

## Estudio petrográfico, espectral y de susceptibilidad magnética de la alteración hidrotermal asociada con depósitos polimetálicos de Pb-Zn-Cu-Ag-Au, Sierra de Comechingones, Córdoba (Argentina).

*Petrographic, spectral and magnetic susceptibility study of hydrothermal alteration associated with Pb-Zn-Cu-Ag-Au polymetallic deposits in Sierra de Comechingones, Córdoba (Argentina).*

M. N. Maffini<sup>1,2</sup>, D. F. Ducart<sup>3,4</sup>, S. Radice<sup>1,2</sup>, J. Coniglio<sup>1</sup>, F. D'Eramo<sup>1,2</sup>, M. Demartis<sup>1,2</sup>, L. Pinotti<sup>1,2</sup>, A. Moreira Silva<sup>4</sup>, C. L. Bemfica Toledo<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC). Ruta Nacional 36, km 601 - CP X5800 - Río Cuarto, Córdoba, Argentina.  
E-mail: [nataliamaffini@gmail.com](mailto:nataliamaffini@gmail.com)

<sup>2</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

<sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Campinas - SP, Brasil.

<sup>4</sup> Universidade de Brasília (UnB). Brasília - DF, Brasil.

### RESUMEN

En el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones, extensión más austral de las Sierras de Córdoba (Argentina), se emplaza un conjunto de vetas polimetálicas con Pb, Zn, Cu, Ag, Au asociadas con zonas de alteración hidrotermal, que constituyen el registro de una época metalogénica ocurrida hacia fines del Paleozoico. En este trabajo la aplicación de técnicas espectrales en la región del SWIR (infrarrojo de onda corta) y magnéticas, poco usual en Argentina para este estilo de mineralización, demostró ser una herramienta eficaz en el estudio de las zonas alteradas y de utilidad para establecer *targets* de prospección y/o exploración. La asociación sericitacuarzo es el principal producto de alteración hidrotermal de las rocas de caja migmáticas, se desarrolla en franjas estrechas pero continuas que siguen el rumbo principal de las estructuras mineralizadas y pueden alcanzar hasta 5 metros de potencia hacia los laterales. En sectores localizados, una asociación carbonática de siderita-calcita se desarrolla como consecuencia de la alteración de anfibolitas intercaladas dentro de la secuencia metamórfica. En los espectros de reflectancia, la posición del rasgo de absorción Al-OH indicó una variación composicional y procesos de sustitución iónica en las micas blancas de origen hidrotermal, desde micas potásicas (longitudes de onda cercanas a 2200 nm) a micas con menor contenido relativo de Al en el sitio octaédrico (longitudes de onda > a 2210 nm) tendientes a la variedad fengita. Estas variaciones y su distribución espacial están controladas fundamentalmente por tres factores: 1) temperatura del fluido hidrotermal, 2) pH y/o 3) relación Mg-Fe/Al dentro del sistema fluido-roca. Los índices de cristalinidad (IC) calculados a partir de los datos espectrales revelaron la predominancia de illitas de alta cristalinidad con un leve incremento de este parámetro hacia las zonas proximales

---

Recibido el 8 de febrero de 2016 / Aceptado el 13 de octubre de 2016 / Publicado online el xx de marzo de 2017

**Citation / Cómo citar este artículo:** Maffini, M. N. et al., (2017). Estudio petrográfico, espectral y de susceptibilidad magnética de la alteración hidrotermal asociada con depósitos polimetálicos de Pb-Zn-Cu-Ag-Au, Sierra de Comechingones, Córdoba (Argentina). Estudios Geológicos 73(1): e061. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42408.403>.

**Copyright:** © 2017 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-Non Commercial (by-nc) Spain 3.0 License.

a las vetas mineralizadas. Las interestratificaciones de illita/esmectita hacia las zonas distales de algunas estructuras, reflejan la disminución de la temperatura del fluido y pueden ser utilizadas como vectores hacia las mineralizaciones. Las asociaciones hidrotermales sericita-cuarzo y siderita-calcita están frecuentemente afectadas por los procesos de oxidación supergénica que condujeron a una conspicua precipitación de hematita-goethita dentro de las zonas alteradas. El estado de oxidación del  $\text{Fe}^{+3}$  en estos minerales es la principal causa de la disminución del parámetro de susceptibilidad magnética de las rocas hospedantes. Desde una perspectiva regional, estas zonas de alteración hidrotermal caracterizadas por una alta abundancia de micas blancas de moderada a alta cristalinidad ( $\text{IC}=1,21-3,92$  e  $\text{IK}=0,21-0,23$ ), composiciones variables entre potásicas y fengíticas (absorción del enlace Al-OH entre 2200 y 2215 nm) y asociadas con zonas de hematización y bajos valores de susceptibilidad magnética ( $< 0,2 \times 10^{-3}$  SI), pueden considerarse como potenciales *targets* para futuras etapas de prospección y/o exploración de vetas polimetálicas emplazadas en el ambiente metamórfico de las Sierras Pampeanas.

**Palabras clave:** alteración hidrotermal; análisis espectral; illita fengítica; susceptibilidad magnética; Sierras de Córdoba.

## ABSTRACT

In the metamorphic basement of the Sierra de Comechingones, the southernmost extension of Sierras de Córdoba (Argentina), it is hosted a group of polymetallic Pb-Zn-Cu-Ag-Au veins associated with hydrothermal alteration zones, which are the result of a Late Paleozoic metallogenic period. In this paper, the application of spectral analysis in the SWIR (Short-Wave Infrared) region as well as magnetic techniques, unusual in Argentina for this style of mineralization, proved to be an effective tool in the study of altered areas and also useful to establish targets for mineral prospecting and/or exploration. A sericite-quartz assemblage is the main hydrothermal alteration product of the migmatic host rocks. It is developed into narrow but continuous altered zones which follow the main direction of the mineralized structures and can reach up to 5 meters to each side of the veins. Subordinately and locally, a carbonate siderite-calcite assemblage takes place as a result of altered amphibolites, which are interspersed within the metamorphic sequence. In the reflectance spectra, the wavelength position of the Al-OH absorption feature revealed compositional variations and cation substitutions in the hydrothermal white micas, ranging from potassic (wavelengths near 2200 nm) to micas with a lower octahedral Al content (wavelengths  $> 2210$  nm) towards phengite. These variations and the spatial distribution within the altered areas are primarily controlled by three main factors: 1) hydrothermal fluid temperature, 2) pH and/or 3) Mg-Fe/Al ratio in the fluid-rock system. The crystallinity indexes (CI) calculated from the spectral data, indicate the predominance of high crystallinity illites with a slight increase of this parameter towards the proximal zones to the mineralized veins. The illite/smectite mix-layered clays indicate a fluid temperature decrease towards the distal zones and they can be used as vectors to mineralization. Both sericite-quartz and siderite-calcite hydrothermal assemblages are frequently affected by supergene oxidation processes that led to a conspicuous precipitation of hematite-goethite within the altered areas. The oxidation state of  $\text{Fe}^{+3}$  in these minerals is the main cause of the decrease of the magnetic susceptibility parameter in the host rocks. With a regional perspective, these hydrothermal alteration zones characterized by a high abundance of white micas of moderate to high crystallinity ( $\text{CI}=1,21-3,92$  and  $\text{IK}=0,21-0,23$ ), compositions ranging from potassic to phengitic (Al-OH wavelengths between 2200-2215 nm) and associated with hematization zones and low magnetic susceptibility values ( $< 0,2 \times 10^{-3}$  SI), may be considered as potential targets for future prospecting and/or exploration of polymetallic veins hosted in the metamorphic environment of the Sierras Pampeanas.

**Keywords:** hydrothermal alteration; spectral analysis; phengitic illite; magnetic susceptibility; Sierras de Córdoba.

## Introducción

En el ámbito de las Sierras Pampeanas Orientales de Argentina se ubican varios distritos auríferos y polimetálicos que fueron interpretados como producto de una época metalogenética comprendida entre los  $\sim 390$  y  $\sim 290$  Ma (Skirrow *et al.*, 2000; Haerberlin *et al.*, 2002; Mutti *et al.*, 2007). Entre los más importantes pueden mencionarse los distritos de vetas auríferas Candelaria, San Ignacio y Río Hondo, en la Sierra Grande de Córdoba; las vetas polimetálicas de Pb-Ag-Zn de los distritos

El Guaico y La Argentina, en la Sierra Grande de Córdoba y de los distritos Las Guindas y Oro en la Sierra de Comechingones (Fig. 1a), como así también distritos polimetálicos en la provincia de San Luis y el distrito aurífero El Abra en la Sierra de las Minas, provincia de La Rioja. Si bien en la actualidad no existe extracción metalífera en estas regiones, muchos de estos depósitos constituyeron minas en décadas pasadas con producción de metales base y metales preciosos.

Además de una asociación temporal los yacimientos mencionados comparten ciertas características

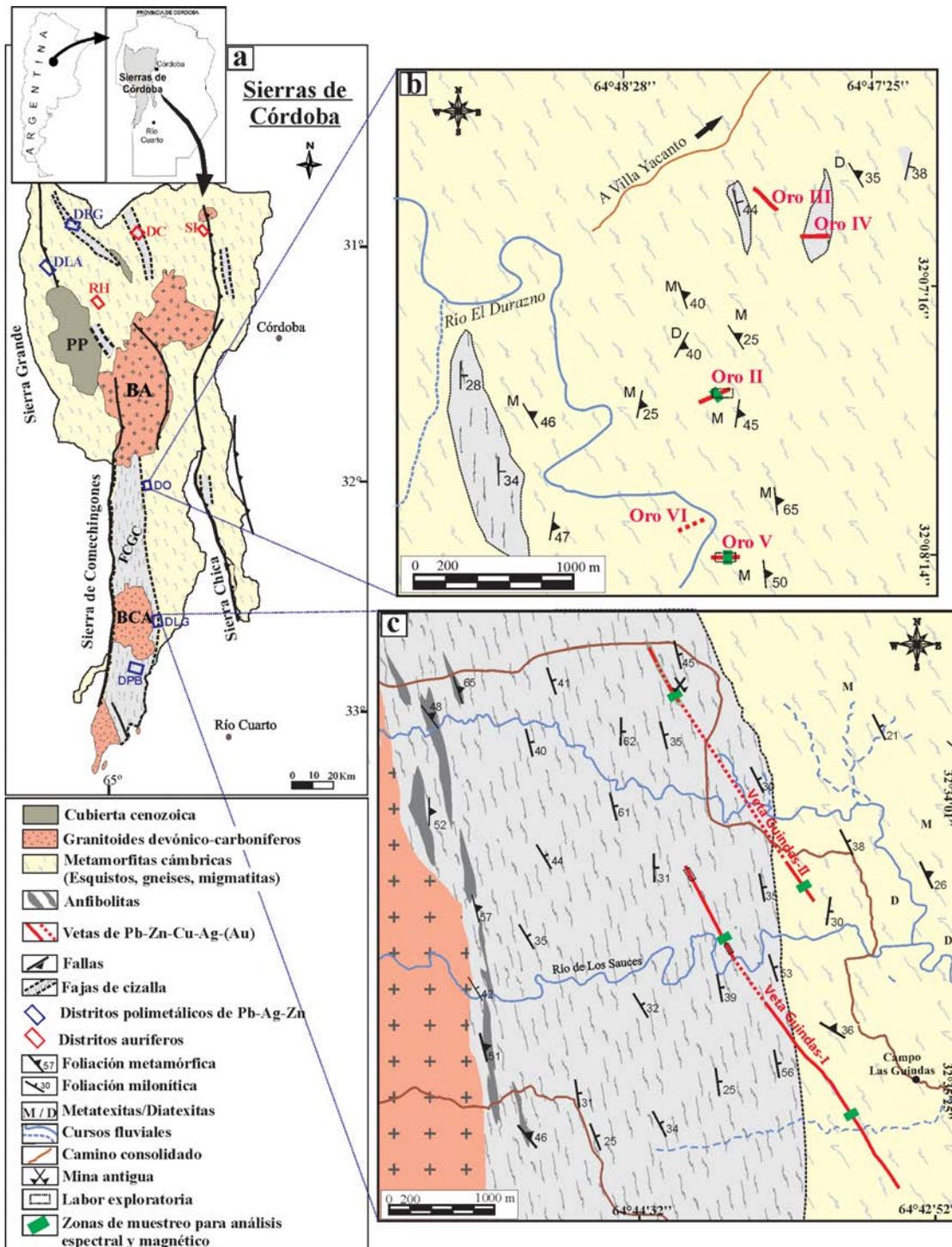


Fig. 1.—a) Mapa geológico simplificado de las Sierras de Córdoba con la ubicación de las áreas de estudio y de los principales distritos de vetas auríferas y polimetálicas (Abreviaturas: PP: Pampa de Pocho; BA: Batolito de Achala; BCA: Batolito Cerro Áspero; FCGC: faja de cizalla Guacha Corral; RH: mina Río Hondo; DC: Distrito Candelaria; SI: mina San Ignacio; DEG: Distrito El Guaico; DLA: Distrito La Argentina; DPB: Distrito Piedra Blanca; DLG: Distrito Las Guindas; DO: Distrito Oro. b) y c) Geología de los distritos Oro y Las Guindas, respectivamente, con la localización de las zonas de muestreo para análisis espectral y magnético.

geológicas diagnósticas y, aunque presentan variantes, es posible agruparlos dentro del modelo de vetas mesotermiales emplazadas en cinturones metamórficos (Groves *et al.*, 2003). Por lo general, estos depósitos se emplazan dentro o en las proximidades de fajas de cizalla dúctil-frágiles de variada extensión y desarrollo, originadas durante el Ordovícico y el Devónico Temprano. Las estructuras mineralizadas pueden alcanzar la decena de kilómetros y se desarrollan próximas a plutones graníticos devónico-carboníferos (Fig. 1a) cuya vinculación genética no está aún del todo resuelta. En todos los casos, las vetas mineralizadas desarrollan franjas de alteración hidrotermal controladas estructuralmente, donde una alteración sericitica es siempre dominante. En el contexto regional, una síntesis sobre esta tipología de depósitos fue realizada por Skirrow *et al.* (2000), Mutti *et al.* (2007) y más recientemente por Brodtkorb *et al.* (2014).

La presente contribución tiene como principal objetivo caracterizar la alteración hidrotermal vinculada con las mineralizaciones polimetálicas de la Sierra de Comechingones (distritos Las Guindas y Oro; Fig. 1), mediante la aplicación de tres herramientas: 1) espectroscopía de reflectancia, 2) susceptibilidad magnética y 3) petrografía; con el fin de aportar nuevos elementos indicadores para la identificación de rocas con alteración hidrotermal en las Sierras Pampeanas. La espectroscopía de reflectancia es una técnica conocida y efectiva para la identificación mineralógica que permite precisión en la definición de zonas y asociaciones de alteración hidrotermal en una amplia variedad de yacimientos y depósitos minerales (pórfidos cupríferos, epitermales de alta y baja sulfuración, sulfuros masivos, oro orogénico, depósitos kimberlíticos, skarns, entre otros; Hauff, 2008), sin embargo, su aplicación práctica sobre los depósitos mesotermiales de las Sierras Pampeanas, no había sido hasta aquí corroborada.

Las micas blancas (sericita) de origen hidrotermal son minerales diagnósticos en las zonas alteradas y presentan respuestas espectrales características en la región del infrarrojo de onda corta (SWIR, 1000-2500 nm). Dentro de este grupo pueden incluirse variadas especies de filosilicatos di-octaédricos, de fórmula general  $(K, Na)_2 (Al, Fe, Mg)_4 (Al, Si)_8 O_{20} (OH)_4$ , que forman una serie de soluciones sólidas entre muscovita, paragonita y celadonita. La sustitución de  $Al^{+3}$  por  $Mg^{+2}$  y/o  $Fe^{+2}$  en el sitio octaédrico

de las micas blancas es uno de los cambios composicionales más frecuentes, que da lugar a la serie de las micas fengíticas (Ernst, 1963; Velde, 1965; Rieder *et al.*, 1998; Yang *et al.*, 2001), cuya ocurrencia suele ser utilizada como marcador mineralógico para la identificación de rocas afectadas por procesos hidrotermales (Yang *et al.*, 2001; Tappert *et al.*, 2013; Peter *et al.*, 2015).

Numerosos estudios (Kruse & Hauff, 1991; Scott & Yang, 1997; Thompson *et al.*, 1999; Herrmann *et al.*, 2001; Yang *et al.*, 2001 y 2011; Ducart *et al.*, 2006; van Ruitenbeek *et al.*, 2005 y 2006; Bishop *et al.*, 2008; Hauff, 2008; Sonntag *et al.*, 2012; Guo *et al.*, 2012; Tappert *et al.*, 2013; Laakso *et al.*, 2015 y 2016; Peter *et al.*, 2015) demuestran que la espectroscopía de reflectancia puede ser utilizada no sólo para identificar diversas especies de micas blancas sino para cuantificar sus variaciones composicionales debidas a procesos de sustitución iónica. El contenido de Al en el sitio octaédrico ( $Al^{VI}$ ) es determinado por la posición (en longitudes de onda) del rasgo de absorción del enlace Al-OH alrededor de 2200 nm. En este sentido, la técnica espectral ofrece una alta eficiencia en rutinas de prospección y/o exploración minera ya que permite obtener un mayor volumen de información en cortos períodos de tiempo y a bajos costos, en comparación con otros métodos analíticos convencionales (microsonda electrónica, microscopio electrónico de barrido, fluorescencia de rayos X).

Si bien las zonas alteradas abordadas en este trabajo a escala regional están restringidas a los metalotectos estructurales, esto no ha significado una limitante en la aplicación de los métodos espectrales y magnéticos. Los diferentes parámetros obtenidos (composición de micas blancas, abundancia, índice de cristalinidad y susceptibilidad magnética) y el análisis de sus variaciones en las zonas próximas a las vetas mineralizadas, muestran la potencial utilidad de estas técnicas para la prospección de mineralizaciones auríferas y polimetálicas en las Sierras Pampeanas.

## Geología de las mineralizaciones de Pb-Zn-Cu-Ag-Au

La Sierra de Comechingones constituye el cordón orográfico más austral de las Sierras de Córdoba (Fig. 1a) y está compuesta por un basamento

ígneo-metamórfico de edad paleozoica, que ha evolucionado a través de diferentes eventos orogénicos como consecuencia de las continuas convergencias sobre el borde occidental del antiguo continente Gondwana (Otamendi *et al.*, 2004). Las vetas polimetálicas con Pb-Zn-Cu-Ag-Au se emplazan en el ambiente metamórfico tanto dentro de la faja de cizalla Guacha Corral, la más extensa de las Sierras de Córdoba (Fagiano *et al.*, 2002; Martino, 2003), como en zonas migmáticas poco o nada afectadas por la deformación milonítica.

El distrito Las Guindas se ubica en el sector central de la Sierra de Comechingones, en los alrededores del campo homónimo, al este del batolito devónico Cerro Áspero. Involucra dos importantes estructuras mineralizadas de rumbo NNO (Vetas Guindas-I y Guindas-II), de las más extensas observadas hasta el momento en todo el ámbito metamórfico (Fig. 1c). Por otro lado, el distrito Oro comprende un conjunto de seis vetas (Vetas Oro-II, Oro-III, Oro IV, Oro-V, Oro-VI y Oro-VII) de escaso desarrollo longitudinal y rumbos NNO y E-O, localizadas al norte de la Sierra de Comechingones (Fig. 1b). El emplazamiento ha sido controlado por estructuras frágiles de tipo *strike-slip* que cortan discordantemente los patrones de la foliación metamórfica y/o milonítica de las rocas hospedantes, generando desplazamientos de rumbo a diferentes escalas. De acuerdo con Maffini (2015) y Maffini *et al.* (en revisión), este conjunto de mineralizaciones polimetálicas fue producto de un evento hidrotermal ocurrido hacia fines del Paleozoico, durante un período tectónico distensivo que sucedió a la intrusión de los batolitos devónicos Cerro Áspero y Achala. La movilización y circulación de los fluidos hidrotermales a través de sitios estructuralmente favorables de la corteza habrían sido impulsadas por una anomalía térmica regional generada por cuerpos intrusivos carboníferos no exhumados, cuya presencia ha sido inicialmente inferida por Lyons *et al.* (1997) y Sims *et al.* (1997) a partir de datos aeromagnéticos y recientemente avalada por nuevos estudios de geofísica efectuados por Radice *et al.* (2014).

En ambos distritos, las vetas se componen principalmente de cuarzo y la mineralización metalífera se distribuye de manera discontinua a lo largo de las estructuras, conformando bolsones mineralizados (*ore shoots*) que se intercalan con zonas estériles.

En los *ore shoots* el cuarzo presenta contenidos variables de galena, esfalerita, pirita, calcopirita, tetraedrita y telururos de Ag(Au). En las zonas oxidadas se desarrolla una amplia variedad de minerales secundarios como covellina, limonitas, cerusita, anglesita, malaquita, azurita, smithsonita, hemimorfita y halogenuros de Ag (iodargirita; Maffini *et al.*, 2013). Los análisis de geoquímica de metales preciosos efectuados por Maffini (2015) revelaron tenores de Au variables entre <0,03 y 10,54 g/t y tenores de Ag entre <2 y 216 g/t. Estas concentraciones fueron determinadas sobre muestras de superficie en diferentes segmentos de veta de 20-30 cm de espesor, donde los mayores valores se registraron en las zonas oxidadas y mayormente afectadas por los procesos supergénicos. Los metales preciosos Ag y Au se encuentran invariablemente ligados a altos contenidos de Pb, Zn y Cu, lo que demuestra la vinculación entre estos elementos durante los períodos de mineralización (Maffini, 2015).

La alteración hidrotermal de las rocas de caja constituye un metalotecto diagnóstico de las mineralizaciones en estudio y en todos los casos presenta un marcado control estructural, sin embargo, su distribución e intensidad son variables en las diferentes vetas. Las zonas alteradas constituyen franjas continuas que siguen el rumbo general de las estructuras y en las cuales son evidentes los procesos de metasomatismo que transformaron textural y mineralógicamente a las rocas del basamento durante la circulación de los fluidos hidrotermales. El espesor de las zonas alteradas puede variar desde algunas decenas de centímetros hasta cinco metros desde el contacto con las vetas, siendo generalmente mayor en las zonas adyacentes a los *ore shoots*. El reemplazo de los minerales metamórficos por la asociación sericita-cuarzo fue el principal resultado de la interacción fluido-roca desde los inicios de la actividad hidrotermal en todos los sistemas de vetas observados.

Los estudios preliminares de inclusiones fluidas efectuados por Maffini (2015) en diferentes generaciones de cuarzo hidrotermal evidencian el entrapamiento de un fluido acuo-carbónico, de salinidad moderada a baja, con relaciones de fase variables entre H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> y cristales hijos cuya composición se encuentra en fase de estudio. Las temperaturas de homogeneización obtenidas sugieren que la

deposición mineral ocurrió en un rango de temperaturas mínimas de 180°-320°C. Las mayores temperaturas se correlacionan con un estadio temprano de mineralización en el que sólo ha precipitado cuarzo, mientras que las menores temperaturas se correlacionan con un segundo estadio de precipitación de las fases metálicas.

Si bien las metodologías y resultados presentados en este trabajo aportan elementos específicos al modelo metalogénico de las mineralizaciones hidrotermales polimetálicas de la Sierra de Comechingones, una caracterización ampliada de sus aspectos estructurales, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos puede obtenerse de los trabajos de Maffini (2015) y Maffini *et al.* (2012; 2013; 2015 y en revisión).

## Muestreo y métodos

Para el análisis espectral y de susceptibilidad magnética fueron recolectadas 23 muestras de roca de aproximadamente 10 x 10 cm de superficie, representativas de zonas alteradas y no alteradas. En el distrito Las Guindas se muestrearon las franjas de alteración en las dos vetas principales, Guindas-I y Guindas-II, en sus segmentos norte y sur (Fig. 1c), mientras que en el distrito Oro el muestreo abarcó a las vetas Oro-II y Oro-V que son portadoras de la mayor cantidad de mineralización en superficie (Fig. 1b). Vale aclarar que la subdivisión de las vetas Guindas en dos segmentos, norte y sur, responde a un criterio de ambiente de emplazamiento. Los segmentos norte de ambas estructuras se encuentran emplazados en protomilonitas y milonitas dentro del dominio de la faja de cizalla Guacha Corral, mientras que en los segmentos sur las vetas se hospedan en rocas migmáticas poco o nada deformadas. La extracción de las muestras se llevó a cabo mediante perfiles perpendiculares a las estructuras, abarcando las zonas alteradas desde el contacto inmediato con las vetas hasta las zonas sin alteración hidrotermal. En el caso particular de las vetas Oro, debido a que las zonas metasomáticas son generalmente de escaso desarrollo, sólo se tomaron pares de muestras correspondientes a roca alterada y roca no alterada. En todos los casos la preparación de las muestras consistió en la eliminación de costras de meteorización y su secado al aire libre.

Las mediciones espectrales fueron realizadas en el *Laboratório de Espectroscopia de Reflectância e Propriedades Físicas de Rocha* de la Universidade de Brasilia (UnB) mediante la utilización de un espectroradiómetro ASD-FieldSpec3 Hi-Res (*Analytical Spectral Devices*). Este equipo mide la reflectancia en un rango de longitudes de onda entre el visible e infrarrojo próximo (VNIR: 350-1000 nm) e infrarrojo de onda corta (SWIR: 1000-2500 nm), con un intervalo de muestreo de 1,4-2 nm y una resolución espectral de 3-8 nm. Para su calibración se utilizó un panel de referencia estándar Spectralon™. Las mediciones fueron realizadas a través de una pistola de contacto con una ventana de adquisición de 1 cm<sup>2</sup>, tomando sobre cada muestra entre 4 y 7 mediciones según sus heterogeneidades. Como resultado se obtuvo un total de 111 espectros de reflectancia.

El procesamiento e interpretación de las firmas espectrales fueron realizados por medio del programa TSG PRO teniendo en cuenta tres objetivos principales: 1) caracterizar la mineralogía de cada muestra, 2) determinar las proporciones entre mica blanca y esmectita resultantes de la mezcla mineral y 3) determinar el ordenamiento estructural o cristalinidad de micas blancas y caolinita. Para tales fines, fueron analizadas la profundidad, forma y longitud de onda de los principales rasgos de absorción y luego comparados con firmas espectrales de referencia de la biblioteca espectral de la USGS.

La composición de las micas blancas ha sido determinada a partir de la posición del rasgo de máxima absorción que refleja el contenido de Al<sup>VI</sup>, alrededor de los 2200 nm. En base a este parámetro y de acuerdo con Pontual *et al.* (1997) la clasificación de las micas blancas es la siguiente:

1. < 2190 nm: paragonita (Na<sub>2</sub>Al<sub>4</sub> [Al<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>20</sub>] [OH]<sub>4</sub>) o illita paragonítica.
2. 2190 - 2200 nm: tendiente a paragonita o illita tendiente a paragonítica.
3. 2200 - 2210 nm: muscovita (K<sub>2</sub>Al<sub>4</sub> [Al<sub>2</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>20</sub>] [OH]<sub>4</sub>) o illita "normal" potásica.
4. 2210 - 2220 nm: tendiente a fengita o illita tendiente a fengítica.
5. > 2220 nm: fengita ([K<sub>2</sub> [Al<sub>3</sub> (Mg, Fe<sup>+2</sup>)] [AlSi<sub>7</sub>O<sub>20</sub>] [OH]<sub>4</sub>) o illita fengítica.

Esta clasificación de las micas blancas revela el grado de sensibilidad que los espectroradiómetros ofrecen a los mecanismos de sustitución iónica. A mayores contenidos de Al en el sitio octaédrico, el rasgo de máxima absorción del enlace Al-OH se desplaza hacia menores longitudes de onda, mientras que al aumentar las proporciones relativas de Mg y Fe la absorción ocurre a mayores longitudes de onda.

El índice de cristalinidad (IC) de las micas blancas fue calculado cuantitativamente en base a los conceptos de Pontual *et al.* (1997) mediante la siguiente relación: [profundidad del rasgo de absorción Al-OH (2200 nm)] / [profundidad del rasgo de absorción H<sub>2</sub>O (1900 nm)]. Un incremento en el contenido de H<sub>2</sub>O molecular se traduce en una disminución de la cristalinidad y, por consiguiente, en menores valores del IC. De este modo, valores del IC < 1 implican una mayor profundidad del rasgo de absorción de H<sub>2</sub>O con respecto al enlace Al-OH y cristalinidades bajas. Por el contrario, valores del IC > 1 implican una mayor absorción del enlace Al-OH con respecto al de H<sub>2</sub>O y cristalinidades moderadas a altas. Este parámetro, además, puede ser utilizado como un indicador de la proporción relativa entre micas blancas y esmectita en mezclas interestratificadas, donde su valor disminuye conforme aumenta la proporción de esmectita.

La abundancia relativa de micas blancas fue calculada a partir de la profundidad del rasgo de absorción del enlace Al-OH. Este es un valor adimensional relativo que puede estar influenciado por la presencia de otros minerales con Al en su composición (ej. clorita).

Las mismas muestras sometidas al análisis espectral fueron analizadas con un susceptíbilmetro MPP-EM2S+ (*Multi Parameter Probe*) fabricado por la *Instrumentation GDD INC.* Este instrumento consiste de una pistola ligada a una unidad de lectura (*Palm Top*) y los valores de susceptibilidad magnética son obtenidos en unidades x 10<sup>-3</sup> SI.

## Asociaciones de alteración hidrotermal

### *Sericita – cuarzo*

El término “sericita” es utilizado en este trabajo para hacer referencia a un agregado de minerales de origen hidrotermal, compuesto esencialmente de

micas blancas de grano fino con un grado de cristalinidad u ordenamiento estructural menor al de la muscovita. A partir de las observaciones de campo y del estudio petrográfico pudo reconocerse que la asociación sericita-cuarzo es el principal producto de alteración hidrotermal en todas las estructuras mineralizadas de los distritos Las Guindas y Oro. Esta alteración se desarrolla en franjas continuas de contactos netos o graduales según el caso, que siguen el rumbo general de las estructuras y presentan potencias de hasta 5 m hacia los laterales. La transformación textural y mineralógica de las rocas metamórficas aumenta progresivamente hacia los contactos con las vetas y es evidente a escala macroscópica. Cuando la sericitización afecta penetrativamente a milonitas, como ocurre en los segmentos norte de las vetas Guindas-I y Guindas-II (faja de cizalla Guacha Corral), se observa una notable reducción del tamaño de grano y una composición mineralógica dominada por micas blancas de grano fino que le confieren tonalidades blanquecino-verdosas y un brillo satinado característico (Figs. 2a y 2b).

Bajo el microscopio puede observarse cómo la sericita hidrotermal reemplaza parcial o totalmente a los porfiroclastos de las milonitas (Fig. 2c); a cristales de plagioclasa según direcciones de planos de macla (Fig. 2d) y a láminas de biotita y muscovita (Fig. 2e). Este reemplazo de muscovita metamórfica (originada a partir de biotita durante un evento de retrogradación de la faja de cizalla Guacha Corral) por sericita es una evidencia petrográfica diagnóstica que refleja la posterioridad del evento hidrotermal con respecto al evento de metamorfismo retrógrado de la faja de cizalla, tal como ya ha sido postulado por Maffini *et al.* (2012).

El proceso de sericitización implica esencialmente la hidrólisis de los minerales metamórficos y la precipitación de origen hidrotermal de sericita y cuarzo de grano fino. Las evidencias texturales indican que el proceso de alteración se inicia con el desequilibrio de los minerales feldespáticos. Los cristales de plagioclasa son reemplazados por sericita, primeramente a través de planos de macla hasta culminar en un reemplazo pseudomórfico de los granos. Este mismo proceso afecta al feldespato potásico, que es relativamente más resistente a la hidrólisis que la plagioclasa. La hidrólisis de los feldespatos implica la liberación de sílice, que

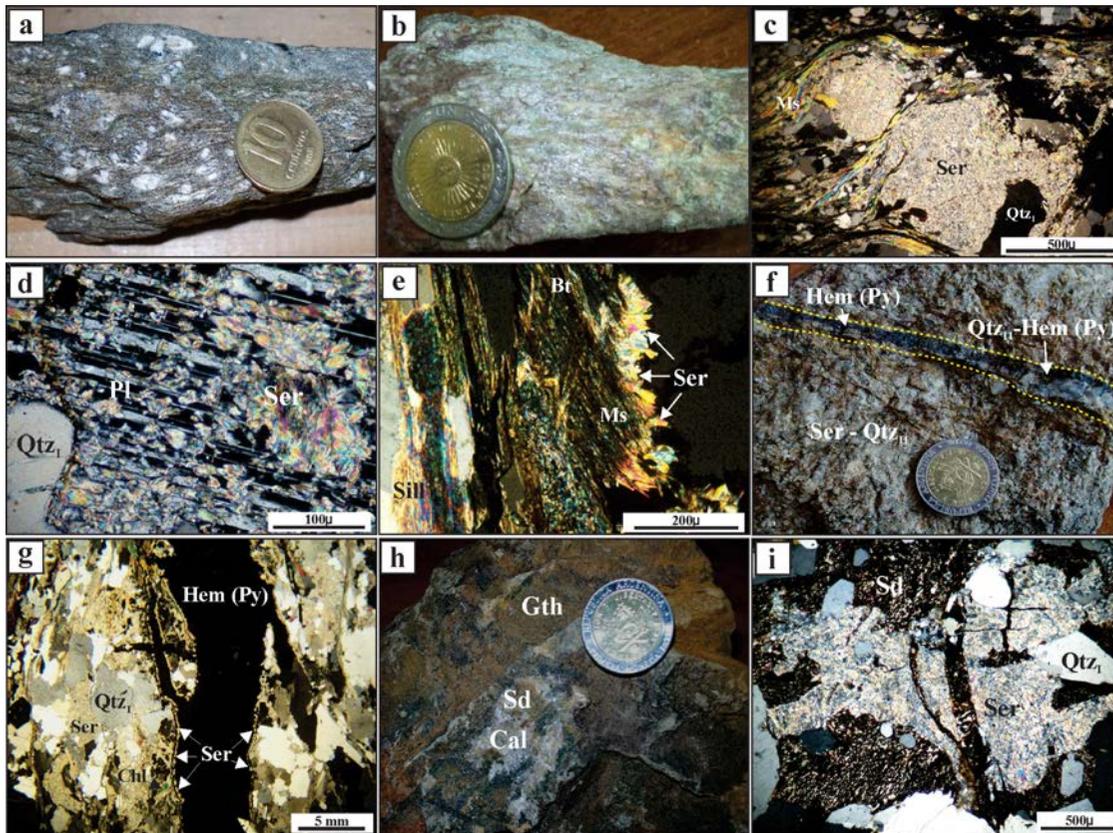


Fig. 2.—Petrografía de la alteración hidrotermal. a) Milonita de la faja de cizalla Guacha Corral no afectada por la alteración hidrotermal. b) Milonita con alteración hidrotermal penetrativa. Los minerales metamórficos fueron transformados totalmente en sericita - cuarzo. c) Reemplazo total de porfiroclastos feldespáticos de una milonita por sericita hidrotermal. d) Sericitización de plagioclasa a partir de direcciones de planos de macla. e) Sericita hidrotermal reemplazando a láminas de muscovita, esta última generada a partir de la desferrización de biotita durante una fase de metamorfismo retrógrado. f) y g) Procesos de fracturación y relleno en migmatita con desarrollo de vetillas de pirita-cuarzo-sericita. La pirita se encuentra transformada en hematita por oxidación supergénica. En g) se observa el crecimiento de sericita sobre los bordes de las vetillas. h) Anfibolita con alteración de carbonatos penetrativa. Los minerales metamórficos fueron totalmente reemplazados por siderita-calcita. A su vez, siderita posee pátinas de goethita por oxidación supergénica. i) Migmatita con alteración de cuarzo-sericita y siderita superpuesta a la anterior. (Las fotomicrografías c, d, e, i fueron tomadas bajo microscopio de luz transmitida, con analizador. La fotografía g fue tomada en lupa binocular con polarizador) (Abreviaturas minerales: Qtz<sub>l</sub>= cuarzo primario de origen metamórfico; Qtz<sub>h</sub>= cuarzo de origen hidrotermal; Ser= sericita; Ms= muscovita; Pl= plagioclasa; Sill= sillimanita; Bt= biotita; Hem= hematita; Chl= clorita; Gth= goethita; Sd= siderita; Cal= calcita; Py= pirita).

precipita como pequeños cristales de cuarzo dentro de los agregados de sericita. Asimismo, la desestabilización de minerales como biotita y granate conlleva a la liberación de Fe que es evidenciada por la precipitación de escasa hematita.

Dentro de los agregados de sericita suelen observarse pequeñas láminas de clorita cuya abundancia es considerablemente menor a las micas blancas y cuya distribución pudo ser precisada a través del análisis espectral. En el distrito Oro la clorita no fue observada, aunque sí la ocurrencia de granos de

epidoto, subidiomorfos a idiomorfos, espacialmente asociados con las micas blancas.

Si bien el proceso dominante en las rocas de caja es el reemplazo de los minerales metamórficos previos por los minerales de origen hidrotermal, también pueden verse afectadas por procesos de relleno y mineralización en microfracturas, que dan lugar a una red de finas vetillas compuestas esencialmente de cuarzo-pirita-sericita. La sericita hidrotermal a menudo crece radialmente sobre los bordes de estas vetillas (Figs. 2f y g) y la pirita en casi todos los

casos se observa transformada en agregados botroidales de hematita-goethita debido a los procesos supergénicos. La aplicación de técnicas espectrales permitió una mejor caracterización de estas asociaciones y precisión en el mapeo de su distribución y variaciones internas, tal cual será presentado en los próximos apartados.

### *Siderita – calcita*

Esta asociación de carbonatos se desarrolla en sectores localizados de las estructuras como consecuencia de la alteración de anfibolitas que se intercalan con las rocas migmáticas y, en ocasiones, son intruidas por las vetas mesotermales. La paragénesis primaria de las anfibolitas, formada por hornblenda + plagioclasa ± cuarzo ± diópsido ± biotita es reemplazada de manera penetrativa por siderita y calcita de origen hidrotermal (Fig. 2h) y de manera no penetrativa por sericita. La desestabilización de hornblenda, plagioclasa cálcica y diópsido conlleva a la liberación del Ca utilizado para la precipitación de calcita, en tanto que el Fe utilizado para la precipitación de siderita es removilizado principalmente de hornblenda y biotita.

Aunque en muy pocos casos, la alteración de carbonatos fue también observada en rocas migmáticas, donde la siderita se encuentra superpuesta o englobando a las micas blancas (Fig. 2i). La siderita

hidrotermal constituye, además, un mineral de ganga frecuente en las vetas, donde se presenta generalmente en típicos cristales romboédricos asociados con piritita y galena.

### **Distribución espacial de la alteración hidrotermal, parámetros espectrales y susceptibilidad magnética**

La aplicación de técnicas espectrales y magnéticas permitió en este trabajo no sólo precisar la distribución de las diferentes asociaciones minerales sino también establecer variaciones composicionales, de abundancia y de cristalinidad dentro de una misma asociación. En la Tabla 1 se detallan las variaciones encontradas en las asociaciones minerales dentro de los perfiles perpendiculares a las estructuras mineralizadas, desde las zonas proximales a las vetas hacia la roca no alterada. Por otro lado, en las Figs. 3 y 4 pueden observarse los resultados en dos de las zonas de muestreo de las vetas Guindas-I y Guindas-II, respectivamente (ver ubicación en Fig. 1c). Para cada zona se presenta un mapa esquemático con la localización de las muestras estudiadas y la distribución de las asociaciones de alteración (Figs. 3a y 4a), los espectros de reflectancia representativos de cada muestra (Figs. 3b y 4b) y gráficos de variación de diferentes parámetros espectrales y de la susceptibilidad magnética (Figs. 3c y 4c).

Tabla 1.—Síntesis de la distribución espacial de las principales asociaciones minerales de alteración hidrotermal, desde las zonas mineralizadas hacia el protolito no alterado.

Veta	Asociación de alteración hidrotermal proximal	Asociación de alteración hidrotermal distal	Roca de caja no alterada
<b>Guindas 1</b>	<b>Norte</b> Illita "normal" K – cuarzo – calcita (goethita)	Illita "normal" K \ Mont. (ILL/SM) – cuarzo - clorita (goethita – hematita)	Fe <sup>+2</sup> asociado a biotita – (caolinita AC – Mont). (milonita).
	<b>Sur</b> Illita fengítica — siderita – calcita (goethita).	Illita/Mont. – cuarzo - clorita – calcita -	Biotita - hornblenda (anfíbolita)
<b>Guindas 2</b>	<b>Norte</b> Illita fengítica –clorita (goethita)	Illita fengítica – clorita (goethita)	Fe <sup>+2</sup> asociado a biotita – (caolinita AC – Mont). (milonita).
	<b>Sur</b> Illita fengítica - cuarzo (goethita)	Illita fengítica- cuarzo - clorita – (goethita)	Fe <sup>+2</sup> asociado a biotita- illita (migmatita)
<b>Oro-II</b>	epidoto – Mont./Illita (SMILL) – cuarzo.		Fe <sup>+2</sup> asociado a biotita – (caolinita BC – Mont). (migmatita).
<b>Oro- V</b>	Illita "normal" K – cuarzo – (caolinita – goethita – hematita)		Fe <sup>+2</sup> asociado a biotita – (caolinita BC – Mont.) (migmatita).

Abreviaturas minerales: ILL/SM = mezcla interestratificada con mayor proporción de illita que de esmectita; SMILL = mezcla interestratificada con mayor proporción de esmectita que de illita; Mont=montmorillonita; caolinita BC=caolinita de baja cristalinidad; caolinita AC=caolinita de alta cristalinidad; Para cada caso, se indican entre paréntesis los productos de alteración supergénica y el tipo de roca afectado por la alteración hidrotermal (última columna).

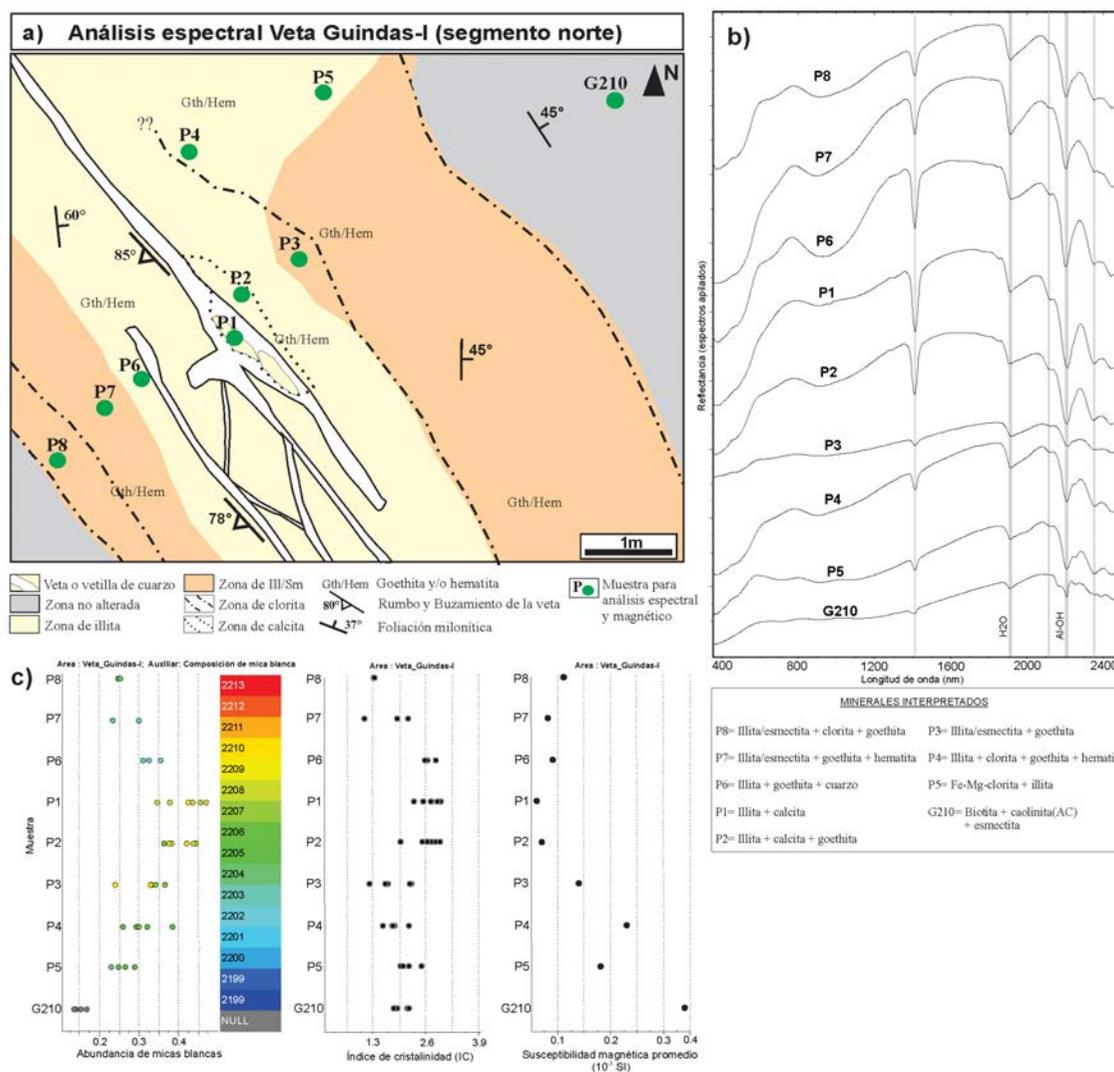


Fig. 3.—Resultados del estudio espectral y magnético en el segmento norte de la veta Guindas-I. a) Mapa esquemático con la ubicación del muestreo y la distribución de las diferentes asociaciones de alteración hidrotermal. b) Espectros de reflectancia representativos de cada muestra e interpretación mineralógica en base a los principales rasgos de absorción observados. Las líneas verticales de color gris indican las posiciones de absorción de Al-OH y H<sub>2</sub>O c) Gráficos de variación de los parámetros espectrales: abundancia de micas blancas en relación al rasgo de absorción del enlace Al-OH (izquierda), índice de cristalinidad (centro); y de la susceptibilidad magnética (derecha). Cada punto corresponde a una medición del parámetro correspondiente.

Exceptuando las milonitas retrogradadas a facies de esquistos verdes de la faja de cizalla Guacha Corral, las rocas del basamento no afectadas por la alteración hidrotermal carecen generalmente de micas blancas y la biotita es el filosilicato predominante (Tabla 1). Los espectros de reflectancia obtenidos en milonitas y en migmatitas no alteradas, indicaron la presencia de caolinita de grado de cristalinidad variable, cuyo origen se atribuye estrictamente a la meteorización de los feldespatos.

La espectroscopía de reflectancia mostró resultados consistentes con la petrografía. Las micas blancas (illita) son los minerales de alteración más abundantes y conspicuos en ambos distritos, con ocurrencias locales de esmectita, clorita, calcita, siderita y epidoto. La abundancia relativa de mica blanca en las rocas alteradas es entre 2 y 4 veces mayor respecto de las milonitas de la faja de cizalla y entre 10 y 20 veces mayor respecto de las migmatitas no afectadas por el proceso hidrotermal. En los gráficos de

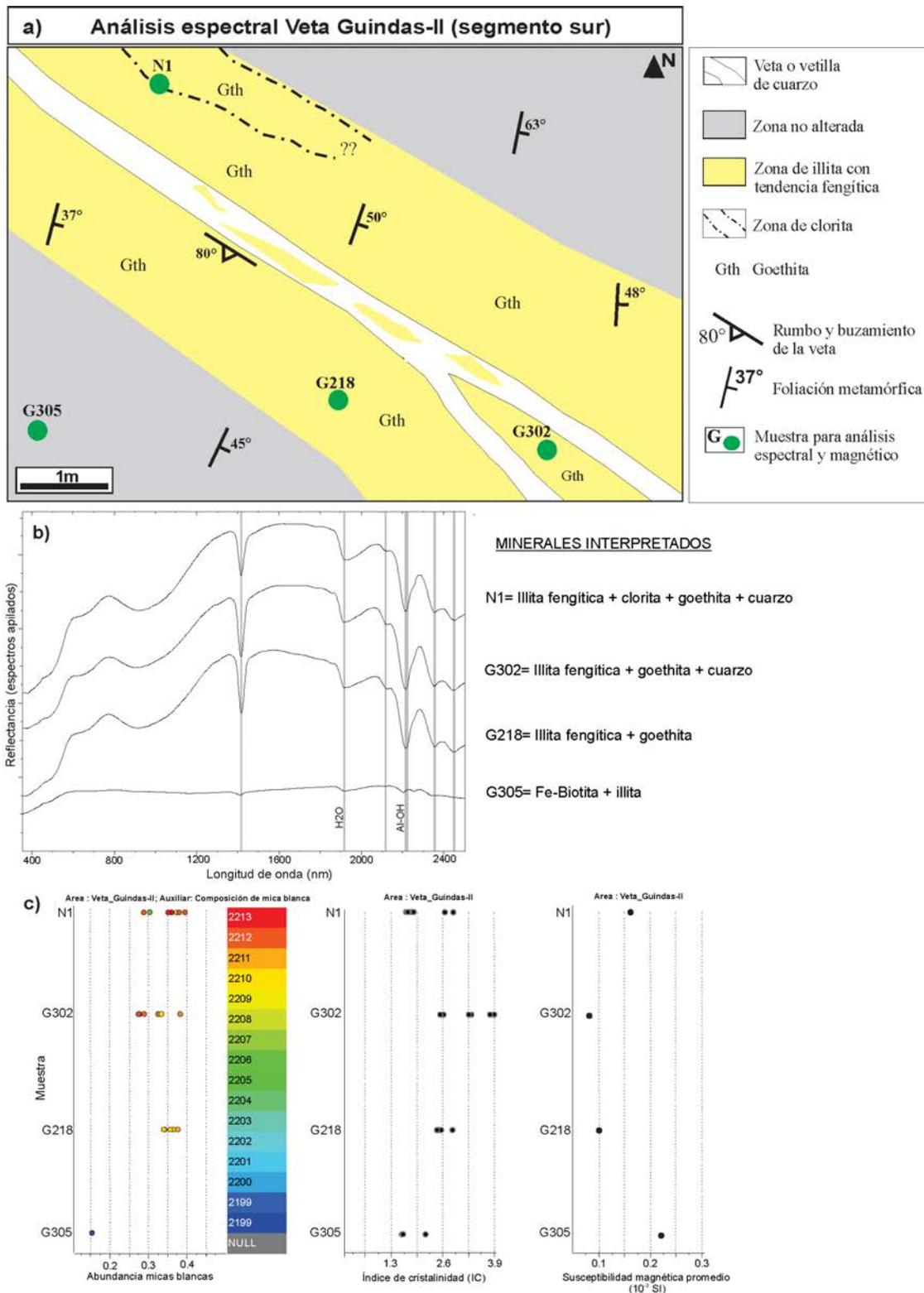


Fig. 4.—Resultados del estudio espectral y magnético en el segmento sur de la veta Guindas-II (explicaciones y referencias igual que en Fig. 3).

las Figs. 3c y 4c puede observarse que el parámetro de abundancia presenta un rango de variación para cada muestra analizada, sin embargo, el conjunto de valores muestra un patrón de aumento desde las zonas no alteradas hacia el contacto con las vetas. Este parámetro puede ser, por lo tanto, utilizado como un vector hacia las mineralizaciones, exceptuando casos puntuales en que la alteración hidrotermal se desarrolla sobre anfibolitas y la asociación de carbonatos domina por sobre la sericitización.

En la veta Guindas-I, tanto en su segmento norte como sur, se identificó una zonación en la asociación sericita-cuarzo, con illita pura en la zona proximal a las vetas a illita/esmectita (montmorillonita) y clorita en la zona distal, conformando posiblemente una interstratificación (*mixed-layer clays*) (Tabla 1 y Fig. 3a). La presencia de esmectita es evidenciada en los espectros por un leve incremento en la profundidad del rasgo de absorción de H<sub>2</sub>O alrededor de 1900 nm (Fig. 3b). En el segmento sur de la veta Guindas-I se observó un rasgo particular en la composición de la illita, que posee una tendencia fengítica cerca de las vetas mineralizadas y varía a una composición “normal” potásica al aumentar la distancia (Tabla 1). La componente fengítica fue evidenciada en este caso por valores del rasgo de absorción de Al-OH entre 2211 y 2215 nm, mientras que las micas de la zona distal presentaron valores entre 2207 y 2210 nm, indicativos de contenidos de Al<sup>VI</sup> cercanos a la fórmula ideal de la illita (4 a.p.f.u.). En el segmento norte de la misma estructura, la absorción Al-OH ocurrió en un rango de 2202 y 2211 nm, con una marcada correlación positiva entre este parámetro y el parámetro de abundancia (Fig. 3c).

En el caso de la veta Guindas-II, la composición de la illita no ha mostrado variaciones dentro de las zonas alteradas, presenta una tendencia fengítica en los dos segmentos muestreados con rasgos de absorción de Al-OH entre 2210 y 2213 nm (Fig. 4a y b). Esta componente fengítica e incluso la ocurrencia de celadonita en proximidades a la veta Guindas-II, ha sido también detectada a través de estudios de Difracción de Rayos X (DRX) de fracciones de illita < 2 $\mu$ , efectuados por Maffini *et al.* (en revisión). Por otro lado, no se observaron en esta estructura interstratificaciones de illita/esmectita, aunque sí la aparición de clorita preferentemente en las zonas distales (Tabla 1 y Fig. 4).

En las vetas Oro, la illita hidrotermal es de composición normal, con valores del rasgo de absorción de Al-OH entre 2205 y 2209 nm. En el caso particular de la veta Oro-II, existe una interstratificación con mayor proporción de esmectita que de illita, evidenciada en los espectros por una mayor profundidad del rasgo de absorción de H<sub>2</sub>O con respecto al rasgo de Al-OH. En este sector la clorita está ausente y aparece epidoto dentro de la asociación hidrotermal (Tabla 1).

Los valores del índice de cristalinidad (IC) de las micas blancas calculados a partir de los datos espectrales resultaron > 1 en la totalidad de los perfiles analizados del distrito Las Guindas, indicando de acuerdo con Pontual *et al.* (1997), cristalinidades de la illita moderadas a altas. En la veta Guindas-I se registraron valores del IC variables en un rango de 1,21-3; mientras que en la veta Guindas-II la illita hidrotermal alcanza una mayor cristalinidad, con IC comprendidos entre 1,65-3,92. En todas las zonas muestreadas de este distrito los valores del IC muestran, en conjunto, un patrón de aumento dentro de las zonas alteradas conforme aumenta la proximidad a las vetas (Figs. 3c y 4c). A su vez, estos IC obtenidos a partir de los datos espectrales muestran coherencia con los Índices de Kübler (IK; Kübler, 1987) obtenidos por Maffini *et al.* (en revisión) en muestras proximales de los mismos perfiles, con valores característicos entre 0,21-0,23 correspondientes al polítipo 2M.

En el distrito Oro se observaron diferencias notorias en la cristalinidad de la illita de las dos vetas estudiadas. Por un lado, los IC  $\approx$  2 e IK  $\approx$  0,20 (Maffini *et al.* en revisión) a lo largo de la veta Oro-V son similares a los obtenidos en el distrito Las Guindas, sin embargo, en la veta Oro-II la illita hidrotermal es de baja cristalinidad (IC = 0,42-0,92) y se encuentra subordinada a la esmectita, tal como fue descrito anteriormente.

Salvo en escasas excepciones, los espectros de reflectancia de los perfiles estudiados revelaron la conspicua presencia de goethita y/o hematita dentro de las franjas alteradas, en zonas proximales y distales (Tabla 1; Figs. 3 y 4), siendo esto consistente con la amplia distribución de los procesos de oxidación observados en el campo y en la petrografía.

Los valores promedio de susceptibilidad magnética de las rocas con alteración hidrotermal resultaron

entre 2 a 4,25 veces inferiores con respecto a los valores típicos de las metamorfitas no alteradas en la zona de Las Guindas y de 1,5 a 3 veces inferiores en la zona de las vetas Oro. De acuerdo con los datos obtenidos, fue posible identificar diferentes comportamientos magnéticos de las rocas, sin duda vinculados con la composición mineralógica y sobre todo con el estado de oxidación del Fe en los minerales. En la Tabla 2 se muestran los diferentes rangos de susceptibilidad magnética característicos de cada asociación mineral. Además de apreciarse cómo en las zonas de alteración hidrotermal, se reducen los valores de susceptibilidad magnética de las rocas (Figs. 3c y 4c), se observa claramente cómo esta reducción alcanza su mayor magnitud cuando illita (independientemente de su composición) se encuentra asociada con hematita-goethita ( $\text{Fe}^{+3}$ ). Asimismo, puede verse que ante la presencia de clorita o siderita ( $\text{Fe}^{+2}$ ) la disminución de la susceptibilidad magnética es menos marcada.

## Discusión

Tal como ha sido demostrado en diversos estudios mineralógicos y metalogenéticos, la estabilidad de los minerales de alteración dentro de un ambiente hidrotermal depende principalmente de tres factores: 1) temperatura, 2) pH del fluido y 3) composición química del sistema fluido-roca (Hemley & Jones, 1964; Steiner, 1968; Meunier & Velde, 1982; Bishop

& Bird, 1987; Eberl *et al.*, 1987; Reyes, 1990). En los distritos estudiados, la composición química y mineralógica de las rocas del basamento ejerció un importante control sobre la composición de los productos hidrotermales y esto puede verse reflejado en la distribución de las asociaciones sericita-cuarzo y siderita-calcita. Mientras que la asociación sericita-cuarzo, de amplio desarrollo y continuidad, ha sido el principal resultado de la alteración de rocas migmatíticas –con diferentes grados de deformación–, la asociación siderita-calcita se desarrolló selectivamente en zonas donde los fluidos hidrotermales alteraron anfibolitas. En estos casos, la precipitación de los carbonatos se vio favorecida por una alta disponibilidad de Ca y Fe liberados de la paragénesis primaria. El estado de oxidación del  $\text{Fe}^{+2}$  en todos los minerales de origen hidrotermal (siderita, illita con tendencia fengítica, clorita, pirita) pone de manifiesto el carácter reducido de los fluidos durante los procesos de alteración. Los principales mecanismos redox que condujeron a la oxidación y precipitación de  $\text{Fe}^{+3}$  se vinculan con los estadios de alteración supergénica.

Las mismas variables de temperatura, acidez del fluido y composición del sistema fluido-roca son las que también controlan los mecanismos de sustitución iónica en las micas blancas. Mayores temperaturas y mayor acidez relativa de los fluidos hidrotermales favorecen los procesos de hidrólisis y la formación de micas di-octaédricas más ricas en

Tabla 2:—Valores de susceptibilidad magnética promedio y rangos característicos de las diferentes asociaciones minerales en rocas no alteradas y con alteración hidrotermal.

Asociación mineral	Rango de susceptibilidad magnética promedio (x 10 <sup>-3</sup> SI)
Migmatita/milonita sin alteración hidrotermal	
Abundante biotita ( $\text{Fe}^{+2}$ ) + Qtz + Plg + Grt + Sill	0,22 - 0,34
Migmatita/milonita con alteración hidrotermal	
Ill fengítica ( $\text{Fe}^{+2}$ ) + Qtz + [Hem-Gth ( $\text{Fe}^{+3}$ )]	0,08 – 0,1
Ill fengítica ( $\text{Fe}^{+2}$ ) + Qtz + Chl + [Gth ( $\text{Fe}^{+3}$ )]	0,17
Ill normal ± Sm + [Hem-Gth ( $\text{Fe}^{+3}$ )]	0,06 – 0,1
Ill normal ± Chl + [Hem-Gth ( $\text{Fe}^{+3}$ )]	0,11 – 0,23
Sm + Ill normal + Ep	0, 05
Anfibolita con alteración hidrotermal	
Ill fengítica ( $\text{Fe}^{+2}$ ) + Qtz + Sid ( $\text{Fe}^{+2}$ ) + Cal + [Gth ( $\text{Fe}^{+3}$ )]	0,13

Abreviaturas minerales: Qtz=cuarzo; Plg=plagioclasa; Grt=granate; Sill=sillimanita; Ill=illita; Hem=hematita; Gth=goethita; Sid=siderita; Chl=clorita; Sm=esmectita; Cal=calcita; Ep=epidoto. Para cada caso se indica entre corchetes la asociación de óxidos de hierro originados por alteración supergénica.

Al (Bishop & Bird, 1987; Yang *et al.*, 2001; Tappert *et al.*, 2013). A su vez, la relación Mg-Fe/Al en el sistema fluido-roca juega un rol clave en la generación de micas fengíticas (Yang *et al.*, 2001). En nuestro estudio, la posición del rasgo de absorción del enlace Al-OH ha sido el principal parámetro indicador de los mecanismos de sustitución iónica y de la variación composicional de las micas blancas en las diferentes áreas muestreadas, desde potásicas (longitudes de onda cercanas a 2200 nm) a micas con tendencia fengítica, con menor contenido relativo de Al<sup>VI</sup> (longitudes de onda > a 2210 nm). Debido a que este rasgo de absorción Al-OH nunca excedió los 2215 nm, puede interpretarse que la sustitución iónica de Al por Fe y/o Mg en el sitio octaédrico en ninguno de los casos analizados ha sido completa, sin embargo, la cuantificación más precisa de estos mecanismos requeriría de análisis de química mineral, previstos para una instancia próxima de estudio. Asimismo, los máximos valores de absorción (alrededor de 2215 nm) se observaron en muestras con presencia de otras especies minerales conteniendo Fe<sup>+2</sup>, como siderita o clorita, lo que evidencia la disponibilidad de este elemento en el sistema. En las Sierras Pampeanas, la illita con tendencia fengítica podría ser de ahora en más utilizada como indicador mineralógico en el reconocimiento de áreas alteradas hidrotermalmente, uno de los principales objetivos en cualquier esquema de prospección minera.

La cristalinidad de la illita demostró ser un parámetro vector que se incrementa ligeramente dentro de las zonas alteradas conforme aumenta la proximidad a las vetas mineralizadas. Los valores > 1 del índice de cristalinidad (IC) obtenidos en la totalidad de los perfiles del distrito Las Guindas y en uno de los perfiles del distrito Oro, revelaron cristalinidades de la illita de moderadas a altas, consistentes con los índices de Kübler entre 0,21-0,23 y con la predominancia de politipos 2M determinados por Maffini *et al.* (en revisión). En los espectros de reflectancia, las illitas 2M presentan típicamente rasgos de absorción pronunciados y relativamente simétricos del enlace Al-OH (Figs. 3b y 4b) en comparación con las illitas de menor orden estructural (1M), en las que este rasgo presenta menor profundidad y simetría (Kruse & Hauff, 1991).

En los sistemas hidrotermales, los cambios en el ordenamiento estructural de las micas y/o arcillas

se llevan a cabo a temperaturas específicas por lo que a menudo pueden ser utilizadas como geotermómetros. Exceptuando el caso de la veta Oro-II, los parámetros espectrales obtenidos en este trabajo (IC, variedad de micas blancas) y los parámetros obtenidos por DRX en las muestras proximales a las vetas mineralizadas (IK y politipos de illita; Maffini *et al.* en revisión), permiten restringir la temperatura de los fluidos hidrotermales en un rango aproximado entre 220°-300°C (illitas de anquizona-epizona en el esquema de Kübler, 1987 y Kübler & Jaboyedoff, 2000), dentro del cual la ocurrencia de composiciones fengíticas es posible (Steiner, 1968 y 1977; Reyes, 1990; Meunier & Velde, 1982 y 2013). Este rango resulta consistente con el rango de temperaturas de homogeneización (180°-320°C) obtenido por Maffini (2015) en las inclusiones fluidas del cuarzo hidrotermal, por lo tanto, la depositación mineral y la alteración sericítica podrían haber ocurrido a temperaturas similares.

La ligera disminución del IC y la generación de arcillas expansibles (esmeclita) son un reflejo de la disminución de la temperatura de los fluidos hidrotermales hacia las zonas distales de las vetas, donde la illita sufre una transformación gradual a través de una serie de estructuras interestratificadas progresivamente más desordenadas. Al incrementarse la distancia desde las vetas mineralizadas y consecuentemente al disminuir la relación fluido/roca, ocurre un aumento en la proporción de esmeclita hidrotermal que está principalmente regulado por la temperatura. Las mezclas interestratificadas de illita/esmeclita (con illita > esmeclita) se originan a temperaturas intermedias, entre aproximadamente 150° y 220°C (Velde, 1965; Steiner, 1968; Harvey & Browne, 1991; Meunier & Velde, 1982 y 2013). Una temperatura de reacción por debajo de dicho intervalo conllevaría a una relación de tipo esmeclita > illita, la cual sólo fue observada en la estructura de la veta Oro-II. Al considerar que cada veta o estructura mineralizada constituye un sistema relativamente aislado dentro del ambiente hidrotermal, son entonces esperables dentro de un mismo distrito determinadas diferencias de las variables físico-químicas que rigen durante el emplazamiento.

Se asume que la oxidación supergénica jugó un rol clave en el comportamiento magnético de las rocas. Mientras que los procesos de alteración hidrotermal

condujeron principalmente a la formación de especies minerales portadoras de  $\text{Fe}^{+2}$ , la alteración supergénica condujo a la generación de especies oxidadas ( $\text{Fe}^{+3}$ ), responsables de la disminución de los valores de susceptibilidad magnética. La menor susceptibilidad magnética de las zonas alteradas es una característica común en éste y otros estilos de mineralización, tal como ha sido señalado por diversos autores en distintos ejemplos de Argentina y el mundo (Lapointe *et al.*, 1986; Irvine & Smith, 1990; Skirrow *et al.*, 2000; Asadi & Hale, 2001; Gettings, 2005), en su gran mayoría vinculada con el desarrollo de zonas de hematización.

## Conclusiones

La espectroscopía de reflectancia demostró ser una herramienta eficaz para lograr precisión en la identificación mineralógica y en la distribución espacial de las asociaciones de alteración hidrotermal.

Las micas blancas son los minerales de alteración más abundantes en los distritos Las Guindas y Oro, mientras que esmectita, clorita, calcita, siderita y epidoto se presentan localmente.

La composición química y mineralógica de las rocas del basamento ejerció un importante control sobre la composición de los productos hidrotermales, lo cual se ve reflejado en la distribución de las asociaciones sericita-cuarzo y siderita-calcita. Mientras que la asociación sericita-cuarzo, de amplio desarrollo y continuidad, fue el principal resultado de la alteración de rocas migmáticas, la asociación siderita-calcita se desarrolló de manera selectiva en zonas donde los fluidos hidrotermales interactuaron con anfibolitas.

4. El estado de oxidación del  $\text{Fe}^{+2}$  en todos los minerales de origen hidrotermal (siderita, illita con tendencia fengítica, clorita, pirita) evidencia el carácter reducido de los fluidos durante los procesos de alteración. Los principales mecanismos redox que condujeron a la oxidación y precipitación de  $\text{Fe}^{+3}$  (hematita, goethita) se vinculan con los estadios de alteración supergénica, responsables de la disminución de la susceptibilidad magnética en las zonas alteradas.

5. En dirección a las vetas mineralizadas, las zonas alteradas exhiben sistemáticamente bajos valores de susceptibilidad magnética ( $< 0,2 \times 10^{-3}$  SI), mayor

abundancia de micas blancas de moderada a alta cristalinidad ( $\text{IC}=1,21-3,92$ ;  $\text{IK}=0,21-0,23$ ) y composiciones de illita tendientes a la variedad fengita (absorción del enlace Al-OH entre 2200 y 2215 nm). Composiciones de illita "normal" potásica e interestratificaciones de illita/esmectita son comunes en las zonas más distales.

6. En las Sierras Pampeanas la illita con tendencia fengítica podría ser utilizada como indicador mineralógico en etapas futuras de prospección y/o exploración de áreas alteradas hidrotermalmente.

## AGRADECIMIENTOS

La investigación fue subsidiada por el proyecto PICT-0910 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCYT), Argentina y por el Programa PPI (18/C393) de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto. M.N. Maffini agradece al CONICET por las becas otorgadas que hicieron posible los estudios de doctorado y posdoctorado en la Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC). D.F. Ducart agradece a la *Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior* (CAPES) de Brasil por la beca dentro del *Programa Nacional de Pós Doutorado* (PNPD) ejecutada en el Instituto de Geociências de la Universidade de Brasilia (UnB). Los autores desean agradecer a la Dra. Milka de Brodtkorb por su constante colaboración en temas de mineralogía y metalogénesis, al Dr. Roberto Miró por el aporte de información inédita y a los dos revisores anónimos cuyos comentarios y sugerencias contribuyeron a enriquecer y mejorar sustancialmente los resultados e interpretaciones de este trabajo.

## Referencias

- Asadi, H.H. & Hale, M. (2001). A predictive GIS model for mapping potential gold and base metal mineralization in Takab area, Iran. *Computers & Geosciences*, 27(8): 901-912. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00130-8](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00130-8)
- Auzanneau, E.; Schmidt, M.W.; Vielzeuf, D. & Connolly, J.D. (2010). Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(1): 1-24. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0412-7>
- Barbosa Santiago, E.; Villas, R. & Castro Ocampo, R. (2013). The Tocantinzinho gold deposit, Tapajós

- province, state of Pará: host granite, hydrothermal alteration and mineral chemistry. *Brazilian Journal of Geology*, 43(1): 185-208. <https://doi.org/10.5327/Z2317-48892013000100015>
- Bishop, B.P. & Bird, D.K. (1987). Variation in sericite compositions from fracture zones within the Coso Hot Springs geothermal system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(5): 1245-1256. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(87\)90216-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(87)90216-X)
- Bishop, J. L.; Lane, M. D.; Dyar, M. D. & Brown, A. J. (2008). Reflectance and emission spectroscopy study of four groups of phyllosilicates: Smectites, kaolinite-serpentines, chlorites and micas. *Clay Minerals*, 43(1): 35-54. <https://doi.org/10.1180/claymin.2008.043.1.03>
- Brodtkorb, M.; Coniglio, J. & Miró, R. (2014). Yacimientos Metalíferos y Metalogenia. In: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba* (Martino, R. & Guerreschi, A., Eds.). Asociación Geológica Argentina, Córdoba, 1025-1075.
- Coggon, R. & Holland, T.J. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(7): 683-696. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00395.x>
- Dempster, T.J. (1992). Zoning and recrystallization of phengitic micas: implications for metamorphic equilibration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(4): 526-537. <https://doi.org/10.1007/BF00306554>
- Ducart, D.F.; Crósta, A.P.; Souza Filho, C.R. & Coniglio, J. (2006). Alteration mineralogy at the Cerro La Mina epithermal prospect, Patagonia, Argentina: field mapping, shortwave infrared spectroscopy and ASTER images. *Economic Geology*, 101: 981-996. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.5.981>
- Eberl, D.D.; Srodon, J.; Lee, M.; Nadeau, P.H. & Northrop, H.R. (1987). Sericite from the Silverton caldera, Colorado: correlation among structure, composition, origin, and particle thickness. *American Mineralogist*, 72: 914-934.
- Ernst, W.G. (1963). Significance of phengitic micas from low-grade schists. *American Mineralogist*, 48: 1357-1373.
- Fagiano, M.; Pinotti, L.; Esparza, A. & Martino, R. (2002). La faja de cizalla Guacha Corral, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Libro de Actas, XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate (Argentina), 259-264.
- Gettings, M.E. (2005). Multifractal magnetic susceptibility distribution models of hydrothermally altered rocks in the Needle Creek Igneous Center of the Absaroka Mountains, Wyoming. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 12(5): 587-601. <https://doi.org/10.5194/npg-12-587-2005>
- Gouzu, C.; Itaya, T. & Takeshita, H. (2005). Interlayer cation vacancies of phengites in calcshists from the Piemonte zone, western Alps, Italy. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 100(4): 142-149. <https://doi.org/10.2465/jmps.100.143>
- Green, T.H. & Hellman, P.L. (1982). Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15(4): 253-266. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90017-2](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90017-2)
- Groves, D.; Goldfarb, R.; Robert, F. & Hart, C. (2003). Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, 98(1): 1-29. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.98.1.1>
- Guo, N.; Guo, K.; Zhang, T. & Liu, T. (2012). Hydrothermal alteration distribution model of the Jiama (Gyama) copper-polymetallic deposit based on shortwave technique. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(4): 641-653.
- Haerberlin, Y.; Moritz, R. & Fontboté, L. (2002). Paleozoic orogenic gold deposits in the eastern Central Andes and its foreland, South America. *Ore Geology Reviews*, 22: 41-59. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00108-7](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00108-7)
- Harvey, C.C. & Browne, P.R. (1991). Mixed-layer clay geothermometry in the Wairakei Geothermal Field, New Zealand. *Clays and Clay Minerals*, 39: 614-621. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1991.0390607>
- Hauff, P. (2008). An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration. Spectral International Inc., Arvada (Colorado), 71 pp.
- Hauff, P.L.; Kruse, F.A. & Madrid, R.J. (1989). Gold exploration using illite polytypes defined by X-ray diffraction and reflectance and reflectance spectroscopy. *Proceedings of the World Gold '89 Joint International Meeting of SME and AusIMM*, 76-82.
- Hemley, J.J. & Jones, W.R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, 59: 538-569. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.59.4.538>
- Herrmann, W.; Blake, M.; Doyle, M.; Huston, D.; Kamprad, J.; Merry, N. & Pontual, S. (2001). Short wavelength infrared (SWIR) spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulfide deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland. *Economic Geology*, 96(5): 939-955. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.5.939>
- Irvine, R.J. & Smith, M.J. (1990). Geophysical exploration for epithermal gold deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 36(1): 375-412. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(90\)90061-E](https://doi.org/10.1016/0375-6742(90)90061-E)
- Krogh Ravna, E.J. & Terry, M.P. (2004). Geothermobarometry of UHP and HP eclogites and schists: an evaluation of equilibria among garnet-clinopyroxene-kyanite-phengite-coesite/quartz. *Journal of*

- metamorphic Geology, 22(6): 579-592. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00534.x>
- Kruse, F. A. & Hauff, P. L. (1991). Identification of illite polytype zoning in disseminated gold deposits using reflectance spectroscopy and X-ray diffraction-potential for mapping with imaging spectrometers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 29(1): 101-104. <https://doi.org/10.1109/36.103298>
- Kübler, B. (1987). Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. *Cahier Institut de Géologie de Neuchâtel, Série ADX*, 13 pp.
- Kübler, B. & Jaboyedoff, M. (2000). Cristallinité de l'illite. *Le POINT SUR. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331: 75-89.
- Laakso, K.; Rivard, B.; Peter, J.M.; White, H.P.; Maloley, M.; Harris, J. & Rogge, D. (2015). Application of airborne, laboratory and field hyperespectral methods to mineral exploration in the Canadian arctic: recognition and characterization of volcanogenic massive sulfide-associated hydrothermal alteration in the Izok Lake Deposit Area, Nunavut, Canada. *Economic Geology*, 110: 925-941. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.4.925>
- Laakso, K.; Peter, J. M.; Rivard, B. & White, H. P. (2016). Short-Wave Infrared Spectral and Geochemical Characteristics of Hydrothermal Alteration at the Archean Izok Lake Zn-Cu-Pb-Ag Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Nunavut, Canada: Application in Exploration Target Vectoring. *Economic Geology*, 111(5): 1223-1239. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.5.1223>
- Lapointe, P.; Morris, W.A. & Harding, K.L. (1986). Interpretation of magnetic susceptibility: a new approach to geophysical evaluation of the degree of rock alteration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23(3): 393-401. <https://doi.org/10.1139/e86-041>
- Li, S.; Wang, S.; Chen, Y.; Liu, D.; Qiu, J.I., Zhou, H. & Zhang, Z. (1994). Excess argon in phengite from eclogite: Evidence from dating of eclogite minerals by Sm/Nd, Rb/Sr and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  methods. *Chemical Geology*, 112(3): 343-350. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90033-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90033-7)
- Maffini, M.N. (2015). Estudio petro-estructural, mineralógico y metalogenético de depósitos vetiformes mesotermiales (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) emplazados en el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones, en proximidad a cuerpos ígneos plutónicos, Sierras Pampeanas Orientales. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (Argentina), 284 pp.
- Maffini, M.N.; Coniglio, J.; D'Eramo, F.; Demartis, M.; Pinotti, L.; Bin, I. & Petrelli, H. (2012). Vetas mesotermiales de Pb-Zn-Ag-Au emplazadas al este del Batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. *Serie de Correlación Geológica*, 28(2): 93-106.
- Maffini, M.N.; Coniglio, J.; D'Eramo, F.; Demartis, M. & Brodtkorb, M. (2013). Hallazgo de halogenuros de plata en vetas hidrotermales emplazadas en el basamento metamórfico de la Sierra de Comechingones, Córdoba. *Actas del 11° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, San Juan (Argentina)*, 239-242.
- Maffini, M.N.; Ducart, D.F.; Coniglio, J.; D'Eramo, F.; Moreira Silva, A.; Demartis, M.; Bemfica Toledo, C. & Pinotti, L. (2015). Espectroscopía de reflectancia aplicada al estudio de depósitos polimetálicos de Pb, Zn, Cu  $\pm$  Ag  $\pm$  Au del sur de la Sierras de Córdoba, Argentina. *XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, João Pessoa-PB (Brasil)*, 5477-5484.
- Martino, R. (2003). Las fajas de deformación dúctil de las Sierras Pampeanas de Córdoba: Una reseña general. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(4): 549-571.
- Meunier, A. & Velde, B. (1982). Phengitization, sericitization and potassium-beidellite in a hydrothermally altered granite. *Clays and clay Minerals*, 17(3): 285-299. <https://doi.org/10.1180/claymin.1982.017.3.02>
- Meunier, A. & Velde, B. (2013). *Illite: Origins, evolution and metamorphism*. Springer Science & Business Media, Germany, 289 pp.
- Mutti, D.; Di Marco, A. & Geuna S. (2007). Depósitos polimetálicos en el Orógeno Famatiniano de las Sierras Pampeanas de San Luis y Córdoba: fluidos, fuentes y modelos de emplazamiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(1): 44-6.
- Otamendi, J.; Castellarini, P.; Fagiano, M.; Demichelis, A. & Tibaldi, A. (2004). Cambrian to Devonian Geologic Evolution of the Sierra de Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for the Development and exhumation of Continental Crust on the Proto-Pacific Margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 7(4): 1143-1155. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71090-X](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71090-X)
- Peter, J. M.; Layton-Matthews, D.; Gadd, M. G.; Gill, S.; Baker, S.; Plett, S. & Paradis, S. (2015). Application of Visible-Near Infrared and Short Wave Infrared Spectroscopy to Sediment-hosted Zn-Pb Deposit Exploration in the Selwyn Basin, Yukon. In: *Targeted Geoscience Initiative 4: Sediment-hosted Zn-Pb Deposits: Processes and Implications for Exploration* (Paradis, S., Ed.), Geological Survey of Canada, 152-172. <https://doi.org/10.4095/296336>
- Pontual, S.; Merry, N. & Gamson, P. (1997). *G-Mex Volume 1: Special Interpretation Field Manual*. AusSpec International, Kew, 55p.
- Radice, S.; Pinotti, L.; Lince Klinger, F.; Fagiano, M. & Giménez, M. (2014). Resultados gravimétricos preliminares de la porción central de la Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *XXVII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y geodestas, San Juan (Argentina)*, 393.
- Reyes, A. G. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy

- to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43(1): 279-309. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90057-M](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90057-M)
- Rieder, M.; Cavazzini, G.; D'Yakonov, Y.S.; Frank-Kamenetskii, V.A.; Gottardi, G.; Guggenheim, S.; Koval, P.V.; Müller, G.; Neiva, A.M.R.; Radoslovich, E.W.; Robert, J. L.; Sassi, F.P.; Takeda, H.; Weiss, Z. & Wones, D.R. (1998). Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36: 905-912. <https://doi.org/10.1346/cmn.1998.0460513>
- Scott, K. M. & Yang, K. (1997). Spectral reflectance studies of white micas. Australian Mineral Industries Research Association Ltd. Report 439, 35 pp.
- Skirrow R.G.; Camacho, A.; Lyons, P.; Pieters, P.; Sims, J.; Stuart-Smith, P. & Miró, R. (2000). Metallogeny of the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Geological,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating and stable isotope evidence for Devonian Au, Ag-Pb-Zn and W ore formation. *Ore Geology Review*, 17: 39-81. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(00\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(00)00004-4)
- Sonntag, I.; Laukamp, C. & Hagemann, S. G. (2012). Low potassium hydrothermal alteration in low sulfidation epithermal systems as detected by IRS and XRD: An example from the Co-O mine, Eastern Mindanao, Philippines. *Ore Geology Reviews*, 45: 47-60. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.08.001>
- Steiner, A. (1968) Clay minerals in hydrothermally altered rocks at Wairakei, New Zealand. *Clays and Clay Minerals*, 16: 193-213. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1968.0160302>
- Steiner, A. (1977). The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand: its subsurface geology and hydrothermal rock alteration. New Zealand Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, 135 pp.
- Tappert, M.; Rivart, B.; Giles, D.; Tappert, R. & Mauer, A. (2013). The mineral chemistry, near-infrared and middle-infrared spectroscopy of phengite from the Olympic Dam deposit, South Australia. *Ore Geology Reviews*, 53: 26-38. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.12.006>
- Thompson, A.J.; Hauff, P.L. & Robitaille, A.J. (1999). Alteration mapping in exploration—application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 39(1): 16-27.
- Van Ruitenbeek, F.J.; Cudahy, T.; Hale, M. & van der Meer, F.D. (2005). Tracing fluid pathways in fossil hydrothermal systems with near-infrared spectroscopy. *Geology*, 33(7): 597-600. <https://doi.org/10.1130/G21375.1>
- Van Ruitenbeek, F. J.; Debba, P.; van der Meer, F. D.; Cudahy, T.; van der Meijde, M. & Hale, M. (2006). Mapping white micas and their absorption wavelengths using hyperspectral band ratios. *Remote Sensing of Environment*, 102(3): 211-222. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.02.012>
- Velde, B. (1965). Phengite micas: synthesis, stability, and natural occurrence. *American Journal of Science*, 263: 886-913. <https://doi.org/10.2475/ajs.263.10.886>
- Yang, K.; Huntington, J.F.; Cudahy, T J.; Mason, P. & Scott, K.M. (2001). Spectrally mapping the compositional variation of white micas in hydrothermal systems and the application in mineral exploration. *En Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Sydney, Australia, 7: 3294-3296. <https://doi.org/10.1109/igarss.2001.978333>
- Yang, K.; Huntington, J. F.; Gemmel, J. B. & Scott, K. M. (2011). Variations in composition and abundance of white mica in the hydrothermal alteration system at Hellyer, Tasmania, as revealed by infrared reflectance spectroscopy. *Journal of Geochemical Exploration*, 108(2): 143-156. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.01.001>