

GEOQUIMICA Y METALOGENESIS ENDOGENA DEL ORO

JORGE OYARZUN M.

Univ. La Serena, Depto. de Minas, Casilla 554, La Serena.

RESUMEN

El oro está distribuido, en contenidos bajos y poco variables, en las rocas ígneas normales y ellos disminuyen en el curso de la diferenciación magmática. Sin embargo, el metal es fácilmente lixiviado de las rocas por soluciones hidrotermales o por procesos metamórficos equivalentes y puede migrar en forma de complejos solubles de cloro, azufre, arsénico y otros elementos. Su destrucción por barreras fisicoquímicas implica la precipitación del oro y posibilita la formación de concentraciones económicas endógenas del metal.

Existen vínculos geoquímicos y metalogénicos importantes entre el oro, el hierro y el azufre, así como entre estos elementos y las series magmáticas ricas en magnetita (Ishihara, 1981). Aquéllos se manifiestan en la asociación mayoritaria de los depósitos de oro circumpacíficos con estas series (ricas en S y Cl), pese a que, en principio, cualquier sistema magmático o geotérmico podría generar depósitos auríferos.

Oro y molibdeno presentan comportamientos geoquímicos endógenos, tanto paralelos como divergentes, cuyo análisis comparativo tiene consecuencias de interés para la metalogénesis y la prospección regional de ambos metales.

ABSTRACT

Gold is distributed in low and slightly variable contents in normal igneous rocks, and they decrease from the mafic to the more differentiated sialic types. However, the metal is easily leached from the rocks by hydrothermal activity, in the form of soluble complexes with Cl, S, As, and other elements. This fact permits the concentration of gold when the complexes are destroyed at physical-chemical barriers.

There are important geochemical and metallogenetical correlations between gold, iron and sulphur, and also between these elements and the magnetite-rich magmatic series (Ishihara, 1981). They are expressed through a close association of most of the Circumpacific gold deposits to those regions in which magnetite series (that are rich in Cl and S) are dominant.

Gold and molybdenum present endogenic geochemical behaviors that have parallel but also opposite characters. Their comparative analysis has interesting consequences for the metallogenesis and the regional prospecting of both metals.

INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por objeto analizar la metalogénesis endógena del oro, desde el punto de vista geoquímico. La información expuesta está basada en un número restringido de publicaciones, seleccionadas por su carácter global y su relación con los aspectos centrales del tema considerado.

El propósito inicial del trabajo fue plantear las bases del problema para una discusión general, en el marco del reciente Coloquio sobre la Geología y Prospección del Oro (Univ. de La Serena, Junio, 1983). Posteriormente, su autor agregó sus propios puntos de vista respecto al tema tratado.

ABUNDANCIA

Los datos de abundancia son el punto de partida de la geoquímica. También lo son para la metalogénesis, puesto que sugieren las fuentes más probables de los yacimientos metalíferos e indican la eficacia de los procesos naturales de concentración. Las estimaciones de abundancia se pueden realizar a través de la compilación de los análisis publicados o mediante estudios sistemáticos y específicos. El primer camino, seguido por Boyle (1979), ofrece como ventaja el gran volumen y variedad de la información disponible. Su desventaja está en la distinta calidad analítica de los datos y en el riesgo de "contaminación" de esa información con valores atípicamente altos (puesto que tienden a ser más frecuentes los análisis de aquellos materiales probablemente ricos en los elementos analizados). Lo anterior puede explicar las diferencias en los rangos y valores medios del oro en las rocas ígneas, que presentan los estudios de Gottfried *et al.* (1972) y de Boyle (1979) (Fig. 1). El primero, de naturaleza sistemática, entregó valores promedio 4-7 veces menores que la compilación de Boyle, que incluye muestras claramente anómalas (hasta 2,9 ppm de Au en rocas ácidas). Sin embargo, pese a sus diferencias, ambos estudios coinciden en la mayor concentración del oro en las rocas ígneas básicas. Ello es consistente con los contenidos mayores del metal en los óxidos y en los silicatos ferromagnesianos (Fig. 2). El contenido de oro tiende a disminuir durante la diferenciación magmática y no muestra enriquecimiento en los magmas ácidos residuales, conforme a las cifras de Gottfried *et al.*, 1972.

Un factor que complica la geoquímica del oro es su distribución irregular y errática. Ella se debe a que el oro no participa en reemplazos diadócicos (como por ejemplo, el níquel) ni está asociado a

una fase determinada (como el molibdeno, que está ligado a la sulfurada), sino disperso en forma elemental. Sin embargo, Tilling *et al.* (1973) sostuvieron que su variación, en las rocas ígneas, es restringida y que sus anomalías significativas corresponden ya sea a lixiviación o a introducción del oro, por efecto de procesos secundarios. En términos metalogénicos, podemos considerar, entonces, a las rocas ígneas como receptáculos de oro, disperso en débiles concentraciones, pero apto para ser removilizado y concentrado por efecto de procesos secundarios. Por su mayor contenido y alterabilidad, las rocas básicas aparecen como el material más apto para concentraciones secundarias eficaces y, por razones estructurales (fracturamiento, circulación de fluidos), las del nivel volcánico o subvolcánico serían las más favorables.

Aunque el presente trabajo se refiere a la geoquímica endógena del oro, es interesante considerar sus contenidos en los sedimentos y rocas sedimentarias. La compilación de Boyle (1979) indica que los mayores promedios se encuentran en las rocas detríticas de grano grueso, como areniscas y conglomerados (57 ppb), y en los sedimentos piritosos (132 ppb). En cambio, las rocas detríticas finas y las carbonatadas presentan los contenidos más débiles (8 y 7 ppb, respectivamente). Las rocas detríticas gruesas constituyen, por otra parte, la principal fuente sedimentaria del oro y su medio natural de concentración exógena. En cuanto al enriquecimiento del metal en los sedimentos piritosos, éste puede tener su origen ya sea en la materia orgánica, que suele acompañarlos y que tiende a concentrar el oro, o bien en la actividad reductora de la pirita sobre soluciones auríferas.

MIGRACION Y DEPOSITO

En el capítulo anterior se ha señalado que el oro no llega a alcanzar altas concentraciones durante la diferenciación magmática. De ahí que su concentración, a través de procesos hidrotermales, revista gran importancia. Si bien existen muchas diferencias de opinión entre los distintos autores respecto a la forma precisa en que ella opera, hay acuerdo en los aspectos fundamentales que se ex-

ponen a continuación.

En primer lugar, para que el oro pueda migrar, debe pasar a solución, sea ésta coloidal, iónica o compleja. Si bien se ha demostrado la posibilidad del transporte coloidal del oro en las aguas superficiales (Goni *et al.*, 1967), la inestabilidad de esas soluciones, en condiciones hidrotermales, hacen dudoso extender el mecanismo a la migra-

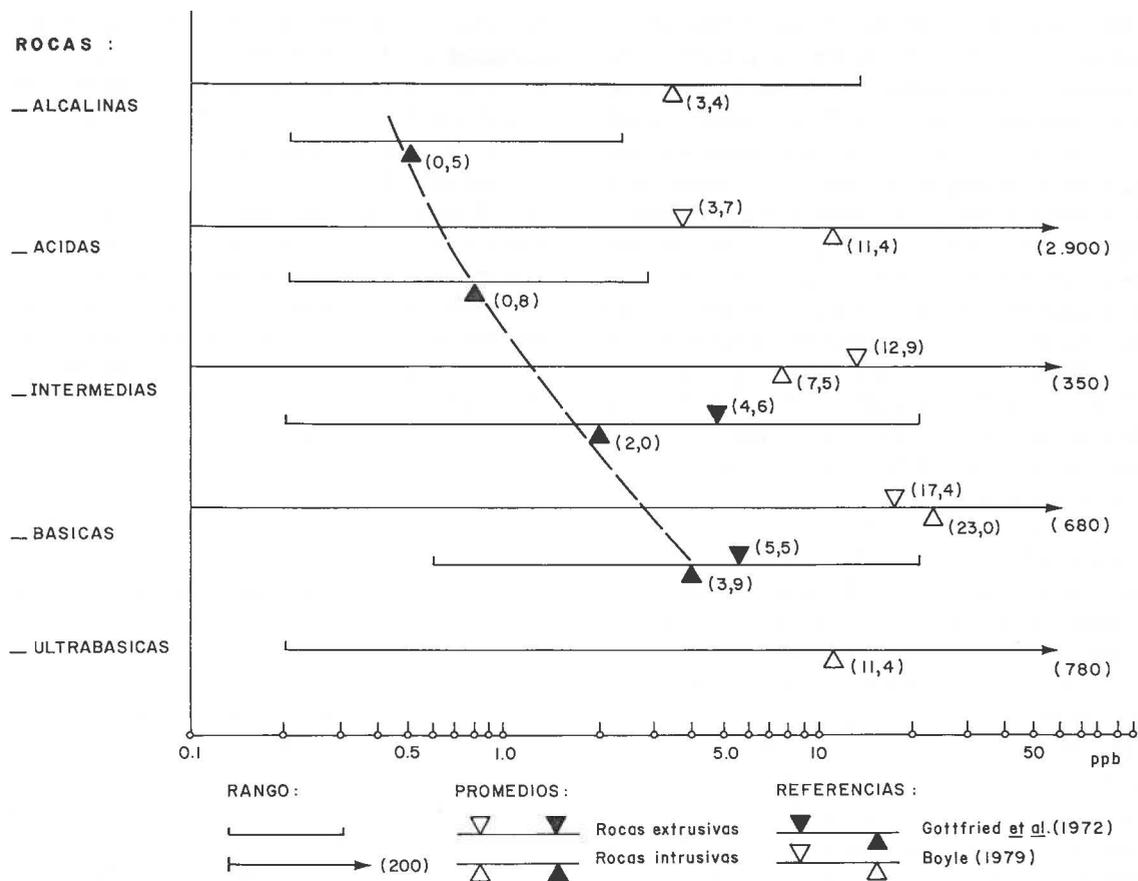


FIG. 1. Contenido de oro en las rocas ígneas.

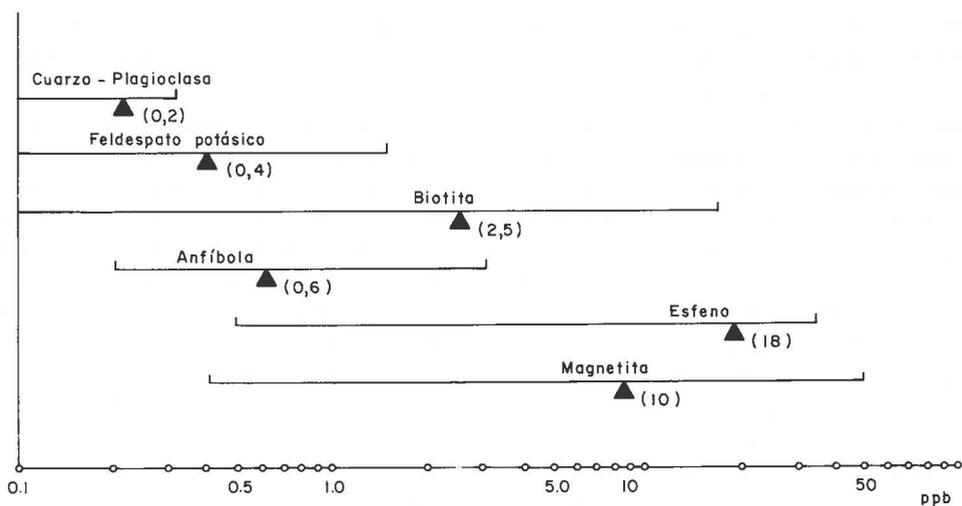


FIG. 2. Contenido de oro en minerales comunes de las rocas ígneas. De Gottfried et al., 1972.

ción endógena del oro. De ahí que la alternativa se reduzca a soluciones simples o complejas. Sin embargo, los potenciales de oxidación requeridos para estabilizar Au^+ o Au^{3+} en solución simple (+ 1,68 v y + 1,50 v, respectivamente) son prácticamente incompatibles con los sistemas hidrotermales naturales. En consecuencia, las soluciones complejas quedan como única posibilidad efectiva. Los distintos autores concuerdan en señalar la importancia de los complejos clorurados y sulfurados de oro en su transporte en solución. Ella es consecuente con la alta afinidad del oro por el cloro y el azufre. En cambio, este metal tiene muy baja afinidad por el flúor y el oxígeno, elementos que los preceden en los respectivos grupos de la Tabla Periódica.

Aunque hay discrepancias en cuanto a la valencia dominante del oro, en los complejos clorurados, así como respecto a la importancia relativa de los complejos clorurados y sulfurados en el transporte endógeno del oro, es posible establecer las siguientes conclusiones generales. En primer lugar, el cloro aparece como el principal agente oxidante del oro, mono o trivalente. En ausencia de iones de sulfuro o en condiciones ácidas u oxidantes, los complejos clorurados son las formas únicas o dominantes del oro en solución. De ellas, la forma áurica de AuCl_4^- aparece en soluciones ácidas, siempre que no existan agentes reductores (Krauskopf, 1951, *in* Boyle, 1979). Pero el aumento de la temperatura favorece su hidrólisis y el dominio de la forma reducida, AuCl_2^- . Este complejo es muy efectivo a temperaturas y presiones altas. Así, mientras puede mantener en solución 10 ppm de Au a 300°C y 1 kbar, esta cantidad aumenta hasta 1.000 ppm a 500°C y 2 kbar (Henley, 1973). En consecuencia, representa un modo de transporte ideal para removilizar el oro de estratos sometidos a deshidratación o a metamorfismo de carga. En cambio, Rytuba y Dickson (1977) *in* Boyle (1979), realizaron experiencias similares a las publicadas por Henley (1973), pero en presencia de sulfuros, y encontraron que prácticamente todo el oro disuelto estaba en forma de complejo sulfurado $\text{Au}(\text{HS})_2^-$. Weissberg (1970) calculó que los complejos sulfurados pueden transportar 100-200 ppm de Au, a temperaturas de 150-250°C, en soluciones débilmente alcalinas, y les atribuyó especial importancia en la formación de depósitos epitermales. Sin embargo, señaló que la forma dominante en los campos geotérmicos de Nueva

Zelandia (Broadlands, etc.) es AuS^- . Los complejos sulfurados se ven favorecidos por la presencia de elementos alcalinos que, a su vez, también poseen afinidad por el azufre y contribuyen a mantener un pH básico (Marakushev, 1977). La fijación de esos elementos en las rocas durante la alteración hidrotermal (albitización, etc.), favorece la disminución del pH de la solución y, por lo tanto, la destrucción de los complejos sulfurados.

Si bien la efectividad del transporte hidrotermal del oro (sea asociado al magmatismo o simplemente a gradientes geotérmicos) está bien documentada, no ocurre igual con su transporte volátil en el dominio magmático. Los cloruros de oro simples como Au_2Cl_6 y Au_2Cl_2 o los de oro y otros metales, como AuFeCl_6 y AuAlCl_6 son volátiles y estables en distintos rangos entre 200°C y 800°C (Boyle, 1979), y permitirían la concentración del oro a través de procesos "transmagmáticos". Sin embargo, no se conoce con seguridad la contribución de estos procesos de concentración a la metalogénesis del oro.

Así como la estabilidad de sus complejos solubles permite el transporte del oro, su desestabilización es responsable de su posterior precipitación. De ahí que los procesos que controlan esta última son igualmente importantes. Al respecto, los complejos sulfurados de oro siguen la suerte de otros complejos similares del mismo anión (como los de Cu, Fe, etc.) y precipitan al aumentar la acidez de la solución. Puesto que la disociación de los ácidos presentes en las soluciones hidrotermales es inversamente proporcional a la temperatura, la disminución de esta última favorece la ruptura de los complejos (a través de la combinación de S^{-2} ó HS^- con hidrogeniones para formar H_2S). El oro así precipitado puede aparecer junto con el Fe, en la secuencia zonal Fe, Au-Fe, Cu-Zn, Pb-Ba (Marakushev, 1977). Sin embargo, otros elementos como As, Se o Te pueden complicar esta situación. El caso mejor conocido es el del telurio, que puede retener al oro en solución compleja, permitiéndole migrar hasta la zona de la baritina, después de destruido el complejo sulfurado (Marakushev, 1977). Otra posibilidad es el paso del oro a la forma clorurada trivalente, si existen condiciones oxidantes. En ese caso, el oro puede precipitar posteriormente, asociado a la sílice, en paragénesis pobres en azufre.

Mientras los complejos sulfurados de oro son estables en condiciones de oxidación inferiores al

campo de estabilidad del oro nativo, la forma clorada AuCl_2^- exige un medio más oxidante (Lewis, 1982). De ahí que este complejo sea inestable en ambientes reductores y que precipite oro nativo por contacto de las soluciones con agentes reductores como carbono, pirita o Fe^{2+} (ejemplo: $\text{AuCl}_2^- + \text{Fe}^{2+} = \text{Au}^0 + \text{Fe}^{3+} + 2 \text{Cl}^-$). También el aumento del pH favorece la ruptura del complejo clorado, al desplazar hacia la derecha el equilibrio $\text{AuCl}_2^- + 1/2 \text{H}_2 = \text{Au}^0 + 2 \text{Cl}^- + \text{H}^+$ (Lewis, 1982). De ahí que la presencia de rocas carbonatadas lleve a la precipitación del oro clorado, mientras favorece, en cambio, la estabilidad de la forma sulfurada.

En resumen, las bajas concentraciones del oro en los magmas, las rocas y los sedimentos normales están compensadas por la débil fijación del metal a los minerales petrográficos y por la notable capacidad de transporte del metal en soluciones complejas. Al mismo tiempo, la sensibilidad de los complejos a cambios o "barreras" fisicoquímicas es otro factor favorable, en términos metalogénicos, puesto que permite su precipitación y concentración en volúmenes restringidos. Puesto que los complejos clorados y sulfurados son estables en condiciones distintas (e inclusive opuestas), no es posible hablar de condiciones favorables para la migración o precipitación del oro, en general, sino con referencia a cada tipo de complejo. Finalmente, es necesario señalar que, si bien se conoce la efectividad de estos mecanismo (ejemplificada por los precipitados silíceos de campos geotérmicos, miles de veces más ricos en oro que las rocas normales), queda aún mucho por precisar. Entre ello está la relación del boro con la migración del oro, cuya frecuente asociación se puede interpretar sea en términos causales o de simple paralelismo geoquímico.

ORO, HIERRO Y AZUFRE

Distintos autores han señalado la correlación de los contenidos de oro en las rocas con los de diversos elementos, como Cr, Ni y Mg (Keays y Scott, 1976), Cu (Gottfried *et al.*, 1972), etc. Sin embargo, las correlaciones más definidas y constantes corresponden al hierro y al azufre. Así, Shcherbakov y Latysh (1972) *in* Boyle (1979) establecieron una alta correlación positiva entre Au y Fe, tanto en rocas ígneas como sedimentarias, que se expresa también al nivel mineraló-

gico. Boyle (1979) consideró que la correlación Au-Fe es efectiva, así como lo es la del oro con el azufre.

Es interesante notar que hierro y azufre representan, en cierto modo, las dos caras de la metalogénesis del oro. Desde luego, las rocas ígneas ricas en Fe constituyen la fuente más adecuada para las mineralizaciones endógenas del metal. Ello, no solamente por su mayor contenido de oro, lo que pierde importancia considerando las fuertes concentraciones necesarias (del orden de mil veces) para formar yacimientos, sino que, principalmente, debido a su inestabilidad química. En efecto, la fácil alteración de los silicatos ferromagnesianos tempranos, por los procesos supérgenos, hidrotermales o metamórficos de bajo grado, favorece la liberación del oro que contienen. Al respecto, es ilustrativa la asociación de numerosos e importantes distritos auríferos con esquistos verdes, formados por metamorfismo de rocas volcánicas, intermedias y básicas. Por otra parte, el hierro constituye también un elemento precipitador del oro, de modo que ambos metales se reencuentran en los sedimentos oxidados del tipo "capas rojas", así como en los sedimentos reducidos con pirita (Clemmey, 1981).

La correlación del oro y el azufre es previsible, considerando el rol del segundo en el transporte hidrotermal del oro, así como en su precipitación o coprecipitación. Sin embargo, es posible que ellas, así como la asociación de oro con el hierro, tenga raíces genéticas más profundas. En efecto, considerando las favorables condiciones que ofrecen los complejos clorados para la reconcentración del oro, podríamos esperar que los yacimientos del metal fueran bastante independientes de los tipos petrológicos. La situación aparece, en cambio, muy diferente. Conforme a los datos de Ishihara, 1981, más de un 95% de los depósitos auríferos de las islas del Japón están asociados a rocas de la serie alta en magnetita, a las que también se vincula el 100% de los depósitos magmáticos de azufre. En cambio, los yacimientos de estaño y wolframio están ligados, mayoritariamente, a las series magmáticas ilmeníticas, de carácter reductor y pobres en azufre. Esta relación es, asimismo, consistente con el predominio del cloro sobre el flúor en las series ilmeníticas, lo que también explica la vinculación de los depósitos de oro a las primeras. Ello ilustra la importancia que puede tener la zonación aniónica regional, asociada a la convergencia de placas litosféricas

(Oyarzún y Frutos, 1974). El magmatismo post-paleozoico, en el territorio chileno, pertenece también a las series ricas en magnetita (Ishihara y Ulriksen, 1980), que son propias del magmatismo "juvenil", generado en condiciones distensivas, en los bordes de convergencia de placas (Ishihara, 1981).

De lo expuesto es posible inferir que, si bien en principio cualquier magma, roca o sedimento puede ser fuente metálica para la mineralización aurífera hidrotermal, existen condiciones metalogénicas "previligiadas". A ellas se asocian la mayoría y los principales yacimientos. En los bordes magmáticos circumpacíficos y en sus arcos de islas, ellas corresponden a las series intermedias a máficas, ricas en magnetita, que poseen alto contenido de azufre y de cloro. Estas series se desarrollan en condiciones distensivas, que permiten también la formación de estructuras tipo graben, propicias para la presencia de sistemas geotermales concentradores. Por otra parte, la alteración hidrotermal o el metamorfismo de facies de esquistos verdes de estas series lleva a la destrucción de los minerales máficos, principales concentradores del oro. De ahí que estas rocas reúnan las mejores condiciones como "roca fuente" y constituyan un metalotecto principal (junto con los de tipo estructural), en la cadena andina. Sin embar-

go, la relación del oro con el volcanismo intermedio a básico no es exclusiva del magmatismo orogénico y moderno. Por el contrario, también los conglomerados piritíficos del Proterozoico inferior de Sudáfrica (Witwatersrand), que entregan el 70% de la producción mundial de oro, provienen de la destrucción de esquistos verdes, máficos, intruidos por rocas graníticas (Clemmey, 1981). La asociación Au-Fe-S se extiende también a las formaciones ferríferas bandeadas, las que pueden constituir una etapa intermedia de enriquecimiento del oro. De ahí que la relación entre los tres elementos químicos puede constituir no sólo un rasgo de interés geoquímico, sino también un hilo conductor de la exploración aurífera regional.

ORO Y MOLIBDENO

La comparación de la conducta endógena del oro con la del molibdeno muestra tanto paralelismos como divergencias, que pueden contribuir a explicar la distribución geológica y la génesis de sus yacimientos. En primer lugar, el contenido de ambos metales en las rocas ígneas se caracteriza por sus tendencias opuestas (Fig. 3), dado que el Mo se concentra en las rocas félsicas y alcanza sus valores más elevados en las de tipo alcalino. En consecuencia, la diferenciación magmática pro-

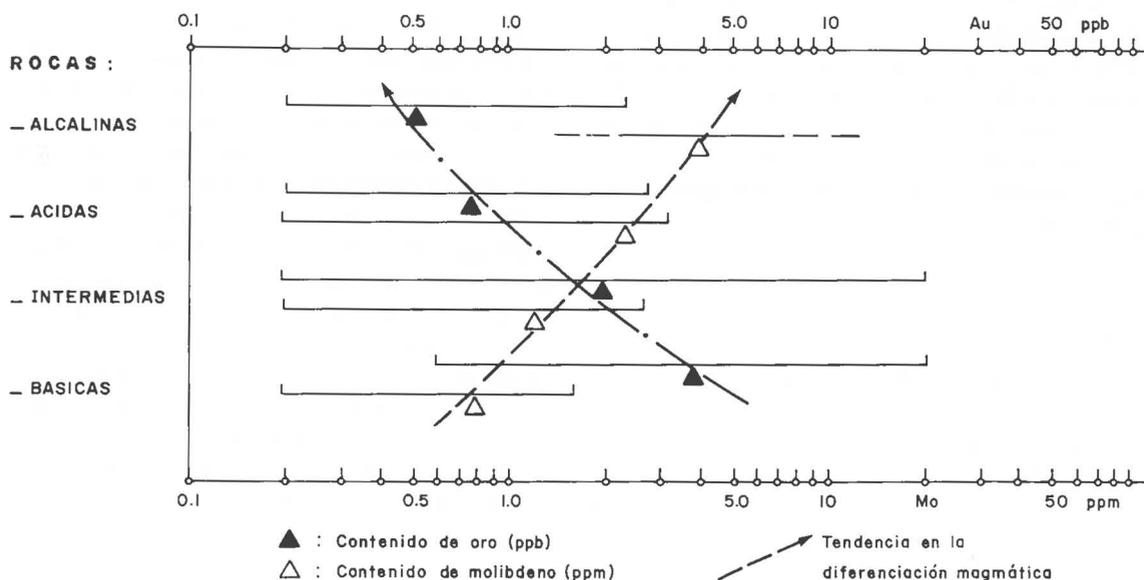


FIG. 3. Contenido de oro y molibdeno en las rocas ígneas intrusivas. De Gottfried *et al.*, 1972 (oro) y Uzkut, 1974.

duce magmas empobrecidos en oro y enriquecidos en molibdeno. En cierto grado, dicha tendencia se refleja en los contenidos de oro y de molibdeno de los depósitos porfíricos, los que presentan una buena correlación con la petrología de los intrusivos (así como con su posición geotectónica; Kesler, 1973). Ello puede ilustrarse a través del cuadro siguiente (Oyarzún, 1978):

Tipo litológico	Razón Mo/Au (roca)	Mineralización	Marco tectónico (Kesler, 1973)
Diorita cuar-cífera	445	Cu (Au)	Arcos de islas
Granodiorita	1.420	Cu (Mo)	Margen continental
Granito	3.000	Mo	Continental

Aunque la correlación del Au y del Mo de los depósitos porfíricos, con su ambiente tectónico, presenta excepciones, ella es estadísticamente válida y constituye un factor económico importante en la explotación de estos depósitos. En cambio, desde el punto de vista de las series magmáticas (Ishihara, 1981), estos depósitos se asocian al tipo rico en magnetita. En este aspecto, los pórfidos molibdeníferos se diferencian de otros depósitos de metales litófilos de emplazamiento continental, como los de wolframio y los de estaño. Ello es consistente con la afinidad de ambos metales por el azufre y con el rol que dicho elemento y el cloro tienen en el transporte del oro y del molibdeno como complejos solubles. Sin embargo, el transporte endógeno del oro y del molibdeno presenta diferencias tanto en

sus etapas iniciales como en las finales. Ellas surgen de la mayor capacidad del Mo para migrar en haluros valátiles, lo que le permite formar depósitos en la etapa pegmatítica, así como de su tendencia a formar compuestos oxigenados hexavalentes, en la etapa hidrotermal (varios autores, *in* Oyarzún, 1978).

De las diferencias expuesta, se puede destacar como esencial la tendencia del molibdeno a concentrarse en el curso de la diferenciación magmática, mientras el oro se empobrece. Ello implica que un intrusivo ácido tiene mejores posibilidades como roca fuente de molibdeno que de oro. Sin embargo, el mismo cuerpo podría actuar como un eficiente removilizador del oro contenido en rocas volcánicas intermedias o máficas, instruidas por él o sobreyacentes. Conforme a esta interpretación, los pórfidos de arcos de islas no alcanzarían la diferenciación necesaria para generar depósitos de molibdeno. Recíprocamente, los pórfidos molibdeníferos continentales serían pobres o carecerían de mineralización aurífera asociada, por las características félsicas de su marco de emplazamiento continental. En términos generales de prospección, estas ideas implican que la presencia de magmatismo félsico, bien diferenciado, es fundamental para la presencia de molibdeno. En cambio, para la de oro es importante contar con una roca fuente, máfica o intermedia, la que puede ser anterior al episodio magmático o geotérmico mineralizador.

A MODO DE CONCLUSION

En el desarrollo de las ideas presentadas en este trabajo, se ha puesto énfasis en los procesos magmáticos e hidrotermales responsables de la concentración del oro. Sin embargo, ello no significa desestimar el rol de otros procesos más difíciles de evaluar. Entre ellos está el efecto de la concentración policíclica del metal, que puede ser importante, en principio, debido a la tendencia del oro a concentrarse en determinadas facies sedimentarias. Ellas, a su vez, pueden enriquecer los magmas que las atraviesan y asimilan. Sin embargo, dada la continua movilidad tectónica y la alta tasa de producción de magmas "juveniles" del territorio chileno, es improbable que su participación en la génesis de los yacimientos hidrotermales haya sido significativa (excepto, tal vez, en lo referente a algunas facies paelozoicas (ordovícicas), tipo plataforma o

a algunos sedimentos continentales equivalentes, de edad triásica). En cambio, el enriquecimiento sucesivo de los magmas calcoalcalinos en oro, cobre, molibdeno y otros metales, realizado a través de la asimilación escalonada en altura de materiales andesíticos (Routhier, 1980), puede ser un importante proceso metalogénico. Pero su discusión sobrepasa los límites fijados para este trabajo. Dentro de esos límites, y como conclusión final, es posible señalar que la geoquímica ofrece una explicación consistente de la metalogénesis endógena del oro, tanto en términos de abundancia como de procesos de concentración. Sin embargo, ella debe complementarse con criterios petrogenéticos al nivel de provincia (series de Ishihara, 1981), para dar cuenta de la distribución de los yacimientos de oro al nivel regional y continental.

REFERENCIAS

- BOYLE, R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Can., Geol. Surv., Bull.*, No. 280, 584 p.
- CLEMMY, H. 1981. Some aspects of heavy mineral assemblages in lower Proterozoic uranium-gold conglomerates. *Mineral. Mag.*, Vol. 44, p. 399-408.
- GONI, J.; GUILLEMIN, C.; SARCIA, C. 1967. Geochemie de l'or exogene. Etude expérimentale de la formation des dispersions colloïdales d'or et de leur stabilité. *Mineral. Deposita (Berl.)*, Vol. 1, p. 259-268. 259-268.
- GOTTFRIED, D.; ROWE, J.J.; TILLING R.E. 1972. Distribution of gold in igneous rocks. *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, No. 727, 42 p.
- HENLEY, R.W. 1973. Solubility of gold in hydrothermal chloride solutions. *Chem. Geol.*, Vol. 11, No. 2, p. 73-87.
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol.*, No. 75th Anniversary, p. 458-484.
- ISHIHARA, S.; ULRIKSEN, C. 1980. The magnetite-series and ilmenite-series granitoids in Chile. *Mining Geol.*, Vol. 30, No. 3, p. 183-190.
- KEAYS, R.R.; SCOTT, R.B. 1976. Precious metals in ocean-ridge basalts as source rocks for gold mineralization. *Econ. Geol.*, Vol. 71, p. 705-720.
- KESLER, S.E. 1973. Copper, molybdenum and gold abundance in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 68, No. , 106-111.
- KRAUSKOPF, K.B. 1951. The solubility of gold. *Econ. Geol.*, Vol. 46, p. 858-870.
- LEWIS, A. 1982. Gold geochemistry. *Eng. Mining J.*, Vol. 183, No. 12, p. 56-60.
- MARAKUSHEV, A.A. 1977. Geochemical properties of gold and conditions of its endogenic concentration. *Mineral. Deposita (Berl.)*, Vol. 12, p. 123-145.
- OYARZUN, J. 1978. Cheochemistry of molybdenum. *In International Molybdenum Encyclopaedia (Sutulov, A.; ed.)*, Vol. 1, Intermet. Publ., p. 154-173. Santiago, Chile.
- OYARZUN, J. FRUTOS, J. 1974. Porphyry copper and tin-bearing porphyries; a discussion of genetic models. *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 9, No. 3, p. 259-263.
- ROUTHIER, P. 1980. Où sont les métaux pour l'avenir? *B.R.G.M., Mem.*, No. 105, 410 p.
- RYTUBA, J.J.; DICKSON, F.W. 1977. Reaction of pyrite + pyrrhotite + quartz + gold with Na Cl - H₂O solutions, 300°-500°C, 500-1,500 bars, and genetic implications. *In Problems of ore deposition. IAGOD Symp.*, No. 4, Proc., Vol. 2, p. 320-326. Varna, Bulgaria.
- SHCHERBAKOV, I.B.; LATYSH, I.K. 1972. Geochemistry of gold in rocks of the Ukrainian Shield central region. *Akad. Nauk., S.S.S.R., Dokl.*, Vol. 201, No. 2, p. 461-464.
- TILLING, R.I.; GOTTFRIED, D.; ROWE, J.J. 1973. Gold abundance in igneous rocks: bearing on gold mineralization. *Econ. Geol.*, Vol. 68, No. 2, p. 168-186.
- WEISSBERG, B.G. 1970. Solubility of gold in hydrothermal alkaline sulfide solutions. *Econ. Geol.*, Vol. 65, p. 551-556.

* Trabajo presentado en el Coloquio sobre Geología y Prospección del Oro, organizado por el Departamento de Minas de la Universidad de La Serena, 15 al 18 de Junio de 1983.