



Composición de las biotitas magmáticas de la dacita mineralizante del pórfido de Cu-Mo Morro del Cobre: su implicancia metalogenética

María Verónica BASTIAS TORRES¹, Lorena PREVILEY² y Nora RUBINSTEIN³

¹CONICET- Universidad Nacional de San Juan. Gabinete de Exploración y Evaluación de Recursos Minerales, Departamento de Geología, Ignacio de la Roza 590 (o). San Juan. Argentina.

²Universidad Nacional de San Juan. Departamento de Geología, Gabinete de Exploración y Evaluación de Recursos Minerales, Ignacio de la Roza 590 (o). San Juan. Argentina.

³IGEB (UBA-CONICET). Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón 2, Ciudad Universitaria. CABA. Argentina

Emails: vbastias@unsj-cuim.edu.ar, lorepreviley@gmail.com, narubinstein@gmail.com

Editor: Marta Franchini

Recibido: 27 de octubre de 2021

Aceptado: 7 de marzo de 2022

RESUMEN

La química de las biotitas magmáticas del pórfido dacítico de Morro del Cobre (Cordillera Frontal de San Juan) confirma que son ricas en Mg ($Fe/Fe+Mg \sim 0.37$), típicas de intrusivos vinculados a pórfidos de Cu. Los cálculos geotermobarométricos indican el carácter hidratado y oxidante del magma generador ($\text{Log}fO_2 -11.2$) que evolucionó hacia cámaras más someras.

Palabras clave: química mineral, P-T- fO_2 del magma, potencial mineralizante.

ABSTRACT

Mineral chemistry of the magmatic biotites from the syn-mineral dacitic porphyry of Morro del Cobre.

Mineral chemistry of the magmatic biotites from the dacitic porphyry of Morro del Cobre (Frontal Cordillera of San Juan province) reveals that they are Mg-biotites, typical of precursor porphyry Cu intrusives. Biotite geothermobarometry confirms the hydrous and oxidant character of the magma which evolved to shallower chambers.

Keywords: mineral chemistry, P-T- fO_2 of magma, mineralizing potential

INTRODUCCIÓN

El estudio de fases minerales permite establecer relaciones entre las variables termodinámicas (P y T) de los magmas y las composiciones resultantes en los minerales que se forman bajo esas condiciones. Algunas de estas relaciones han sido calibradas numéricamente, convirtiéndose en potenciales geotermómetros o geobarómetros en el campo de la

petrología ígnea y metamórfica (Arranz et al. 1995, Henry et al. 2005, Uchida et al. 2007).

La biotita toma relevancia en estudios metalogenéticos por su presencia generalizada en ambientes magmáticos, metamórficos e hidrotermales (Zakeri et al. 2010 y referencias allí citadas) y porque reacciona de manera sensible a los cambios en las condiciones fisicoquímicas tales como temperatura, presión, fugacidad de halógenos y de oxígeno

(Speer 1984, Shabani et al. 2003). El estado de oxidación del magma y el XMg (Mg / Mg + Fe), combinado con el contenido de F-Cl en la biotita magmática, son factores claves para determinar el potencial de los magmas de margen convergente para formar depósitos mineralizados de tipo pórfido (Ballard et al. 2002, Mungall 2002, Richards 2003, Sun et al. 2004, Liang et al. 2006, Bonin 2007) y así diferenciar intrusivos potencialmente formadores de depósitos, de aquellos metalogénicamente improductivos.

Esta contribución presenta la composición química de las biotitas magmáticas del intrusivo dacítico genéticamente asociado al pórfido de Cu-Mo Morro del Cobre (32° 0' 3.86" S, 69° 34' 14.88" O), ubicado en la Cordillera Frontal sanjuanina (Fig. 1a). El objetivo de este trabajo es precisar las condiciones de cristalización (P, T y fO_2) del magma mineralizante mediante la aplicación de geotermobarómetros en biotita, y compararlas con las obtenidas previamente a partir de la composición del anfíbol que también forma parte de esta roca (Bastías Torres et al. 2021).

GEOLOGÍA DEL ÁREA

La ignimbrita riolítica La Escondida (265 ± 2 Ma, U/Pb SHRIMP en circón, Rocher et al. 2015) es la unidad más antigua que aflora en el área de estudio. Está compuesta por cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol y litoclastos de volcanitas porfíricas y rocas sedimentarias (Bugueño Manrique et al. 2021) inmersos en una matriz felsítica con escasos fiammes. Bastías Torres et al. (2019) describen en detalle las rocas magmáticas neógenas relacionadas con el depósito. El pórfido andesítico pre-mineral (14.8 ± 0.4 Ma, ver JICA-MMAJ 1999), que intruye las ignimbritas pérmicas, está constituido por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita en una pasta de grano muy fino compuesta por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y en menor proporción magnetita. Esta unidad está cubierta por tobas lapillíticas con cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y biotita y escasos fragmentos líticos volcánicos en una fina matriz microcristalina de composición cuarzo-feldespática. Un pórfido dacítico sin-mineral (Fig. 1b, 9.66 ± 0.43 Ma, U/Pb SHRIMP en circones, Bastías Torres et al. 2021), conformado por fenocristales de plagioclasa, feldespato K, cuarzo, biotita anfíbol y en menor proporción magnetita-ilmenita, zircón y apatito inmersos en una pasta microcristalina de cuarzo-feldespato, intruye a las tobas y al pórfido andesítico. Un dique andesítico-dacítico post-mineral compuesto por fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita y escaso anfíbol inmersos en una pasta microcristalina de cuarzo-feldespato aflora con rumbo NO-SE.

Un halo de ~ 2.5 km² que comprende alteración potásica y fílica con mineralización de calcopirita-bornita-molibdenita afecta las rocas subvolcánicas y piroclásticas miocenas (Bastías Torres et al. 2019). La alteración potásica (feldespato K + cuarzo + biotita + magnetita + hematita + rutilo) es penetrativa en el pórfido dacítico en tanto que en el pórfido andesítico y las tobas lapillíticas se localiza en vetillas. La alteración fílica (cuarzo + sericita \pm piritita) ocurre de forma penetrante y en vetillas, y se sobrepone a la alteración potásica en el pórfido andesítico y en las tobas lapillíticas.

METODOLOGÍA

Análisis elementales de fenocristales de biotita que no está afectada por alteración hidrotermal (Fig. 1b) del pórfido dacítico se obtuvieron utilizando una microsonda electrónica JEOL JXA-8230 del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), Universidad de Córdoba, Argentina. Las determinaciones fueron realizadas con un haz de 10 na y un potencial de aceleración de 15 kv. Los estándares de referencia utilizados para la calibración fueron topacio (F), albita (Na), forsterita (Mg), ortoclasa (K y Al), anortita (Si), ilmenita (Ti), cromita (Cr), pirolusita (Mn), hematita (Fe), sodalita (Cl) e hidroxapatita (Ca). Los cálculos de fO_2 se realizaron con el software MICA+ (Yavuz 2003) que convierte los óxidos en elementos en base a 22 oxígenos. Debido a que el litio es un constituyente importante de las micas y no puede ser analizado con microsonda electrónica, hemos adoptado el criterio de Yavuz (2001), quien propone utilizar las relaciones empíricas de Tindle y Webb (1990) y Tischendorf et al. (1997, 1999) para el cálculo de la fórmula de la mica. La estimación de presión y temperatura se realizó utilizando el geobarómetro de Uchida et al. (2007) y el geotermómetro de Henry et al. (2005), respectivamente.

RESULTADOS

Química mineral

Los fenocristales analizados (Cuadro 1) clasifican como biotitas ricas en Mg (Fig. 1c), típicas constituyentes de las rocas ígneas vinculadas a depósitos de tipo pórfido (Moore y Czamanske 1973, Taylor 1983, Selby y Nesbitt 2000). Asimismo, los cristales de biotita muestran bajos contenidos de Al^{VI} (0 – 0.06 a.p.f.u.), altos valores de TiO_2 (3.53 – 4.34 % en peso) y XMg aproximadamente uniforme (0.51 – 0.58; Cuadro 1). Según Nachit et al. (2005) el contenido en Al^{VI} es bajo y tiende a cero en biotitas magmáticas, mientras que en biotitas

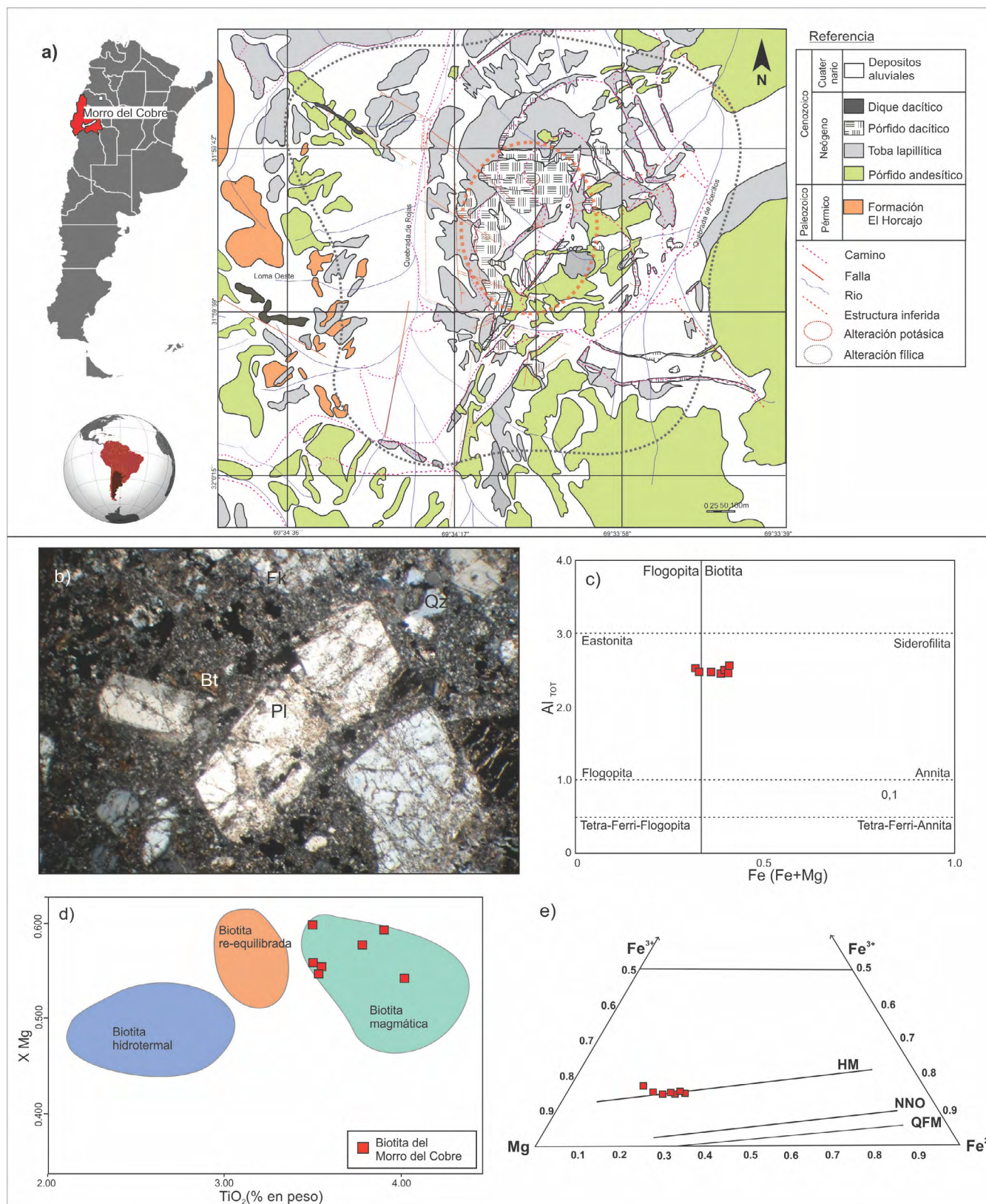


Figura 1. a) Ubicación del pórfido Morro del Cobre y mapa geológico del área de estudio (tomado de Bastías Torres et al., 2021); b) Fotomicrografía del pórfido dacítico mineralizante (~9 M.a) en sección delgada con polarizadores cruzados; c) Diagrama cuadrilátero para clasificación de micas de Speer (1984); d) Diagrama TiO_2 (wt.%) vs XMg ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) para biotitas magmáticas, re-equilibradas e hidrotermales (Parsapoor et al., 2015); e) Diagrama ternario para determinar condiciones de cristalización de biotita (Wones y Eugster, 1965); Referencias: Las líneas continuas representan diferentes buffers de f_{O_2} : HM (hematita-magnetita), NNO (Ni-NiO) y QFM (fayalita-magnetita-cuarzo).

secundarias es mayor a 1 a.p.f.u. (basado en 22 oxígenos). Speer (1984) señala que las biotitas magmáticas muestran mayor contenido en TiO_2 que las reequilibradas y las de origen hidrotermal (Fig. 1d), lo que se vincula directamente a su temperatura de formación (Robert 1976). Por otra parte, las relaciones $Fe/(Fe+Mg)$ uniformes indican que no sufrieron modificaciones por acción de un fluido en una etapa tardía

Cuadro 1. Análisis químicos de fenocristales de biotita del pórfido dacítico sin-mineral del área del Morro del Cobre. Fórmula estructural calculada en base a 22 oxígenos.

| Unidad | | Pórfido dacítico | | | | | |
|--|-------|------------------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Punto | Bt-1 | Bt-2 | Bt-4 | Bt-5 | Bt-6 | Bt-7 | Bt-8 |
| Composición % en peso de óxidos mayoritarios | | | | | | | |
| SiO_2 | 38.00 | 37.73 | 37.71 | 37.92 | 37.75 | 37.67 | 36.74 |
| TiO_2 | 3.98 | 3.61 | 4.21 | 3.57 | 3.53 | 3.57 | 4.34 |
| Al_2O_3 | 14.22 | 13.88 | 13.90 | 14.01 | 14.05 | 13.95 | 13.93 |
| Cr_2O_3 | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 15.01 | 16.68 | 13.77 | 14.10 | 16.19 | 17.07 | 17.04 |
| MnO | 0.24 | 0.25 | 0.17 | 0.15 | 0.30 | 0.35 | 0.36 |
| MgO | 15.06 | 14.51 | 16.23 | 16.19 | 14.42 | 14.03 | 13.79 |
| CaO | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.04 |
| Na_2O | 0.25 | 0.27 | 0.23 | 0.18 | 0.27 | 0.30 | 0.24 |
| K_2O | 9.41 | 9.35 | 9.34 | 9.57 | 9.35 | 9.23 | 9.50 |
| ZnO | 0.00 | 0.11 | 0.03 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.00 |
| F | 0.00 | 0.00 | 0.79 | 0.70 | 0.43 | 0.26 | 0.27 |
| Cl | 0.06 | 0.07 | 0.08 | 0.03 | 0.10 | 0.04 | 0.09 |
| Li_2O (c) | 1.35 | 1.28 | 1.27 | 1.33 | 1.28 | 1.26 | 0.99 |
| O=F,Cl | 0.01 | 0.02 | 0.35 | 0.30 | 0.20 | 0.12 | 0.13 |
| H_2O (c) | 1.98 | 1.98 | 1.98 | 1.99 | 1.97 | 1.99 | 1.98 |
| Total | 99.64 | 99.70 | 100.08 | 100.1 | 99.50 | 99.60 | 99.22 |
| Composición en cationes | | | | | | | |
| Si | 2.81 | 2.81 | 2.80 | 2.81 | 2.82 | 2.82 | 2.77 |
| Ti | 0.22 | 0.20 | 0.23 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.25 |
| Al^{IV} | 1.19 | 1.19 | 1.20 | 1.19 | 1.18 | 1.18 | 1.23 |
| Al^{VI} | 0.05 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.06 | 0.05 | 0.00 |
| Cr^{3+} | 0.00 | 0.00 | 0.003 | 0.002 | 0.006 | 0.000 | 0.00 |
| Fe^{3+} | 0.30 | 0.34 | 0.42 | 0.32 | 0.29 | 0.31 | 0.42 |
| Fe^{2+} | 0.63 | 0.70 | 0.44 | 0.55 | 0.73 | 0.75 | 0.66 |
| Mn | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Mg | 1.66 | 1.61 | 1.79 | 1.79 | 1.61 | 1.56 | 1.55 |
| Zn | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Li | 0.20 | 0.19 | 0.19 | 0.20 | 0.19 | 0.19 | 0.15 |
| Ca | 0.01 | 0.00 | 0.000 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.00 |
| Na | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 |
| K | 0.89 | 0.89 | 0.88 | 0.91 | 0.89 | 0.88 | 0.91 |
| OH | 1.99 | 1.99 | 1.80 | 1.83 | 1.89 | 1.93 | 1.92 |
| F | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 0.16 | 0.10 | 0.06 | 0.06 |
| Cl | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| X_{Mg} | 0.54 | 0.52 | 0.58 | 0.58 | 0.52 | 0.51 | 0.51 |
| $Fe/(Fe+Mg)$ | 0.36 | 0.39 | 0.32 | 0.33 | 0.39 | 0.41 | 0.41 |

(Mahmood 1983, Rowins et al. 1991). Todas estas características químicas de la biotita confirman su origen magmático.

Geotermometría

Henry et al. (2005) desarrollaron un geotermómetro basado en el contenido de Ti en biotitas peraluminosas de metapelitas equilibradas entre 4 y 6 kbar según el cual la temperatura se calcula de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$T (^{\circ}C) = [\{ (\ln Ti - a - c (X_{Mg})^3) / b \}]^{0.333}$$

donde $a=2,3594$; $b=4,6482e-9$; $c=-1,7283$

Este geotermómetro es válido para X_{Mg} entre 0,275 y 1, Ti entre 0,04 y 0,60 a.p.f.u. y temperaturas entre 480 y 800°C. La precisión del método es de $\pm 24^{\circ}C$ para $T < 600^{\circ}C$ y de $\pm 12^{\circ}C$ para $T > 700^{\circ}C$.

Posteriormente, este geotermómetro fue aplicado por Parsapoor et al. (2015) y Li et al. (2019) en biotitas magmáticas e hidrotermales, obteniendo buenos resultados. El contenido de Ti y X_{Mg} de las biotitas magmáticas del pórfido dacítico del Morro del Cobre indica que se han formado a temperaturas entre los 728 y 767°C.

Geobarometría

Con el fin de establecer la presión de formación se utilizó el geobarómetro de Uchida et al. (2007), el cual relaciona el contenido de Al_{TOT} en biotita con la presión de cristalización, de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$P (kb) = 3.03 \times Al_{TOT} - 6.53 (\pm 0.33)$$

donde el Al_{TOT} es el número total de átomos de Al en biotita (calculado sobre una base de 22 oxígenos) y $\sigma_{est} = \pm 0.33$ (desviación estándar).

De acuerdo a este geobarómetro, la presión de cristalización de las biotitas del pórfido dacítico del Morro del Cobre oscila entre 0.83 y 0.98 Kbar.

Estimación de fO_2

Wones y Eugster (1965) proponen que las proporciones atómicas de Fe^{2+} , Fe^{3+} y Mg^{2+} en biotita, cuando dicha fase está en equilibrio con magnetita y feldespato potásico, pueden utilizarse para estimar el potencial de oxidación del magma. Estos autores elaboraron diagramas ternarios de composición y curvas calibradas (fO_2 vs T) que permiten determinar los valores de fO_2 del magma a partir de la composición de la biotita. En el pórfido dacítico la paragénesis mineral magmática está compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico y magnetita-ilmenita. La magnetita diseminada se

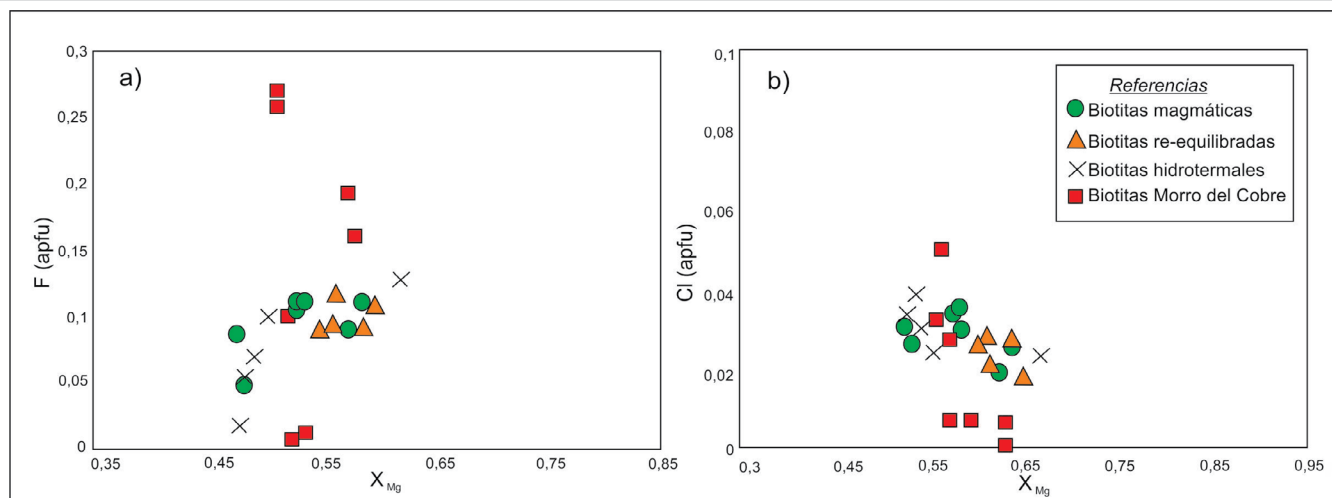


Figura 2. a-b) X_{Mg} vs. Cl (apfu) y F (apfu) que también muestran datos del pórfido cuprífero Darreh-Zar (Parsapoor et al. 2015).

presenta intercrecida con ilmenita, por lo que se interpreta que el mineral original fue una magnetita titanífera magmática (Gomez et al. 2015) que durante el proceso hidrotermal habría sufrido procesos de oxiexsolución. Se concluye que los fenocristales de biotita analizados poseen alto contenido en Fe^{3+} y coinciden con el buffer hematita-magnetita (HM, Fig. 1d), lo que sugiere que las condiciones de formación del magma son oxidantes. Por otra parte, la fO_2 calculada utilizando el programa MICA+ arroja un valor promedio de $\text{Log}fO_2 = -11,2$.

DISCUSIÓN

Las temperaturas y presiones de cristalización de los fenocristales de biotita calculadas en este trabajo (729 - 767°C y 0.83 – 0.98 Kbar, respectivamente) son inferiores a las calculadas por Bastías Torres et al. (2021) para fenocristales de anfíbol (~800- 900°C y ~1.3 - 2.87 Kbar, respectivamente) del pórfido dacítico sin-mineral. La diferencia de temperatura obtenida es consistente con el rango de 5 a 228°C propuesto por Li et al. (2019) para biotitas y anfíboles de una misma intrusión e indica que la biotita cristalizó posteriormente al anfíbol, lo cual es característico de magmas hidratados. Por otra parte, la diferencia de presión sugiere que el magma evolucionó hacia cámaras más someras, tal como lo fuera propuesto por Bastías Torres et al. (2021).

Numerosos trabajos han demostrado que el estado de oxidación de los magmas de margen convergente es un factor clave que determina su potencial para formar depósitos magmáticos-hidrotermales de tipo pórfido (Ballard et al. 2002, Mungall 2002, Richards 2003, Sun et al. 2004, Liang et al. 2006, Bonin 2007). Enami et al. (1993) señalan que la aparición de anfíbol y biotita rica en Mg en rocas félsicas, es un

buen indicador de magmas oxidados. Los anfíboles del pórfido dacítico mineralizante de Morro del Cobre corresponden a pargasita y Mg-hastingsita, y cristalaron en condiciones de $fO_2 \sim -12,5$ (Bastías Torres et al. 2021), lo cual es consistente con las condiciones de formación de la Mg-biotita obtenidas en este trabajo ($fO_2 \sim -11,2$) y confirma el carácter oxidante del magma generador.

Los valores de X_{Mg} de la biotita son sensibles tanto al grado de oxidación del magma parental (Wones y Eugster 1965) como a los contenidos de F y Cl (Zakeri et al. 2011). Una biotita que cristaliza a partir de un magma hidratado y oxidado tiene un alto X_{Mg} (Zakeri et al. 2011) e incorpora más F y menos Cl que una biotita con un valor menor de X_{Mg} debido a un efecto químico cristalino denominado principio de exclusión mutua Fe-F y Mg-Cl, respectivamente (Muñoz 1984). Esto conduce al paulatino empobrecimiento de F y enriquecimiento de Cl en el fluido magmático-hidrotermal que genera biotitas hidrotermales ricas en Cl y pobres en F (Figs. 2 a y b) y favorece la concentración de diferentes complejos metálicos y la formación de depósitos de tipo pórfido de Cu-Mo-Au (Bodnar y Beane 1980, Roedder 1984, Cline y Bodnar 1994, Ulrich et al. 2001, Zhang et al. 2007). Las biotitas del Morro del Cobre exhiben, para altos valores de X_{Mg} , un elevado contenido en F (Fig. 2a, ~ 0 – 0.2 a.p.f.u.) y un bajo contenido en Cl (Fig. 2b, ~ 0 – 0.06 a.p.f.u.) en su estructura cristalina, lo que sugiere la existencia de fluidos magmáticos-hidrotermales clorurados que habrían favorecido la formación de un depósito de tipo pórfido.

CONCLUSIONES

El análisis de química mineral de las biotitas del pórfido da-

cítico sin-mineral de Morro del Cobre confirma que se trata de biotitas magmáticas ricas en Mg y pobres en Cl, típicas de intrusivos vinculados a sistemas de tipo pórfido de Cu. La geotermobarometría de las biotitas es consistente con resultados previos obtenidos en anfíboles de la misma unidad y confirma que provienen de un magma hidratado que evolucionó hacia cámaras más someras. Asimismo, la fugacidad de oxígeno calculada para la biotita es similar a la del anfíbol, confirmando el carácter oxidante del magma fuente. La sensibilidad de la biotita frente a cambios de P, T y fO_2 la convierten en un excelente geotermobarómetro, e indicador metalogénico que permite discriminar entre intrusivos estériles y potencialmente mineralizados.

AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen a Jorge Bastías y Eduardo Videla por facilitar el acceso al proyecto, los sondeos e información inédita del yacimiento. Esta investigación fue financiada por el PIP 112 201301 00107 CO (CONICET).

REFERENCIAS

- Arranz Yagüe, E., Lago San José, M. y Corretgé, L. G. 1995. Composición e implicaciones barométricas de los anfíboles en el Complejo Plutónico de la Maladeta (Pirineos Centrales, Huesca-Lérida). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 20: 167-179.
- Ballard, J.R., Palin, M.J. y Campbell, I.H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 347-364.
- Bastías Torres, M.V., Rubinstein, N.A. y Previley, L. 2019. El yacimiento Morro del Cobre, San Juan, Argentina: estudio de la petrografía y asociaciones de alteración hidrotermal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 76(2): 109-114.
- Bastías Torres, M.V., Rubinstein, N., Previley, L. y Poole, G. 2021. Petrogenesis of the Miocene Morro del Cobre Cu (Mo)-porphyry deposit in the Frontal Cordillera over the Pampean flat-slab segment, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 110: 103343.
- Bonin B. 2007. A-type granite and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97:1-29.
- Bodnar, R.J. y Beane, R.E. 1980: Temporal and spatial variations in hydrothermal fluid characteristics during vein filling in preore cover overlying deeply buried porphyry copper-type mineralization at Red Mountain, Arizona. *Economic Geology* 75: 876-893.
- Bugueño Manrique, M.S., Previley, L.C., Torres, M.V.B. y Rubinstein, N.A. 2021. Caracterización petrológica de las rocas subvolcánicas del área Los Gemelos, Cordillera Frontal, San Juan, Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 33(1): 25-42.
- Cline, J. S. y Bodnar, R. J. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico, molybdenum deposit. *Economic Geology* 89:1780-1802.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. y Bird, D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy* 5: 231-291.
- Gómez, A., Rubinstein, N.A. y Geuna, S.E. 2015. Análisis mineralógico de las magnetitas hidrotermales del pórfido DE CU-(MO) San Pedro, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (3): 326-331.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. y Thomson, J.A. 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- JICA-MMAJ, 1999. Informe de la exploración de mineral en la región Cordillera Oriental Andina, República Argentina. Informe Final. Japan International Cooperation Agency Metal Mining Agency of Japan.
- Li, W. Cheng, Y. y Yang, Z. 2019. Geo-fO₂: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 20(5): 2542-2555.
- Liang, H.Y., Campbell, I.H., Allen, C., Sun, W.D., Liu, C.Q., Yu, H.X., Xie, Y.W. y Zhang, Y.Q. 2006. Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita* 41: 152-159.
- Mahmood, A. 1983. Chemistry of biotites from a zoned granitic pluton in Morocco. *Mineralogical Magazine* 47: 364-369.
- Moore, W.J. y Czamanske, G.K. 1973. Compositions of biotite from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham mining district, Utah. *Economic Geology* 68: 269-280.
- Mungall, J.E. 2002. Roasting the mantle: slab melting and the génesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology* 30(10): 915-918.
- Muñoz, J.L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy* 13: 469-494.
- Nachit, H., Abderrahmane, E.H. Abia, M. y Ohoud, B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience* 337: 1415-1420.
- Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. y Maghami, M. 2015. Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews* 66: 200-218.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In: S.W. Bailey (ed.). *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 299-356, Wisconsin.
- Richards, J.P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology* 98: 1515-1533.
- Robert, J.L. 1976. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chemical Geology* 17: 213-227.
- Rocher, S., Vallecillo, G., Castro de Machuca, B., y Alasino, P. 2015. El Grupo Choyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de

- Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32: 415-432.
- Roedder, E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy* 12, 636 p.
- Rowins, S.M., Lalonde, A.E. y Cameron, E.M. 1991. Magmatic oxidation in the syenitic Murdock Creek intrusion, Kirkland Lake, Ontario: evidence from the ferromagnesian silicates. *Journal of Geology* 99: 395-414.
- Selby, D. y Nesbitt, B.E. 2000. Chemical composition of biotite from Cassino porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology* 171: 77-93.
- Shabani, A.A., Lalonde, A.E. y Whalen, J.B. 2003. Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator? *The Canadian Mineralogist* 41(6): 1381-1396.
- Speer, J.A. 1987. Evolution of magmatic AFM mineral assemblages in granitoid rocks; the hornblende+ melt= biotite reaction in the Liberty Hill Pluton, South Carolina. *American Mineralogist* 72(9-10): 863-878.
- Sun, W.D., Arculus, R.J., Kamenetsky, V.S. y Binns, R.A. 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. *Nature* 431: 975-978
- Taylor, R.P. 1983. Comparison of biotite geochemistry of Bakircay, Turkey, and Los Pelambres, Chile, porphyry copper systems. *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, 92.
- Tindle, A.G. y Webb, P.C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy* 2: 595-610.
- Tischendorf, G., Forster, H.J. y Gottesmann, B. 1999. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: improved equation for Li₂O estimation from MgO data. *Mineralogical Magazine* 63 (1): 57-74.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Forster, H.J. y Trumbull, R.B. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61 (6): 809-834.
- Uchida, E., Endo, S. y Makino, M. 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology* 57: 47-56.
- Ulrich, T., Gunther, D. y Heinrich, C.A. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology* 96: 1743-1774.
- Wones, D.R. y Eugster, H.P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist* 50: 1228-1272.
- Yavuz, F. 2003. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I—definitions and structure of the computer program MICA+. *Computers & Geosciences* 29(10): 1203-1213.
- Zakeri, L., Malek-Ghasemi, F., Jahangiri, A. y Moazzen, M. 2011. Metallogenic implications of biotite chemical composition: Sample from Cu-Mo-Au mineralized granitoids of the Shah Jahan Batholith, NW Iran. *Central European Geology* 54(3): 271-294.
- Zhang, D., Xu, G., Zhang, W. y Golding, S.D. 2007. High salinity fluid inclusions in the Yinshan polymetallic deposit from the Le-De metallogenic belt in Jiangxi Province, China: Their origin and implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews* 31: 247-260.