



## DURACION DE LOS PROCESOS HIDROTHERMALES FORMADORES DE YACIMIENTOS DE TIPO PORFIDO CUPRIFERO GIGANTES CHILENOS

Maksaev, V.<sup>1</sup> y Munizaga, F.<sup>1</sup>

Desde principios del siglo XX los estudios sistemáticos de yacimientos hidrotermales han planteado la problemática de la edad de la mineralización y la duración de la actividad hidrotermal. Antiguamente este problema sólo podía abordarse mediante una aproximación exclusivamente de tipo estratigráfico y en consecuencia se disponía de datos muy imprecisos de la edad de los yacimientos. En el caso de los pórfidos cupríferos chilenos éstos se agrupaban en una sola faja longitudinal que se suponía relacionada a una fase intrusiva del Terciario Inferior (1). Sólo con el advenimiento de métodos de datación basados en sistemas radioisotópicos como el K-Ar y otros, que permitieron datar minerales asociados a mineralización hidrotermal, se pudo tener una idea más precisa de la edad de yacimientos y se determinó la existencia de varias fajas de pórfidos cupríferos con distintas edades en Los Andes Centrales (2, 3). Sin embargo, mientras que la datación de minerales relacionados a las menas ha dado luz sobre la edad de la mineralización, existe muy poca información sobre el complejo problema de la duración de un sistema hidrotermal formador de yacimientos, particularmente en el caso de yacimientos metalíferos gigantes a nivel mundial como son los pórfidos cupríferos chilenos. Esto tiene considerable importancia práctica, puesto que la mayor parte de la producción del Cu y Mo proviene de unos pocos depósitos gigantes.

Las interrogantes respecto a cómo y por qué se forman yacimientos hidrotermales gigantes no están resueltas, pero uno de los factores relevantes debe ser el tiempo en que el proceso mineralizador está activo. Teóricamente un sistema hidrotermal de corta vida tendría insuficiente tiempo para formar un depósito gigante. Sin embargo, todavía persiste la duda respecto a qué tan largo es suficientemente largo, aún en un solo tipo de depósitos (4).

Los modelos físicos (numéricos) teóricos del enfriamiento de plutones intrusivos constituyen una aproximación al problema de la duración de los sistemas hidrotermales relacionados a la intrusión de pórfidos. Estos modelos indican que la duración de los pulsos hidrotermales formadores de menas es a escalas de decenas a cientos de miles de años (Ej. entre 10.000 a 200.000 años; (5)). En efecto, la simulación numérica computacional del flujo calórico derivado del enfriamiento de cuerpos intrusivos provee límites a la longevidad potencial de sistemas hidrotermales relacionados a pórfidos y enfatiza la importancia crítica del papel de múltiples fases intrusivas en sistemas hidrotermales de larga vida. Los trabajos (6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 y 16) han enfocado el problema desde el punto de vista del flujo calórico y han modelado el enfriamiento de cuerpos intrusivos epizonales, comparables a los asociados a pórfidos cupríferos, tanto por pérdida de calor por conducción, como por la convección de fluidos. Por ejemplo, (15) calculó que tomaría unos 100.000 años para que el contraste de temperatura entre un cuerpo intrusivo de 2 km de ancho y sus rocas de caja disminuya en un 25% por conducción de calor, mientras que lo mismo ocurriría sólo en unos 25.000 años si el enfriamiento fuera exclusivamente por convección. Aunque las celdas de convección de fluidos son inherentes a los sistemas de tipo pórfido cuprífero (celdas de circulación hidrotermal), los modelos físicos basados en enfriamiento por conducción son geológicamente más razonables que los de convección, porque dos tercios del calor liberado durante el enfriamiento de una intrusión se libera entre la temperatura de emplazamiento (~800-700°C) y alrededor de 400°C; en ese rango de temperaturas existen altas presiones y no existirían fracturas abiertas por períodos extendido, excepto inmediatamente después de pulsos intrusivos, explosiones hidrotermales o eventos sísmicos (17).

Por otra parte, la simulación numérica bidimensional de (13) muestra que en unos 200 mil años la anomalía térmica asociada a un intrusivo relacionado a un pórfido cuprífero típico sólo consistirá de una pequeña perturbación de la isoterma de 200°C centrada en el contacto del plutón (3 km en la vertical) y una amplia perturbación de la isoterma de 100°C (3 km de ancho). Este rápido enfriamiento, en términos de escala de tiempo geológico, explica por qué los métodos isotópicos en general han sido ineficaces para

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

determinar la duración de la actividad hidrotermal en sistemas porfíricos, ya que el error analítico de los mismos usualmente supera largamente los 200.000 años, sobre todo en los depósitos de mayor antigüedad.

No obstante lo anterior, los modelos geológicos actuales de sistemas de tipo pórfido consideran la existencia una cámara magmática mayor, subyacente al cuerpo mineralizado, la que proveería volátiles y una sucesión de distintos pulsos intrusivos relacionados a procesos de cristalización fraccionada, degasificación y mezcla de magmas (18). Esto debido a que las consideraciones de balance de masas imposibilitan que todos los metales sean liberados del pequeño stock(s) intrusivo con el cual los depósitos están asociados, simplemente porque su contenido de metal es insuficiente (19, 20, 21). Es decir, los pórfidos mineralizados serían la apófisis de un sistema magmático mayor más profundo, el cual ha enfocado los fluidos magmáticos liberados de un magma en cristalización rico en agua (21, 22). Esto último podría extender tanto la duración de la actividad hidrotermal ligada a los pulsos individuales de intrusión, como la duración total de la actividad ígnea e hidrotermal global asociada a los pórfidos cupríferos y podría también ser la explicación de los períodos de 2 - 3 Ma de actividad hidrotermal interpretados por algunos autores para estos depósitos (23, 24, 25) y que contrastan las decenas a centenas de miles de años que sugieren los modelos numéricos. Consecuentemente, para refinar el modelo geológico de pórfido cuprífero es imprescindible contar con datos geocronológicos concretos y de alta resolución, que permitan dilucidar cuál es la duración real de la actividad hidrotermal y si es episódica o continua en un depósito gigante.

La geocronología ha contribuido significativamente a la comprensión de las relaciones de edad de los sistemas hidrotermales magmáticos, de sus depósitos de tipo pórfido cuprífero y otros depósitos asociados, dentro del contexto de un marco tectónico incluyendo evolución estructural, actividad ígnea y metamorfismo (26). Muchos de estos depósitos en el mundo han sido datados por el método K-Ar convencional y por relaciones estratigráficas (27) en El Salvador, Chile; (28) en Cerro Colorado, Panamá; (29) en Bingham, Estados Unidos; (2) en Chuquicamata, Chile; (30) en La Escondida, Chile; (31) en El Teniente, Chile; (25) en Río Blanco-Los Bronces, Chile. Sin embargo, aun donde se han realizado estudios geológicos de detalle, como en el depósito El Salvador (27), la diferencia de edad entre la intrusión del stock y la generación del pórfido cuprífero estuvieron dentro de los límites de incerteza analítica de las determinaciones de edad K-Ar (3) e incluso dentro del margen de error de las edades determinadas por Pb/U (32, 33). Por otra parte, los distintos pulsos intrusivos normalmente presentes en pórfidos cupríferos, el equilibrio parcial entre fluido - roca durante los procesos hidrotermales, altas presiones de vapor y circulación de fluidos de composiciones químicas extremas (Ej. : fluidos de pH bajo) afectan drásticamente la geoquímica de las rocas en este tipo de depósitos, de modo que los sistemas geocronológicos normales como el K-Ar son frecuentemente parcial o totalmente rejuvenecidos y como consecuencia las dataciones por este método son parciales o poco precisas, particularmente para la determinación de la duración de los eventos térmicos relacionados a mineralización (34).

Debido a que, en general, los sistemas radiométricos no son lo suficientemente precisos como para medir el comienzo y fin de un proceso mineralizador, hemos estado limitados a métodos indirectos de estimar la duración de la mineralización. Por ejemplo, se sabe que los procesos mineralizadores en algunos pórfidos cupríferos alrededor del borde del Pacífico debe haber sido de menos de 1 Ma, debido a que existen algunos depósitos que tienen sólo poco más de 1 millón de años de antigüedad. Por ejemplo, en el pórfido de cobre-oro de Far Southeast en Filipinas, dataciones K-Ar indican que la mineralización ocurrió entre los 1.4 y 1.3 Ma y que el proceso hidrotermal debe haber tomado un total de 300.000 años (35; 36). Sin embargo, Far Southeast y el depósito epitermal asociado de Lepanto combinados suman alrededor de 4 millones de ton de Cu, cifra muy inferior a los más de 70 millones de ton de Cu de El Teniente, por lo que la extrapolación de los datos de Filipinas puede no ser válida para la duración del sistema mineralizador de un depósito gigante como El Teniente.

Actualmente, la técnica geocronológica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  es más adecuada para descifrar la edad y la duración de los múltiples eventos ígneos e hidrotermales sobrepuestos en un sistema porfírico individual, dada su mayor precisión y menor requerimiento de tamaño de muestra (37, 38, 39). En estas situaciones, se requiere un conjunto de minerales con distintas propiedades de difusión y una estrategia de muestreo con adecuado control geológico, para obtener la edad de los distintos componentes y, consecuentemente, la duración total de los eventos de mineralización. La duración total y naturaleza (episódica *versus* continua) de la mineralización puede ser directamente relacionada al tamaño y productividad de un depósito mineral (2, 26).

La primera aplicación del método geocronológico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en la datación de varios pórfidos cupríferos y otros depósitos minerales fue en un estudio metalogénico regional el Norte Grande de Chile (34, 40, 41, 42). Dicho estudio regional incluyó, a modo de comparación, la datación de algunas muestras por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar tradicional, mostrando que él  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  tiene significativas ventajas en cuanto a precisión y,

sobre todo, en lo referente a entregar datos respecto a perturbaciones del sistema isotópico que afectan la edad radiométrica y de la cual el K-Ar tradicional no proporciona ninguna información.

La geocronología  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  más detallada ha sido aplicada con posterioridad en Chile a los pórfidos cupríferos Potrerillos (43), Radomiro Tomic (44, 45) y Chuquicamata (46) con propósitos diferentes: en el primer caso fue para tratar de relacionar cronológicamente al pórfido cuprífero de Potrerillos con la vecina mineralización epitermal del yacimiento El Hueso, mientras en Radomiro Tomic para datar la edad de la alteración hidrotermal y en Chuquicamata para identificar distintos pulsos hidrotermales relacionados a la alteración potásica y sericítica. Además, algunas dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se han realizado en Río Blanco – Los Bronces (25) y dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  utilizando calentamiento por láser en secciones de roca se han realizado en muestras del pórfido cuprífero Rosario de Collahuasi (47).

En el pórfido cuprífero de Potrerillos las dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de (43) mostraron que la duración de la actividad hidrotermal del pórfido mineralizado Cobre fue muy corta, de  $230.000 \pm 210.000$  años ( $\pm 1\sigma$ ) para enfriarse desde la temperatura de cierre de la hornblenda ( $\sim 570^\circ$ ) hasta la temperatura de cierre de la sericita ( $\sim 325^\circ\text{C}$ ) y que dentro de un período de 8 millones de años (desde el Eoceno Superior al Oligoceno Inferior) se formaron en el sector siete centros intrusivos individuales de pórfidos y sus respectivos sistemas hidrotermales de corta duración en tiempo geológico ( $< 250.000$  años cada uno). Siendo estériles los de más corta duración (Ej. pórfido Bochinche-Buitre con  $90.000 \pm 170.000$  años), aunque en todos los casos la duración de los eventos hidrotermales está comprendida dentro de la incerteza analítica del método para rocas de esas edades y no puede ser resuelta isotópicamente. La mineralización epitermal de El Hueso mostró ser un evento de 5 Ma más antiguo que el pórfido Cobre, por lo que la relación genética entre ambos depósitos fue descartada, refutando la visión generalizada de que ambos depósitos eran contemporáneos (Ej. 48, 49, 50).

El estudio geocronológico de (43) en Potrerillos sugiere que los períodos de duración de la actividad hidrotermal y mineralización asociada a intrusiones individuales de pórfidos son del orden de centenas de miles de años, lo cual es consistente con modelos físicos y numéricos para el enfriamiento de plutones intrusivos. Sin embargo, dentro de las limitaciones analíticas para un depósito de  $\sim 35$  Ma, dicho estudio también sugiere que los pórfidos mineralizados tuvieron una duración más larga que los estériles. Consecuentemente, la duda persiste respecto a si los pórfidos cupríferos gigantes como El Teniente requieren o no de un tiempo más largo para formarse.

En Chuquicamata (46) identificaron por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dos eventos hidrotermales discretos con una edad media de  $33.4 \pm 0.3$  Ma para la alteración potásica y de  $31.1 \pm 0.3$  Ma para la alteración sericítica. Este estudio incluyó modelos de difusión usando dos dominios y asumiendo una geometría esférica para feldespato potásico, los que indicarían razones de enfriamiento rápidas de  $60^\circ/\text{Ma}$  para temperatura de cierre de  $440^\circ\text{C}$ ,  $80^\circ/\text{Ma}$  para  $370^\circ\text{C}$  y  $60^\circ/\text{Ma}$  para  $330^\circ\text{C}$ . Sin embargo, la diferencia entre la edad media de feldespatos potásicos y de biotitas en Chuquicamata es menor que la incerteza analítica, implicando un enfriamiento muy rápido a través de las temperaturas de cierre de la biotita y del feldespato potásico, particularmente si el sistema isotópico de estos minerales se cerró a temperaturas substancialmente diferentes. Consecuentemente, las razones de enfriamiento modeladas por (46) podrían ser demasiado bajas o las temperaturas de cierre calculadas por modelamiento de difusión demasiado altas ( $330\text{-}440^\circ\text{C}$ ), o ambas alternativas pueden ser ciertas; es decir, la posibilidad que las razones de enfriamiento en Chuquicamata hayan sido más altas que las modeladas está abierta.

Los datos geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de Chuquicamata son relevantes porque apoyan el modelo conceptual de (51) que involucra un evento de alteración potásica relacionado a fluidos magmáticos en profundidad, antes que el sistema porfirico de Chuquicamata fuera exhumado, mientras que la alteración sericítica ocurrió 2 a 3 Ma más tarde probablemente relacionada a un nuevo pulso de intrusión de pórfido en profundidad en la parte central de Chuquicamata, y su propagación hacia fuera por la circulación de fluidos calientes a través de un sistema de fracturas frágiles relativamente someras. Estos dos episodios hidrotermales están separados en el tiempo (pulsos discretos) y habrían sido seguidos por un rápido enfriamiento, cuya magnitud no ha sido estimada por (46).

El estudio  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de (44, 45) en Radomiro Tomic (8-10 km al norte de Chuquicamata) indicó que la alteración potásica y argílica tiene una edad media de  $32,6 \pm 0,3$  Ma y la alteración cuarzo-sericítica corresponde a un evento más joven de  $31,8 \pm 0,3$  Ma. Al igual que en Chuquicamata, no existe diferencia de edad entre la biotita y feldespato potásico en Radomiro Tomic, indicando un rápido enfriamiento después del emplazamiento del pórfido huésped. Los patrones de degasificación de  $^{39}\text{Ar}$ , combinados con estudios de difracción de rayos X, también apoyan un rápido descenso de la temperatura a menos de  $150^\circ\text{C}$ , por lo que

(44) estimó que el enfriamiento ocurrió en el orden de cientos de miles de años, luego de cada evento hidrotermal.

El estudio  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  por láser probe de (47) del pórfido cuprífero Rosario de Collahuasi determinó edades idénticas (al nivel del error analítico) de  $32,9 \pm 0,5$  Ma y  $32,9 \pm 0,6$  Ma para biotita de la etapa hidrotermal temprana y muscovita de la etapa hidrotermal tardía de este pórfido. Estos datos cronológicos, aunque algo ambiguos (la incerteza analítica es de  $\pm 300.000$  años al nivel de  $1\sigma$ ), indican un rápido enfriamiento de este gran centro hidrotermal.

(25) en Río Blanco-Los Bronces publicaron cuatro edades plateau  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ : una en biotita de  $14,9 \pm 0,07$  Ma para el Batolito San Francisco (pre-mineral), una en feldespato potásico de  $5,2 \pm 0,01$  Ma para un pórfido tardío de la mina Río Blanco y dos edades de brecha magmática mineralizada, la que en biotita dio  $4,6 \pm 0,1$  Ma y en feldespato potásico  $4,2 \pm 0,1$  Ma. Estas edades plateau  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  revelan claramente el potencial del método geocronológico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en un depósito relativamente joven, puesto que son las edades radiométricas con menor error analítico en número de años obtenidas en rocas mineralizadas en el país ( $\pm 50.000$  a  $\pm 5.000$  años a nivel de  $1\sigma$ ). Además, ellas revelaron una brecha mineralizada significativamente más joven que las datadas previamente por K-Ar en roca total en  $7,3 \pm 0,7$  y  $7,1 \pm 0,8$  Ma. La diferencia de las edades plateau  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la brecha mineralizada de Río Blanco que es de  $400.000 \pm 100.000$  años ( $\pm 1\sigma$ ) probablemente representa el período de enfriamiento entre las temperaturas de cierre de la biotita y del feldespato potásico de ese cuerpo de brecha mineralizada (uno de los varios existentes en este yacimiento).

Los estudios geocronológicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizados hasta ahora en el país en pórfidos cupríferos han demostrado la capacidad de este método para discernir con precisión los distintos eventos hidrotermales involucrados en la génesis de estos depósitos. Estos estudios sugieren la existencia de varios episodios hidrotermales discretos seguidos de un enfriamiento rápido de los sistemas hidrotermales relacionados a los depósitos gigantes, en períodos individuales del orden de centenas de miles de años. Sin embargo, casi todos los estudios se han realizado en depósitos de 40-30 Ma de antigüedad, por lo que el error analítico es de la misma magnitud o mayor que la duración inferida de la actividad hidrotermal, lo cual deja dudas respecto a la duración real de la actividad hidrotermal y si presenta variaciones significativas en depósitos de distinto tamaño. Esto ha motivado la formulación de un proyecto de datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de alta resolución, actualmente en desarrollo, en el yacimiento El Teniente, que se espera proveerá antecedentes respecto a la duración de los pulsos hidrotermales que produjeron la mineralización cuprífera de este depósito gigante.

*El presente trabajo es una contribución del Proyecto Fondecyt N° 1000932.*

## REFERENCIAS

1. Ruiz, C.; Aguirre, L.; Corvalán, J.; Klohn, C.; Klohn, E. y Levi, B. 1965. Geología y Yacimientos Metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, 305 p. Santiago.
2. Sillitoe, R.H. 1981. Regional aspects of the Andean porphyry belt in Chile and Argentina: Institution of Mining and Metallurgy Transactions, sec. B, V. 90, p. B15-B36.
3. Sillitoe, R.H., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. Journal of South American Earth Sciences, V. 1, p. 89-108.
4. Skinner, B.J. 1997. Hydrothermal Mineral Deposits: What We Do and Don't Know. In Barnes, H.L.I. (Editor) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Third Edition, John Willey & Sons, p. 1-26.
5. Stein, H.J., and Cathles, L.M. 1997. PREFACE: The Timing and Duration of Hydrothermal Events. Economic Geology, V. 92, N° 7/8, p. 763-765.
6. Lovering, T.S. 1955. Temperatures in and near intrusions. Economic Geology 50th Anniversary Volume, p. 249-281.
7. Jaeger, J.C., 1964. Thermal effects of intrusions. Reviews in Geophysics, V. 2, p. 443-466.
8. Elder, J.W. 1977. Model of hydrothermal ore genesis: Volcanic Studies Group of the Geological Society of London – Institution of Mining and Metallurgy Joint Meeting, London, January 21-22, 1976, Proceedings, p. 4-13.
9. Norton, D. and Knight, J., 1977. Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons. American Journal of Science, V. 277, p. 937-981.
10. Norton, D. and Cathles, L.M., 1979. Thermal aspects of ore deposition. In: Barnes, H.L., (Editor) Geochemistry of ore deposits, 2nd edition. New York, John Willey, p. 611-631.
11. Smith, R.L., and Shaw, H.R. 1979. Igneous-related geothermal systems. U.S. Geological Survey Circular 790, p. 12-17.
12. Cathles, L.M. 1981. Fluid flow and genesis of hydrothermal ore deposits. Economic Geology 75th Anniversary Volume, p. 424-457.

13. Norton, D.L. 1982. Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing plutons, southeastern Arizona. In Tittley, S.R., (Editor) *Advances in the Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*, University of Arizona Press, Tucson, AZ, p. 59-72.
14. Furlong, K.P., Hanson, R.B., and Browers, J.R. 1991. Modeling thermal regimes: *Reviews in Mineralogy*, V. 26, p. 473-506.
15. Cathles, L.M. 1997. Thermal Aspects of Ore Formation. In: Barnes, H.L.I. (Editor) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Third Edition, John Wiley & Sons, p. 191-223.
16. Cathles, L.M.; Erendi, A.H.J.; Thayer, J.B., and Barrie, T. 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusion event?. *Economic Geology*, V. 92, Nº 7/8, pp. 766-771
17. Fournier, R.O. 1989. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, V. 17, p 13-53.
18. Sillitoe, R.H. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, V. 44, p. 373-388.
19. Keith, J.D. and Shanks, W.C. 1988. Chemical evolution and volatile fugacities of the Pine Grove porphyry molybdenum and ash-flow tuff system, southwestern Utah: *Canadian Institution of Mining and Metallurgy Special Volume 39*, p. 3401-3426.
20. Candela, P.A. 1989. Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis. *Reviews in Economic Geology*, V. 4, p. 223-233.
21. Candela, P.A. 1991. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments. *American Mineralogist*, V. 76, p. 1081-1091.
22. Lowenstern, J.B. 1994. Dissolved volatile concentrations in an ore-forming magma. *Geology*, V. 22, p. 893-896.
23. Sillitoe, R.H. 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology* V. 22, p. 945-948.
24. Warnars, F.W., Holgrem, C., Barassi, F.S. 1985. Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Río Blanco, Chile. *Economic Geology*, V. 80, p. 1544-1566.
25. Serrano, L., Vargas, R., Stambuk, V., Aguilar, C., Galeb, M., Holgrem, C., Contreras, A., Godoy, S., Vela, I., Skewes, A., and Stern, C.R. 1996. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., (eds.) *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 119-130.
26. Silberman, M.L. 1985. Geochronology of hydrothermal alteration and mineralization: Tertiary hydrothermal precious-metal deposits in the Great Basin. In: Tooker, E.W., (Editor) *Geologic Characteristics of Sediment- and Volcanic-Hosted Disseminated Gold Deposits – Search for an Occurrence Model*. U.S. Geological Survey, Bulletin 1646, p. 55-70
27. Gustafson, L.B. and Hunt, J.P. 1975. The porphyry copper at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, V. 70, p. 857-912.
28. Clark, A.H., Farrar, E., and Kents, P. 1977. Potassium-argon age of the Cerro Colorado porphyry copper deposit. Panama. *Economic Geology*, V. 72, p. 1154-1158.
29. Warnars, F.W., Smith, W.H., Bray, R.E., Lanier, G., and Shafiqullah, M. 1978. Geochronology of igneous intrusions and porphyry copper mineralization at Bingham, Utah. *Economic Geology*, V. 73, p. 1242-1249.
30. Alpers, C. N., and Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America, Bulletin*, V. 100, p. 1640-1656.
31. Cuadra, P. 1986. Geocronología K-Ar del Yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*, Nº 27, p. 3.-26.
32. Comejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C., Tomlinson, A.J., Rivera, O., and Fanning, C.M., 1997. El Salvador, Chile, porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronological framework. *International Geology Review*, V. 39, p. 22-54.
33. Richards, J.R.; Noble, S.R.; and Pringle, M.S., 1999. A Revised Late Eocene Age for Porphyry Cu Magmatism in the Escondida Area, Northern Chile. *Economic Geology*, V. 94, Nº 8, pp. 1231-1248.
34. Makshev, V., Zentilli, M., and Reynolds, P.H. 1988. Geocronología  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de depósitos de tipo pórfido cuprífero del Norte Grande de Chile: Congreso Geológico Chileno, V, Santiago, Chile, Tomo I, p. B109-B133.
35. Arribas, A. Jr., Hedenquist, J.W., Itaya, T., Okada, T., Concepción, R.A., and García, J.S. Jr. 1995. Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines. *Geology*, V. 23, p. 337-340.
36. Hedenquist, J.W.; Arribas, A. and Reynolds, J.T. 1998. Evolution of an Intrusion-Centered Hydrothermal System: Far Southeast-Lepanto Porphyry and Epithermal Cu-Au Deposits, Philippines. *Economic Geology*, V. 93, p. 373-404.
37. Perkins, C., McDougall, I., Claoué-Long, J., and Heithersay, P.S., 1990.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb geochronology of the Goonumbra porphyry Cu-Au deposits, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, V. 85, p. 1808-1824.
38. Spell, T.L., and Harrison, T.M. 1993.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of the Post-Valles Caldera rhyolites. Jemez volcanic field, New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, V. 98, p. 8031-8051.
39. Sawyer, D.A., Fleck, R.J., Lamphere, M.A., Warren, R.G., Broxton, D.E., Hudson, M.R. 1994. Episodic caldera volcanism in the Miocene southwestern Nevada volcanic field: revised stratigraphic framework.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

- geochronology, and implications for magmatism and extension. Geological Society of America, Bulletin, V. 106, p. 1304-1318.
40. Maksaeu, V., Boric, R., Zentilli, M., and Reynolds, P.H. 1988. Significado metalogénico de dataciones K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  trazas de fisión de zonas mineralizadas en el Norte Grande de Chile. Congreso Geológico Chileno, V, Santiago, Chile, Tomo I, p. B65-B86.
  41. Maksaeu, V. 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits. Unpublished Ph.D. Thesis, Halifax, Nova Scotia, Canada, Dalhousie University, 554 p.
  42. Boric, R., Díaz, F. y Maksaeu, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40, Santiago, 246 p.
  43. Marsh, T.M., Einaudi, M.T., and McWilliams, M.O. 1997.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of Cu-Au and Au-Ag Mineralization in the Potrerillos District, Chile. Economic Geology, V. 92, p. 784-806.
  44. Pemberton, G.B., 1997. Dating of alteration at the Radomiro Tomic Porphyry Copper Deposit, northern Chile by the high precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method. Unpublished B.Sc. Honours Thesis, Halifax, Nova Scotia, Canada, Dalhousie University.
  45. Cuadra P.; Zentilli, M.; Puig, A. y Tidy, E. 1997. Dataciones radiométricas recientes en Radomiro Tomic. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. II, p. 916-919.
  46. Reynolds, P., Ravenhurst, C., Zentilli, M., and Lindsay, D. 1998. High-precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of two consecutive hydrothermal events in the Chuquicamata porphyry copper system, Chile. Chemical Geology, V. 148, p. 45-60.
  47. Clark, A.H., Archibald, D.A., Lee, A.W., Farrar, E. and Hodgson, C.J. 1998. Laser Probe  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages of Early- and Late-Stage Alteration Assemblages, Rosario Porphyry Copper-Molybdenum Deposit, Collahuasi District, I Region, Chile. Economic Geology, V. 93, N° 3, p. 326-337.
  48. Colley, H., Treolar, P.J., and Díaz, F. 1989. Gold-silver mineralization in the El Salvador region, northern Chile. Economic Geology Monograph 6, p. 208-217.
  49. Davidson, J., and Mpodozis, C. 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. Economic Geology, V. 86, p. 1174-1186.
  50. Sillitoe, R.H. 1991. Gold Metallogeny of Chile-an introduction. Economic Geology, V. 86, p. 1187-1205.
  51. Zentilli, M., Leiva, G., Rojas, J., and Graves, M.C. 1994. The Chuquicamata system revisited (Extended Abstract). Society of Economic Geologists Symposium, Copper Deposits of the Andes, New developments, Concepción Chile, October 17-18, 1994, Proceedings 2, p. 1647-1651.