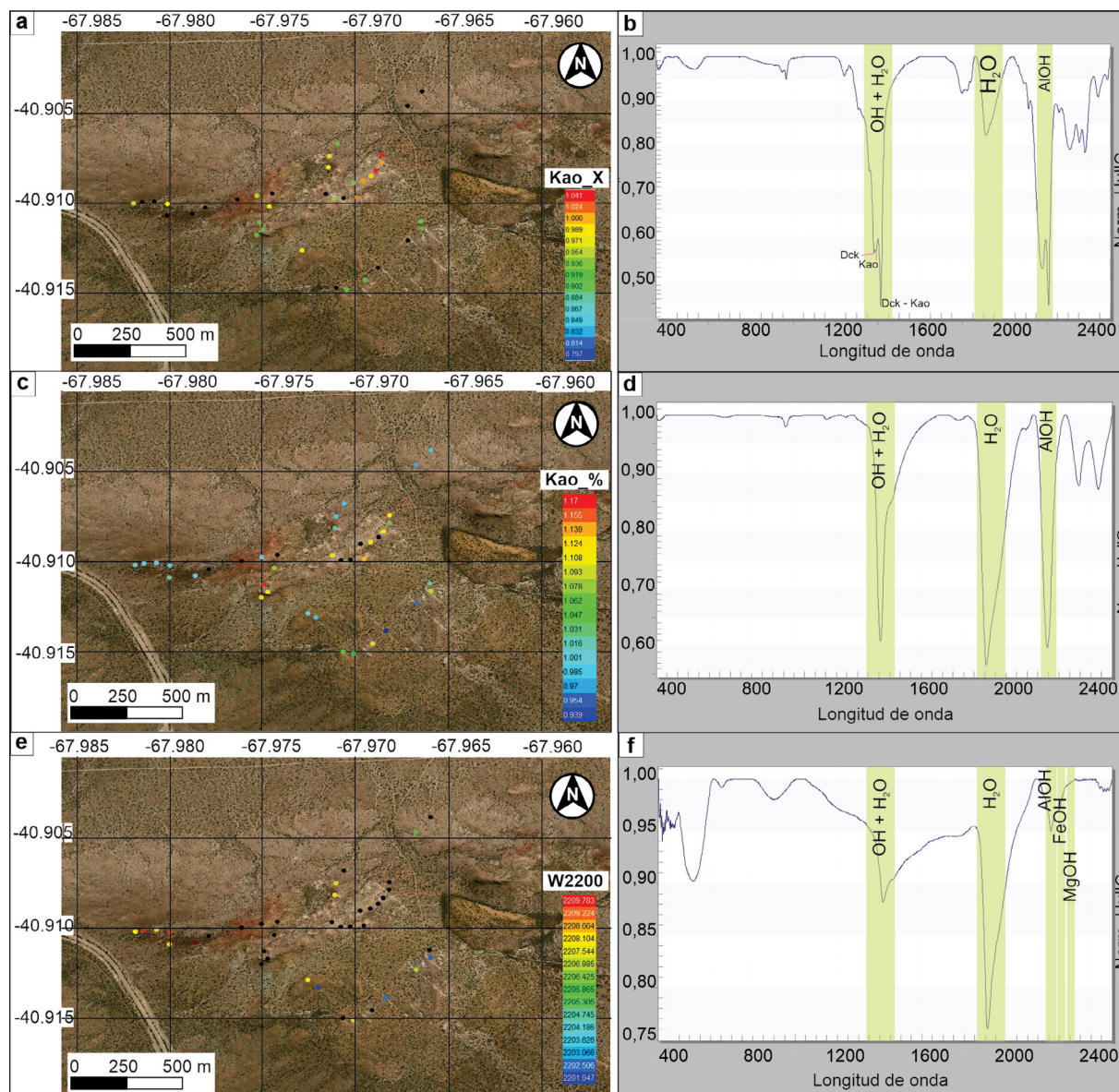


Figura 5. a) Distribución espacial de muestras con minerales del grupo del caolín. La escala colorimétrica indica el índice de cristalinidad de la caolinita. En negro, muestras sin minerales del grupo del caolín. b) Curva espectral característica de la asociación caolinita de alta cristalinidad (Kao) + dickita (Dck) ± cuarzo ± pirofilita ± diásporo. c) Distribución espacial de muestras con minerales del grupo del caolín. La escala colorimétrica indica el índice de abundancia de caolín. En negro, muestras sin minerales del grupo del caolín. d) Curva espectral característica de la asociación montmorillonita + illita ± caolinita de baja cristalinidad ± cuarzo. e) Distribución espacial de las muestras con presencia de illita. La escala colorimétrica representa la posición de la banda de absorción cercana a 2200 nm (AlOH). Los puntos negros corresponden a muestras en las que la illita se encuentra asociada con otras fases minerales cuyas interferencias espectrales impiden determinar de manera confiable su composición. f) Curva espectral característica de la asociación montmorillonita ± clorita ± epidoto ± carbonato. *Norm. HullQ*: normalización por la envolvente convexa.

la cual se encuentra parcialmente reemplazada por cuarzo fino. Bajo el microscopio se observa que montmorillonita y los carbonatos reemplazan parcialmente a los cristales de plagioclasa mientras que la clorita reemplaza parcialmente a biotita (Fig. 4f). En la pasta de la roca, se reconocen cristales aislados de epidoto (Fig. 4g) junto con parches de carbonatos.

En los espectros de reflectancia infrarroja obtenidos para esta asociación se destaca la presencia de montmorillonita como fase principal, identificada a partir de absorciones en-

sanchadas en torno a 1400 nm (OH) y 2200 nm (AlOH), junto con un rasgo profundo en ~1900 nm vinculado al contenido de agua (H₂O). La clorita se presenta en forma subordinada, con rasgos de absorción en ~2252 y 2348 nm, compatibles con composiciones relativamente enriquecidas en Fe (Fig. 5f). Por su parte, el epidoto y los carbonatos no fueron identificados en las muestras analizadas mediante espectroscopía de reflectancia.

La presencia de montmorillonita fue corroborada por DRX, pudiendo identificarse la variedad 15 Å comparable con la ficha ICDD 01-029-1799 (ICDD 1993), cuyas reflexiones máximas se localizan en 13.6 y 3.13 Å.

DISCUSIÓN

Contexto litológico y consideraciones sobre la edad del volcanismo hospedante

Las litologías reconocidas en el prospecto Laguna Amarilla, dominadas por tobas lapillíticas fenodacíticas, fenoriolitas, tobas fenoriolíticas con textura eutaxítica, brechas monomíticas fenodacíticas matriz sostén, brechas monomíticas fenoriolíticas matriz sostén y fenoandesitas configuran una sucesión volcánica y subvolcánica de composición predominantemente félsica a intermedia. Esta asociación litológica es consistente con las secuencias volcánicas y volcanoclásticas descritas para el sector central del Macizo Nordpatagónico, vinculadas tanto al volcanismo del Complejo Los Menucos del Pérmico al Triásico Inferior (Luppo et al. 2018) así como a la Secuencia Volcano-Sedimentaria Llancaqueo de edad Triási-

co Superior - Jurásico Inferior (Falco et al. 2018; Vera et al. 2022).

Las características texturales y composicionales de estas rocas, particularmente el predominio de unidades piroclásticas ácidas y la presencia de cuerpos subvolcánicos asociados, muestran afinidad con las secuencias volcánicas descritas en el Complejo Los Menucos, donde se reconocen extensos depósitos ignimbríticos y unidades volcánicas de composición riolítica a dacítica asignadas a las formaciones Vera y Sierra Colorada (Labudía y Bjerg 2001; Falco et al. 2020). En este contexto, el prospecto Laguna Amarilla se habría desarrollado en un ambiente volcánico dominado por actividad explosiva y emplazamiento posterior de facies efusivas, como domos o intrusivos subvolcánicos someros. La edad U/Pb de concordia obtenida (279.6 ± 6.3 Ma; $n=7$) resulta consistente con la obtenida por Pankhurst et al. (2006) para la Granodiorita Prieto del Complejo Plutónico La Esperanza. Asimismo, las variaciones litológicas locales del área de Laguna Amarilla guardan correlación con las facies magmáticas de la Secuencia Volcano-Sedimentaria Llancaqueo, descritas por Vera et al. (2022) y asignadas al Triásico Superior por Falco et al.

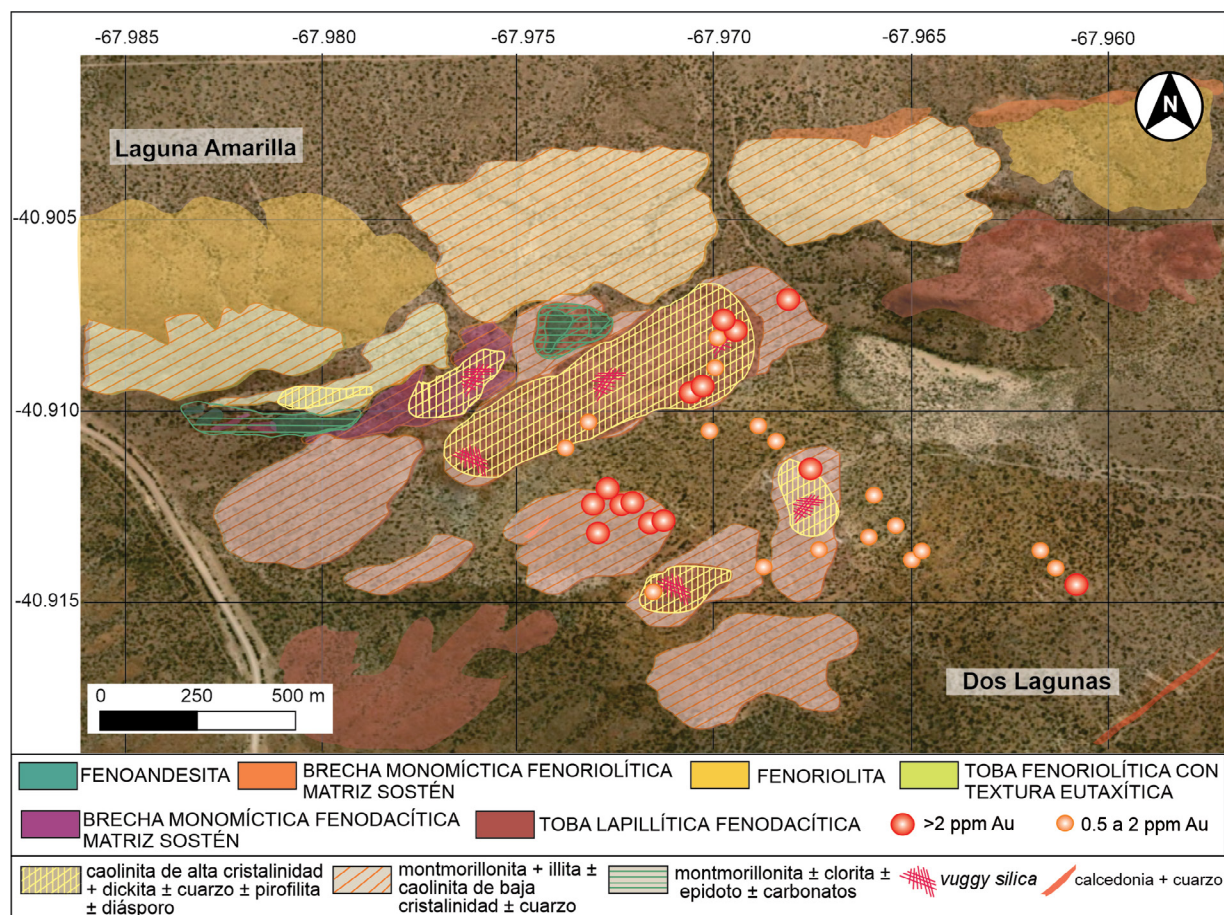


Figura 6. Mapa de distribución de contenido de oro en ppm de muestras de superficie (tomado de Río de Oro S.A.), superpuesto a los mapas litológico y de alteración hidrotermal.

Tabla 3. Resultados de espectroscopía de las muestras analizadas

Muestra	Índice	Coordenadas		Mineral 1	Mineral 2	W_AIOH	ISM	Kao_crist.	Kao (%)
LA_01	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.967	-40.904	Montmorillonita	Caolinita-PX	2206.91	0.228	0.979	0.988
LA_02	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.968	-40.904	Muscovita/Illita	Montmorillonita	2206.13	0.451		4
LA_03	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.970	-40.907	Caolinita-WX		2207.75	1.961	1.039	1.121
LA_04	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.970	-40.907	Caolinita-WX	Pirofilita	2207.34	5.672	1.015	1.068
LA_05	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.970	-40.908	Caolinita-WX	Pirofilita	2207.51	8.8	1.003	1.086
LA_06	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.970	-40.908	Caolinita-WX	Pirofilita	2207.79	2.871	1.041	1.128
LA_07	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.970	-40.908	Caolinita-WX	Sílice	2207.11	3.698		1.112
LA_08	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.971	-40.909	Caolinita-WX	Sílice	2207.21	3.486	1.012	1.104
LA_09	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.971	-40.909	Dickita		2207.43	6.107		1.04
LA_10	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.971	-40.909	Caolinita-WX	Pirofilita	2207.64	3.558	1.019	1.135
LA_13	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.973	-40.909	Dickita	Caolinita-WX	2207.7	2.486		1.1
LA_14	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.973	-40.908	Caolinita-PX	Sílice	2207.82	3.638	0.995	1.022
LA_15	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.973	-40.907	Muscovita/Illita	Montmorillonita	2207.05	0.651		
LA_16	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.972	-40.907	Montmorillonita	Muscovita/Illita	2207.58	0.423		
LA_17	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.984	-40.91	Montmorillonita	Caolinita-PX	2207.95	0.493	0.962	1.009
LA_18	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.983	-40.91	Montmorillonita	Siderita	2209.69	0.262		
LA_19	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.982	-40.91	Montmorillonita	Caolinita-PX	2208.26	0.432	0.984	0.996
LA_20	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.982	-40.91	Montmorillonita	Clorita	2209.26	0.176		
LA_21	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.981	-40.91	Caolinita-WX	Sílice	2207.98	2.718	1	1.026
LA_22	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.980	-40.91	Montmorillonita		2209.78	0.259		
LA_25	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.977	-40.91	Caolinita-PX	Montmorillonita	2207.27	0.638	0.951	0.994
LA_27	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.976	-40.91	Caolinita-WX	Montmorillonita	2207.5	1.831		1.082
LA_28	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.976	-40.911	Dickita	Caolinita-WX	2207.72	3.793		1.169
LA_29	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.976	-40.911	Dickita	Caolinita-WX	2207.29	2.749		1.103
LA_30	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.977	-40.911	Dickita	Caolinita-WX	2207.33	5.596		1.096
LA_31	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.974	-40.912	Muscovita/Illita	Caolinita-WX	2207.64	0.866		1.003
LA_32	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.974	-40.913	Muscovita/Illita	Jarosita	2201.95	0.511		0.99
LA_33	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.972	-40.914	Muscovita/Illita	Montmorillonita	2206.8	0.771		0.968
LA_34	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.972	-40.914	Dickita	Montmorillonita	2207.76	0.549		1.047
LA_35	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.971	-40.914	Dickita	Pirofilita	2207.51	1.655		1.099
LA_36	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.970	-40.913	Muscovita/Illita	Montmorillonita	2202.65	0.801		0.939
LA_37	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.968	-40.912	Muscovita/Illita	Montmorillonita	2206.87	0.66		0.963
LA_38	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.968	-40.912	Muscovita/Illita	Montmorillonita	2202.65	0.606		0.956
LA_39	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.968	-40.911	Dickita	Pirofilita	2207.45	2.06		1.088
LA_40	FSFR,19126 Int=10,0 sec	-67.968	-40.911	Dickita	Montmorillonita	2205.27	0.626		1.029

W_AIOH: posición en el espectro electromagnético de la longitud de onda correspondiente al enlace AIOH, expresada en nm. ISM: índice de madurez espectral de illita. Kao_crist.: índice de cristalinidad de caolinita. Los valores de Kao_crist. correspondientes a muestras en las que se identificaron otras fases minerales con absorciones en el intervalo utilizado para su cálculo fueron omitidos debido a posibles interferencias espectrales. Kao (%): índice de abundancia de caolín. PX: Baja cristalinidad. WX: Alta cristalinidad.

(2018, 2022) en Cerro La Mina y Lema et al. (2008) en Puesto Cuya y Cerro La Laja. Estas edades serían consistentes con los dos registros más jóvenes obtenidos a partir de los bordes de circones de la muestra LA_29 (Tabla 2).

En el sector oriental de la provincia de Río Negro, González et al. (2014) describen flujos de lava traquíticos que asignan al Triásico descartando un grupo de circones de edades jurásicas y vinculan su origen a los procesos hidrotermales ampliamente extendidos durante dicho periodo. Sin embargo,

sobre la base de las asociaciones de minerales de alteración estudiadas en esta contribución y sus paleotemperaturas estimadas, las cuales alcanzan un máximo de 350°C, se determina que tales condiciones térmicas resultan insuficientes para abrir el sistema isotópico del circón, cuya temperatura de cierre por difusión es ~900°C (Dodson 1973). Por lo tanto, las edades más jóvenes aquí presentadas, aunque limitadas en el número de datos, podrían sugerir la existencia de un evento volcánico del Triásico Superior-Jurásico Inferior en el

sector meridional del distrito minero Los Menucos. Edades análogas, obtenidas de muestras de proyectos con intensa alteración argílica dentro del distrito, han sido documentadas en el sector oriental del graben del Cerro Piche. Allí se describieron domos riolíticos con alteración argílica avanzada de edad Triásica Superior (Pavón Pivetta et al. 2024) y secuencias volcano-sedimentarias con una edad de depositación correspondiente al Jurásico Inferior (Falco et al. 2021). En este contexto, y como planteo de próximas hipótesis de trabajo, la obtención de nuevas dataciones geocronológicas mediante técnicas de mayor resolución espacial, como SHRIMP o LA-ICP-MS con diámetro de haz (spot) reducido, resultará fundamental para precisar la edad de cristalización de los bordes identificados y evaluar su posible vinculación con eventos magmáticos de dicha edad en el distrito Los Menucos.

Zonación de la alteración hidrotermal

En función de las asociaciones minerales identificadas y su distribución espacial, las alteraciones hidrotermales reconocidas en el prospecto Laguna Amarilla pueden agruparse en tres tipos principales. La asociación dominada por caolinita de alta cristalinidad + dickita + cuarzo $\pm$ pirofilita $\pm$ diásporo corresponde a una alteración argílica avanzada; la asociación compuesta por illita + montmorillonita $\pm$ caolinita de baja cristalinidad $\pm$ cuarzo representa una alteración argílica intermedia; y la asociación integrada por montmorillonita $\pm$ clorita $\pm$ epidoto $\pm$ carbonato, reconocida exclusivamente en la fenoandesita, se interpreta como alteración propilítica. La distribución espacial de estas asociaciones refleja cambios progresivos en las condiciones fisicoquímicas del sistema hidrotermal, particularmente en términos de pH, temperatura y relación fluido/roca. La asociación de alteración argílica avanzada se concentra principalmente en los sectores centrales del área, donde también se reconoce sílice residual con texturas de vuggy silica que evidencian temperaturas de formación entre 200 y 250 °C y pH < 2 (Stoffregen 1987). Asimismo, la variación espacial observada en la cristalinidad de la caolinita podría reflejar un gradiente térmico e hidroquímico desde sectores proximales hacia dominios más distales del sistema (Fig. 5a). La identificación local de pirofilita y diásporo reviste particular importancia en el contexto de este sistema epitermal de alta sulfuración. Estos minerales se forman bajo condiciones de elevada temperatura y acidez extrema ($T \approx 270\text{-}320$ °C, $\text{pH} \approx 2$; Watanabe y Hedenquist 2001), y son típicos de sectores proximales a las zonas de ascenso de fluidos hidrotermales o de porciones relativamente más profundas de los lithocaps (Hedenquist et al. 2000; Sillitoe 2010). En especial, la asociación cuarzo-pirofilita-diásporo ha sido interpretada en numerosos sistemas

de alta sulfuración como indicadora de condiciones hidrotermales más extremas y de una mayor proximidad respecto del centro intrusivo o de las estructuras alimentadoras del sistema (Hedenquist y Arribas 2022). Asimismo, los modelos de zonación de la alteración argílica avanzada muestran que las asociaciones con alunite se estabilizan hacia niveles más someros y de menor temperatura (Hedenquist y Taran 2013). La ausencia de alunite en Laguna Amarilla, aunque no puede atribuirse exclusivamente a un control térmico, resulta consistente con la asociación mineralógica de cuarzo-pirofilita-diásporo y sugiere que el nivel actualmente expuesto podría corresponder a sectores relativamente profundos y de mayor temperatura del sistema hidrotermal. Por otro lado, la coexistencia de estos minerales con dickita y caolinita de alta cristalinidad podría reflejar una evolución hacia condiciones de menor temperatura y/o una sobreimpresión hidrotermal posterior. En particular, la caolinita podría representar una etapa de menor temperatura que sobreimprime parcialmente la asociación de mayor temperatura (Hedenquist et al. 2000), sin embargo, la ausencia de evidencias texturales directas no permite establecer una relación de reemplazo entre dickita y caolinita. Hacia sectores periféricos, la transición desde la asociación argílica avanzada hacia ensambles con illita y esmectita refleja un progresivo aumento del pH de los fluidos hidrotermales, lo cual es coherente con las condiciones de estabilidad de estos minerales, característicos de temperaturas entre 100 °C y 160 °C y valores de pH entre 5 y 6 (Arribas 1995). Este patrón es consistente con los modelos clásicos de zonación de sistemas epitermales de alta sulfuración, en los cuales la alteración argílica avanzada grada lateralmente y/o en profundidad hacia alteraciones argílicas intermedias producto de la neutralización progresiva de los fluidos por interacción con las rocas hospedantes (Hedenquist et al. 2000; Sillitoe 2010).

La alteración propilítica, reconocida de manera restringida en la fenoandesita, podría reflejar fluidos hidrotermales de pH neutro a alcalino y temperaturas moderadas ($T = \sim 250$ °C; Hemley et al. 1980; White 1991). No obstante, su distribución espacialmente limitada sugiere que su desarrollo estuvo fuertemente condicionado por la litología hospedante, por lo que su vinculación con la zonación general del sistema hidrotermal no puede establecerse con certeza a partir de los datos disponibles.

En conjunto, la zonación mineralógica reconocida en Laguna Amarilla resulta consistente con un sistema epitermal de alta sulfuración parcialmente erosionado, donde los sectores dominados por sílice residual, dickita y caolinita de alta cristalinidad representarían las posiciones más proximales respecto a las zonas de ascenso de los fluidos hidrotermales,

y la presencia de pirofilita y diásporo, junto con la ausencia de alunita, indicarían niveles relativamente profundos del sistema.

Distribución del contenido de oro

La distribución del contenido de Au en el área del prospecto Laguna Amarilla fue analizada a partir de información procedente de trabajos de exploración previos realizados por diversas empresas en el sector, los cuales fueron compilados y difundidos por la empresa Río de Oro S.A. (Fig. 6).

El mapa de rangos de contenido de Au en ppm muestra que los mayores valores se concentran principalmente en la porción central del área de estudio, donde se disponen de manera discontinua a lo largo de una franja con orientación aproximada NE-SO y se encuentran espacialmente asociados a los sectores donde se desarrolla la alteración argílica avanzada, particularmente en las zonas con mayor desarrollo de dickita y *vuggy silica*, aunque no de manera exclusiva, ya que también se constatan algunas muestras con contenido de Au mayor a 2 ppm en sectores con alteración argílica intermedia (Fig. 6). Las muestras de mayor tenor (> 2 ppm Au) se agrupan preferentemente en el sector centro-oriental del prospecto, mientras que los valores comprendidos entre 0.5 y 2 ppm Au presentan una distribución más dispersa.

Entre los diferentes parámetros espectrales evaluados, el índice de cristalinidad de la caolinita es el que presenta la mejor correspondencia espacial con los sectores de mayores concentraciones de Au, aunque esta relación no es unívoca ya que algunos valores elevados de Au se registran en dominios con caolinita de menor cristalinidad. Sin embargo, la distribución espacial de este parámetro en superficie podría resultar una herramienta mineralógica complementaria para la vectorización hacia zonas potencialmente mineralizadas dentro del sistema hidrotermal.

Esta correlación fue reconocida previamente por Cócola et al. (2024), quienes documentaron una estrecha relación entre valores de Au elevados en superficie y la asociación dickita + sílice en el prospecto Laguna Amarilla. Asimismo, es consistente con lo observado en numerosos depósitos epitermales de alta sulfuración, donde la mineralización aurífera suele encontrarse vinculada a zonas de sílice residual y alteración argílica avanzada proximal (Hedenquist et al. 2000; Hemley et al. 1980; Hedenquist y Arribas 2022). En el prospecto Laguna Amarilla, las muestras con contenido de Au más elevado se registran particularmente en sectores donde la alteración afecta a tobas lapillíticas fenodácicas y brechas volcánicas de composición félsica. La naturaleza piroclástica de estas rocas, caracterizada por una mayor porosidad primaria y permeabilidad respecto a otros tipos litológicos pre-

sentes en el área, podría haber favorecido la circulación de fluidos hidrotermales y, consecuentemente, una mayor interacción fluido-roca en estos niveles (Hedenquist et al. 2000).

Implicancias para la exploración regional

Los resultados obtenidos para el prospecto Laguna Amarilla presentan importantes similitudes con otros proyectos epitermales de alta sulfuración del distrito Los Menucos, particularmente con Cerro La Mina e Iván. En Cerro La Mina, asociaciones mineralógicas de tipo argílica avanzada y sílicea han sido interpretadas como generadas por fluidos ácidos de origen magmático vinculadas a un ambiente volcánico-hidrotermal lixiviado, por lo que podrían constituir un sector del *lithocap* (Ducart et al. 2006). Por otro lado, el prospecto Iván presenta asociaciones mineralógicas y firmas espectrales análogas, caracterizadas por alteración argílica avanzada dominada por minerales del grupo del caolín, alunita, pirofilita y sílice residual (Bevacqua 2024). De manera comparable, en Laguna Amarilla la presencia de dickita asociada a sílice residual, caolinita de alta cristalinidad y, localmente, pirofilita y diásporo, junto con muestras con contenidos de Au por encima de 2 ppm, sugiere condiciones hidrotermales similares y una evolución consistente con sistemas epitermales de alta sulfuración. En conjunto, estas similitudes mineralógicas y espectrales sugieren la existencia de controles hidrotermales y magmáticos comunes a escala regional (Cócola et al. 2024).

Sin embargo, existen diferencias significativas entre estos sistemas. En Cerro La Mina, la alteración argílica avanzada hipogénica, conformada por alunita, caolinita y dickita, se encuentra espacialmente próxima a una zona de alteración *steam-heated*, indicando la preservación de niveles relativamente someros del sistema epitermal (Ducart 2007). Por su parte, en el proyecto Iván, se reconoce un extenso *lithocap* caracterizado por alteración argílica avanzada con dickita, pirofilita y alunita, además de caolinita de alta cristalinidad y sectores con sílice residual (Bevacqua 2024). En contraste, en Laguna Amarilla no se identificó alunita y se reconoce pirofilita ± diásporo asociada con sílice residual. Estas similitudes y diferencias mineralógicas, consideradas en el marco de los modelos de zonación de la alteración argílica avanzada (Hedenquist y Taran 2013; Hedenquist y Arribas 2022), sugieren que los sistemas del Distrito Minero Los Menucos presentan diferentes niveles de exposición de los sistemas hidrotermales. En particular, la asociación reconocida en Laguna Amarilla es compatible con condiciones de temperatura relativamente mayor y, potencialmente, con la exposición de un nivel más profundo del sistema. No obstante, esta interpretación debe considerarse preliminar, dada la distribución restringida

del diásporo y la ausencia de evidencias independientes que permitan establecer con precisión el nivel de exposición.

Desde el punto de vista temporal, Cerro La Mina e Iván se desarrollan sobre unidades volcánicas triásicas, con edades reportadas de 211.1 Ma (Falco et al. 2018) y 216.5 Ma (Pavón Pivetta et al. 2024), respectivamente, pudiendo ser asignadas a la Secuencia Volcano-Sedimentaria Llancaqueo. En Laguna Amarilla las edades del Trásico Superior y Jurásico Inferior (Pliensbachiano) registradas en dos circones constatan la impronta de un evento magmático también registrado en los otros proyectos. De este modo, si los controles magmático-hidrotermales responsables del desarrollo de estos sistemas epitermales de alta sulfuración responden a procesos de escala regional dentro del distrito Los Menucos, las edades del Tríasico Superior-Jurásico Inferior registradas en todas las rocas hospedantes podrían representar una edad máxima, o al menos un límite inferior temporal, para el evento hidrotermal que dio origen a estos sistemas en el sector central del Macizo Nordpatagónico.

CONCLUSIONES

1) El prospecto Laguna Amarilla se desarrolla sobre una sucesión volcánica y subvolcánica de composición predominantemente félsica a intermedia, integrada principalmente por tobas lapillíticas fenodacíticas, tobas fenorolíticas, brechas volcánicas monomíticas y cuerpos subvolcánicos riolíticos y andesíticos. Las características litológicas y la presencia de poblaciones de circones pérmicos junto con bordes del Tríasico al Jurásico Inferior sugieren una evolución magmática polifásica y compleja para la región.

2) La integración de observaciones de campo, petrografía, espectroscopía VNIR-SWIR, SEM y DRX permitió reconocer tres asociaciones principales de alteración hidrotermal: i) argílica avanzada (caolinita de alta cristalinidad + dickita + cuarzo $\pm$ pirofilita $\pm$ diásporo); ii) argílica intermedia (illita + montmorillonita $\pm$ cuarzo $\pm$ caolinita de baja cristalinidad); y iii) propilítica (representada por montmorillonita $\pm$ clorita $\pm$ epidoto $\pm$ carbonato). La distribución espacial de estas asociaciones define una zonación hidrotermal centrada en un núcleo de alteración argílica avanzada con desarrollo local de sílice residual y texturas de *vuggy silica*, que grada lateralmente hacia asociaciones argílicas intermedias.

3) Las muestras con mayores contenidos de Au presentan una correspondencia espacial con el núcleo de alteración argílica avanzada, concentrándose principalmente en sectores afectados por una intensa lixiviación ácida que dio origen a la asociación de dickita, sílice residual y texturas de *vuggy silica*,

aunque no de manera exclusiva, ya que también se registran concentraciones altas en el sector central afectado por la asociación argílica intermedia. Las muestras de mayor tenor se hospedan de manera preferencial en las tobas lapillíticas fenodacíticas y brechas volcánicas félsicas, cuyas propiedades texturales de porosidad y permeabilidad habrían favorecido la canalización de los fluidos hidrotermales y la consecuente interacción fluido-roca.

4) El índice de cristalinidad de la caolinita permitió reconocer una marcada zonación espacial dentro del prospecto. Los mayores valores de cristalinidad se concentran en sectores próximos a algunas de las mayores concentraciones de Au en superficie. Si bien lo observado no implica una relación directa entre ambas variables, el índice de cristalinidad de la caolinita constituye una herramienta complementaria para caracterizar la zonación hidrotermal y contribuir a la vectorización.

5) A escala distrital, las asociaciones mineralógicas, texturas y firmas espectrales reconocidas en Laguna Amarilla presentan similitudes con otros prospectos epitermales de alta sulfuración del distrito Los Menucos, como Cerro La Mina e Iván, lo cual resulta consistente con la existencia de controles magmático-hidrotermales a escala regional durante el Tríasico Superior- Jurásico Inferior.

6) Las características mineralógicas y superficiales del prospecto Laguna Amarilla son consistentes con las porciones proximales y basales de un sistema epitermal de alta sulfuración. La presencia local de pirofilita y diásporo, junto con la ausencia de alunita, en las muestras de superficie restringe el nivel de exposición actual a sectores relativamente profundos del sistema original, evidenciando un nivel de erosión avanzado. En este escenario, el núcleo central del prospecto representa el objetivo más favorable para guiar futuras campañas de exploración en profundidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (UNS), en cuyo ámbito se desarrolló parte de esta investigación en el marco de un Trabajo Final de Licenciatura, así como por el apoyo económico brindado para la realización de parte de los estudios presentados. Asimismo, se agradece a la Lic. Geraldine Vogel por su colaboración durante las tareas de campo y al Lic. Daniel Hughes por compartir generosamente su conocimiento del área y las enriquecedoras discusiones e intercambio de ideas. Este trabajo fue parcialmente financiado con el proyecto PGI 24/ZH32. Se agradece a la empresa Río de Oro S.A. y a los propietarios de los campos por permitir el acce-

so al área. Finalmente, los autores agradecen también a los revisores, Dra. Marta Franchini y Dr. Jorge Coniglio, por sus valiosos comentarios y sugerencias, que contribuyeron a mejorar la redacción y fluidez del texto y a moderar el grado de certeza de algunas interpretaciones, así como a la Dra. Laura Maydagán por sus observaciones editoriales, que permitieron precisar la redacción, mejorar la claridad de la sección de implicancias exploratorias y ajustar la interpretación de las edades U-Pb reportadas.

REFERENCIAS

- Ardolino, A. 1981. El vulcanismo cenozoico del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(1): 1-28.
- Ardolino, A. y Franchi, M. 1993. El vulcanismo cenozoico de la Patagonia extraandina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(3-4): 225-242.
- Arribas, A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. En: Thompson, J.F.H. (ed.), *Magmas, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series 23: 419-454.
- Benedini, L., y Gregori, D. 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 45: 259-277.
- Bevacqua, J.M. 2024. Zonación de asociaciones de alteración hidrotermal y su vinculación con las anomalías geoquímicas en superficie en el Proyecto Iván, distrito minero Los Menucos, Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional Del Sur, Bahía Blanca, Argentina. 81p.
- Busteros, A., Giacosa, R. y Llambías, E. 1998. El Complejo Punta Sierra, Macizo Nordpatagónico: petrología y evolución tectonomagmática. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(3): 273-288.
- Caminos, R. 1983. Descripción geológica de la Hoja 39e, Valcheta, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 194: 1-88, Buenos Aires.
- Cócola, M.A., D'Annunzio, M.C., Pavón Pivetta, C., Lara, F. y Vogel, G. 2024. The Laguna Amarilla Project, Los Menucos Mining District, Río Negro Province. *Actas del 22 Congreso Geológico Argentino*, San Luis: 565.
- Corbella, H. 1973. Geología del área Queupuniyeu, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(2): 137-156.
- Corbella, H. 1982. Edades K-Ar del vulcanismo cenozoico del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(2): 208-215.
- Cortés, J.M. 1981. El Complejo volcánico Marifil en el Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(1): 16-34.
- Costa, R.V., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Gerales, M., Tavora, A., Nepomuceno, F. y Araújo Jr., E.B. 2017. Proterozoic evolution of part of the Embu Complex, eastern São Paulo State, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 79: 170-188.
- Crósta, A.P., Ducart, D.F., de Souza Filho, C.R., Azevedo, F. y Brodie, C.G. 2009. Mineral exploration for epithermal gold in Northern Patagonia, Argentina: from regional- to deposit-scale prospecting using Landsat TM and Terra ASTER. En: Bedell, R., Crósta, A.P. y Grunsky, E. (eds.), *Remote Sensing and Spectral Geology. Reviews in Economic Geology* 16: 97-108.
- Cucchi, R., Leanza, H.A. y Franchi, M. 2001. Hoja Geológica 4169-IV, San Antonio Oeste. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 280: 1-73, Buenos Aires.
- Cudahy, T., Jones, M., Thomas, M., Laukamp, C., Caccetta, M., Hewson, R., Rodger, A. y Verral, M. 2008. Next Generation Mineral Mapping: Queensland airborne HyMap and satellite ASTER surveys 2006-2008.
- Dodson, M.H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40: 259-274.
- Ducart, D.F., Crosta, A.P., Souza Filho, C.R. y Coniglio, J. 2006. Alteration mineralogy at the Cerro La Mina epithermal prospect, Patagonia, Argentina: field mapping, short-wave infrared spectroscopy, and ASTER images. *Economic Geology* 101(5): 981-996.
- Ducart, D. 2007. Alteração hidrotermal do prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagonia Argentina: Geologia, sensoramento remoto e isótopos estáveis. Tesis doctoral, Universidad de Campinas, São Paulo, 187 p.
- Falco, J.I. 2018. Evolución geológica del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(1): 1-20.
- Falco, J.I., Hauser, N. y Reimold, W. 2018. Three magmatic events in the Los Menucos area of the Central-North Patagonian Massif, Argentina. *Actas del 11 South American Symposium on Isotopic Geology, Cochabamba*.
- Falco, J.I., Bodnar, J. y Del Río, D. 2020. Revisión estratigráfica del Grupo Los Menucos, Pérmico Tardío-Triásico Temprano del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(4): 530-550.
- Falco, J.I., Hauser, N., Olivera, D., Bodnar, J. y Reimold, W.U. 2021. A multi-proxy study of the Cerro Piche Graben: a Lower Jurassic basin in the central North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 109: 103287.
- Falco, J.I., Hauser, N., Scivetti, N., Reimold, W.U. y Folguera, A. 2022. The origin of Patagonia: insights from Permian to Middle Triassic magmatism of the North Patagonian Massif. *Geological Magazine* 159(9): 1490-1512.
- Franco, S., Puente, N., Varela, C. y Gemuts, I. 1999. Mineralización aurífera en el distrito Los Menucos, Río Negro. En: Zappettini, E.O. (ed.), *Recursos minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 893-894, Buenos Aires.
- Ganem, F., Álvarez, D., Gregorat, S., Dalponte, M., Asato, G., Giacosa, R., Azcurra, D., Turel, A., Peroni, J., Ferpozzi, L., Gozálvez, M.,

- Juárez, P. y Moser, L. 2023. Metalogénesis y potencial de recursos minerales metalíferos de la provincia de Río Negro. Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales 50. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Buenos Aires.
- Geraldes, M.C., Almeida, B.S., Tavares Jr., A., Dussin, I. y Chemale, F. 2015. U/Pb and Lu-Hf calibration of the new LA-ICP-MS MultiLab at Rio de Janeiro State University. *Geoanalysis*, Leoben.
- Giacosa, R.E. 1993. El Complejo Plutónico Pailemán, Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(2): 123-138.
- Giacosa, R.E. 1994. El Complejo Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(3-4): 345-358.
- Giacosa, R.E., Márquez, M. y Haller, M. 2007. Tectonic evolution of the North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences* 24(1): 1-20.
- González, S. N., Zaffarana, C. B., Somoza, R., y Spagnuolo, C. M. 2014. Geología y petrografía de un enjambre longitudinal NO-SE de diques del macizo nordpatagónico oriental, Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(4): 498-508.
- Hanawalt, J.D. 1986. Search methods. En: Klug, H.P. y Alexander, L.E. (eds.), *X-ray Diffraction Procedures*. Wiley, New York, p. 754-785.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. y Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. En: Hagemann, S.G. y Brown, P.E. (eds.), *Gold in 2000*. Society of Economic Geologists Reviews 13: 245-277.
- Hedenquist, J.W. y Arribas, A. 2022. Exploration implications of multiple formation environments of advanced argillic minerals. *Economic Geology* 117(3): 609-643.
- Hedenquist, J.W. y Taran, Y.A., 2013. Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology* 108: 1523-1540.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. y Lute, R.W. 1980. Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration/mineralization processes. *Economic Geology* 75(2): 210-228.
- International Centre for Diffraction Data (ICDD). 1993. Powder Diffraction File (PDF-2 Database). Newtown Square, Pennsylvania, USA.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17(4): 324-328.
- Labudia, C. H. y Bjerg, E. A. 1994. Metasedimentitas cámblicas de la Formación Colo Niyeu, Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49(1-2): 55-67.
- Labudia, C.H., Llambías, E., Rapela, C.W. y Artabe, A. 1995. El Triásico de Los Menucos: Procesos Volcánicos y Sedimentarios. II Reunión de Triásico del Cono Sur Actas: 1721, Bahía Blanca.
- Labudia, C.H. y Bjerg, E.A. 2001. El Complejo Los Menucos: evolución volcánica triásica del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 389-403.
- Labudia, C.H. y Bjerg, E.A. 2005. Geología del Grupo Los Menucos, Comarca Nordpatagónica, Argentina. *Actas del 16 Congreso Geológico Argentino* 1: 233-238, La Plata.
- Leanza, H.A., Apesteguía, S., Novas, F. y De la Fuente, M. 2001. Cretaceous terrestrial beds of the Neuquén Basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(1): 103-118.
- Lema, H., Busteros, A., Giacosa, R. y Cucchi, R. 2008. Geología del complejo volcánico Los Menucos en el área tipo: Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 3-13.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1984. El magmatismo pérmico-triásico del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39(3-4): 213-233.
- López de Luchi, M., Rapalini, A. y Tomezzoli, R. 2010. The Yaminué Complex, Patagonia: tectonomagmatic evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 29(2): 545-559.
- Luppo, T., Lopez de Luchi, M., Rapalini, A., Martínez Dopico, C. y Fanning, C.M. 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 82: 346-355.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Wemmer, K., Fanning, C.M. y Basei, A.S. 2017. Emplacement and temporal constraints of the Gondwanan intrusive complexes of northern Patagonia: La Esperanza plutono-volcanic case. *Tectonophysics* (712-713): 249-269.
- Materials Data Inc. Jade v.6 software. <https://www.icdd.com/mdi-jade/>
- Müller, G. 1965. Geología de la Formación Sierra Grande. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(1): 105-140.
- Nullo, F.E. y Proserpio, C.A. 1975. Estratigrafía de la Formación Taquetrén, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(1): 41-54.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76(3-4): 235-257.
- Pavón Pivetta, C., Gregori, D.A., Benedini, L., Garrido, M., Strazzere, L., Geraldes, M.C., Costa dos Santos, A. y Marcos, P. 2020. Contrasting tectonic settings in Northern Chon Aike Igneous Province of Patagonia: subduction and mantle plume-related volcanism in the Marifil Formation. *International Geology Review* 62(15): 1904-1930.
- Pavón Pivetta, C., De Victoria, G., Cócola, M.A., D'Annunzio, M.C., Benedini, L., Hughes, D. y Geraldes, M.C. 2024. Geocronología U-Pb de la secuencia volcano-sedimentaria del graben del Cerro Piche, Proyecto Iván, Distrito Minero Los Menucos, Río Negro, Argentina. *Actas del 22 Congreso Geológico Argentino*, San Luis: 483.
- Pontual, S., Merry, N. y Gamson, P. 1997. Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration. G-MEX Manuals, vols. 1-8. AusSpec International, Victoria, Australia.
- Ramos, V.A. 1975. Estratigrafía del basamento metamórfico del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(1): 1-20.

- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 29(3): 41-96, Buenos Aires.
- Río de Oro S.A. http://www.riodeoro.com.ar/public_html/new_sitio/laguna-amarilla/
- Rolleri, E.O., Ramos, V.A. y Spalletti, L.A. 1984. Geología de la Cuenca Neuquina. Academia Nacional de Ciencias, 575 p., Córdoba.
- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184(1-2): 123-138.
- Sillitoe, R.H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology* 105(1): 3-41.
- Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. En: Hedenquist, J., Thompson, J.F., Goldfarb, R.J. y Richards, J.P. (eds.), *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume: 1905-2005*. Society of Economic Geologists, Littleton, p. 485-522.
- Stacey, J. S., and Kramers, J. D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2), 207-221.
- Stipanovich, P.N. y Methol, E.J. 1980. Comarca Norpatagónica. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, vol. 2, p. 1071-1097, Córdoba.
- Stoffregen, R. 1987 Genesis of Acid-Sulfate Alteration and Au-Cu-Ag Mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology* 82: 1575-1591.
- Strazzere, L., Gregori, D.A., Benedini, L., Marcos, P., Barros, M.V., Gerzales, M.C. y Pavón Pivetta, C. 2019. The Puesto Piris Formation: evidence of basin-development in the North Patagonian Massif during crustal extension associated with Gondwana breakup. *Geoscience Frontiers* 10(1): 299-314.
- Trendix Mining. <http://www.trendixmining.com.ar/proyectos/dos-lagunas-proyecto-metalifero.html>.
- Vera, E., Giacosa, R. y Falco, J. 2022. Evolución geológica del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 79(1): 1-24.
- Vermeesch, P. 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers* 9(5): 1479-1493.
- Vermeesch, P. 2021. On the treatment of discordant detrital zircon U-Pb data. *Geochronology* 3(1): 247-257.
- Watanabe, Y. y Hedenquist, J.W., 2001. Mineralogic and stable isotope zonation at the surface over the El Salvador porphyry copper deposit, Chile. *Economic Geology* 96: 1775-1797.
- Weber, E.I. 1983. Estratigrafía de la Formación Arroyo Salado, Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38(1): 1-18.
- White, N.C. 1991. High sulfidation epithermal gold deposits: characteristics, and a model for their origin. *Geological Survey of Japan Report* 277: 9-20.
- Zaffarana, C. 2020. Geología y evolución del volcanismo jurásico en Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(3): 341-356.