

ALTERACION HIDROTHERMAL ASOCIADA CON LA MINERALIZACION AURIFERA EN EL DISTRITO INCA DE ORO, NORTE DE CHILE

HYDROTHERMAL ALTERATION RELATED TO THE GOLD MINERALIZATION IN THE INCA DE ORO DISTRICT, NORTHERN CHILE

Carlos Palacios M. ¹; Alfredo Lahsen A. ¹ y Hans Sylvester ²

- 1) Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.
Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.
- 2) Westfälische Wilhelms-Univ. Münster República Federal de Alemania.
Depto. Ing. Minas, Universidad Atacama Casilla 240 Copiapó, Chile.

RESUMEN

Los estudios geológicos en el distrito aurífero Inca de Oro indican que la mineralización corresponde al tipo epitermal de sulfidización baja (modelo adularia-sericita). Los depósitos consisten en vetas y stockwork emplazados en rocas volcánicas Jurásicas e intrusivos Cretácico Superior. La alteración hidrotermal está caracterizada por adularia, illita, clorita, cuarzo y calcita. Las asociaciones mineralógicas de alteración y el estudio de inclusiones fluidas indican que los procesos de mineralización habrían tenido lugar entre 250° y 275°C, a profundidades entre 360 y 550 m y en un ambiente dominado por fluidos alcalino-clorurados cercanamente neutros.

ABSTRACT

The geological studies in the gold district Inca de Oro reveal that the mineralization corresponds to epithermal deposits of low sulfur type (the adularia-sericite model). The ore bodies consist of veins and stockwork emplaced in Jurassic volcanic rocks and Upper Cretaceous intrusives. The alteration

assemblage includes adularia, illite, chlorite, quartz, and calcite. The study of fluid inclusions and the alteration mineralogy indicate that mineralization was probably formed between 250° and 275°C, at 360 to 550 m depth, and under the influx of near-neutral alkali-chloride fluids.

INTRODUCCION

Se presenta un estudio de alteración hidrotermal asociada a la mineralización aurífera en el distrito minero Inca de Oro. La zona se ubica 100 km al NE de la ciudad de Copiapó, III Región de Atacama (26°45'S/69°54'W), a una elevación fluctuante entre 1500 y 2000 m sobre el nivel del mar (Fig. 1). El distrito se ha trabajado desde tiempos pre-hispánicos, en períodos discontinuos, y la explotación se ha concentrado en depósitos vetiformes de oro fundamentalmente en minería de pequeña escala.

La mineralogía de alteración hidrotermal se determinó mediante petrografía microscópica y análisis de rayos X. Se utilizó un equipo de difracción de rayos X Phillips con filtro de Ni y radiación CuK a 40kV y 20mA. Las técnicas empleadas consistieron en análisis orientado, glicerolado, tratamiento HCL y calentamiento a 550°C.

Las investigaciones microtermométricas se realizaron en cuarzo hidrotermal proveniente de los cuerpos mineralizados. El estudio se realizó en muestras tomadas de superficie, dada la imposibilidad de acceder a profundidad.

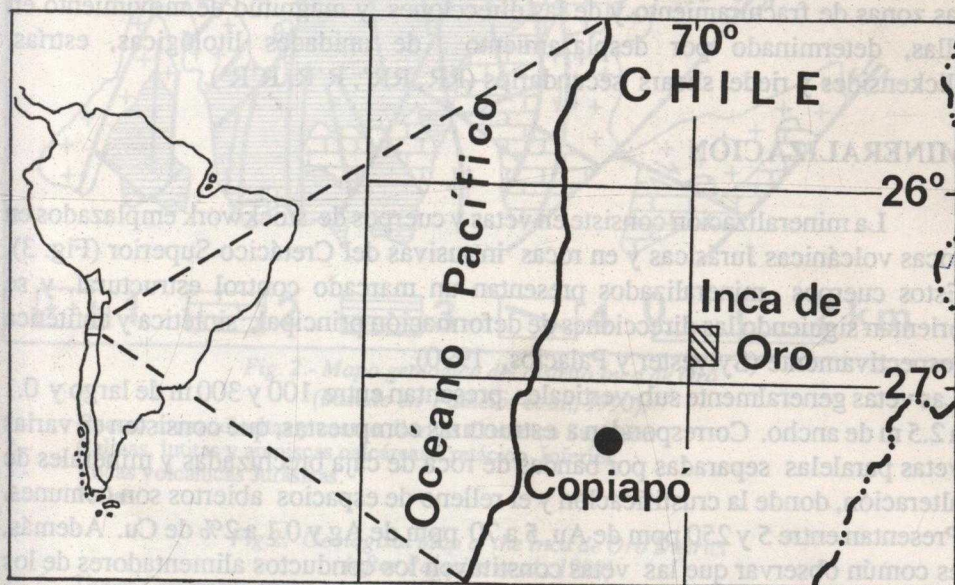


Fig. 1.- Mapa de ubicación del distrito minero Inca de Oro.
Fig. 1.- Location map of the Inca de Oro district.

Los análisis termométricos se realizaron con una platina calentadora/enfriadora Chaixmeca, la que se calibró usando inclusiones de CO_2 líquido, mercurio bi-distilado e inclusiones de agua pura. La precisión en las medidas de temperatura de homogenización (T_h) y temperatura de fusión (T_m) se estimaron en $\pm 2^\circ\text{C}$ y $\pm 0,5^\circ\text{C}$ respectivamente. La velocidad de calentamiento fue de $1^\circ\text{C}/\text{min}$ cerca de T_h . Las mediciones se efectuaron en inclusiones fluidas con tamaños oscilantes entre 5 y 25 μm (Palacios y Lahsen, 1990).

MARCO GEOLOGICO

Las rocas más antiguas que afloran en el área corresponden a una secuencia volcánica andesítica de 2400 m de potencia de supuesta edad Jurásica, que infrayace a 450 m de sedimentos marinos (lutitas y areniscas calcáreas, y calizas) datadas bioestratigráficamente como Cretácico Inferior (Mercado, 1978). Ambas unidades presentan una disposición con rumbos NE e inclinaciones oscilantes entre 25° y 35° hacia el SE. Las rocas estratificadas están intruídas por cuerpos magmáticos de composición cuarzo monzodiorítica a cuarzo diorítica (Fig. 2). Estas rocas intrusivas fueron datadas por Brook et al. (1987), quienes señalan edades de 82 ± 5 Ma (K/Ar en biotita) y 96 ± 10 Ma (isócrona Rb/Sr en roca total). La estructura de mayor relevancia en el distrito consiste en un sistema de fallas de deformación transpresional (Sylvester y Palacios, 1990; Palacios et al, 1990). La dirección principal, de deformación sinistral, se orienta NE-SW, y las estructuras asociadas tipo sintéticas y antitéticas presentan direcciones generales N-S y E-W respectivamente. Sylvester y Palacios (1990) documentan el sistema de transpresión sinistral basado en un análisis de la configuración de las zonas de fracturamiento y de las direcciones y magnitud de movimiento en ellas, determinado por desplazamiento de unidades litológicas, estrías, slickensides y riedel shears secundarios (RR, RR', R'R, R'R').

MINERALIZACION

La mineralización consiste en vetas y cuerpos de stockwork emplazados en rocas volcánicas Jurásicas y en rocas intrusivas del Cretácico Superior (Fig. 3). Estos cuerpos mineralizados presentan un marcado control estructural, y se orientan siguiendo las direcciones de deformación principal, sintética y antitética respectivamente (Sylvester y Palacios, 1990).

Las vetas generalmente sub-verticales, presentan entre 100 y 300 m de largo y 0.1 a 2.5 m de ancho. Corresponden a estructuras compuestas, que consisten en varias vetas paralelas separadas por bandas de roca de caja brechizadas y minerales de alteración, donde la crustificación y el relleno de espacios abiertos son comunes. Presentan entre 5 y 250 ppm de Au, 5 a 70 ppm de Ag y 0.1 a 2% de Cu. Además, es común observar que las vetas constituyen los conductos alimentadores de los cuerpos de stockwork (Palacios et al., 1990).

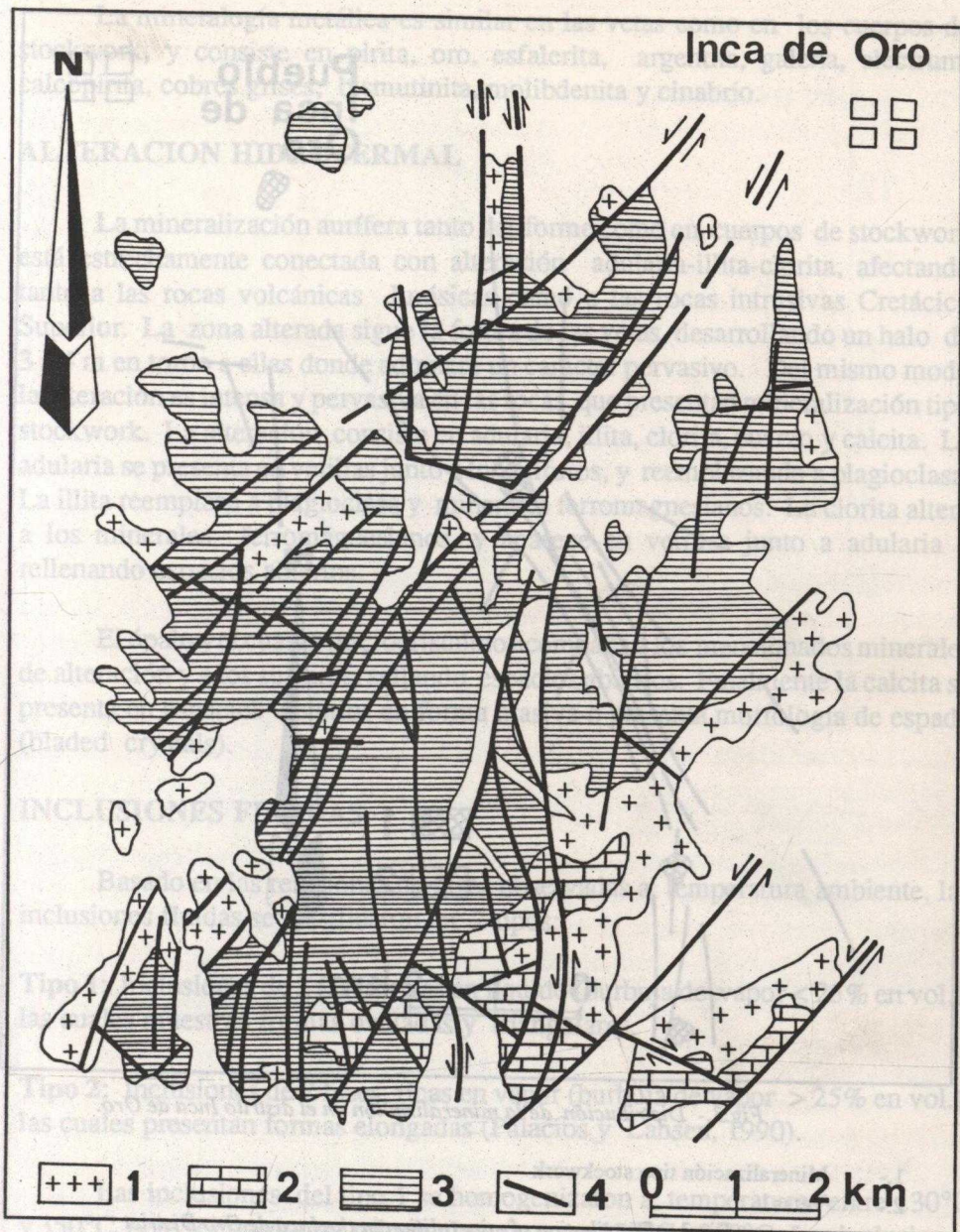


Fig. 2.- Mapa geológico del distrito Inca de Oro
(basado en Palacios et al., 1990).

- 1.- Cuarzo monzodioritas y cuarzo dioritas Cretácico Superior.
- 2.- Calizas, lutitas y areniscas calcáreas Cretácico Inferior.
- 3.- Rocas volcánicas Jurásicas.
- 4.- Fallas.

Fig. 2.- Geological Map of the Inca de Oro District
(after Palacios et al., 1990)

- 1.- Upper Cretaceous quartz monzoniorites and quartz diorites.
- 2.- Lower Cretaceous limestones and calcareous siltstones and sandstones.
- 3.- Jurassic volcanic rocks.
- 4.- Faults.

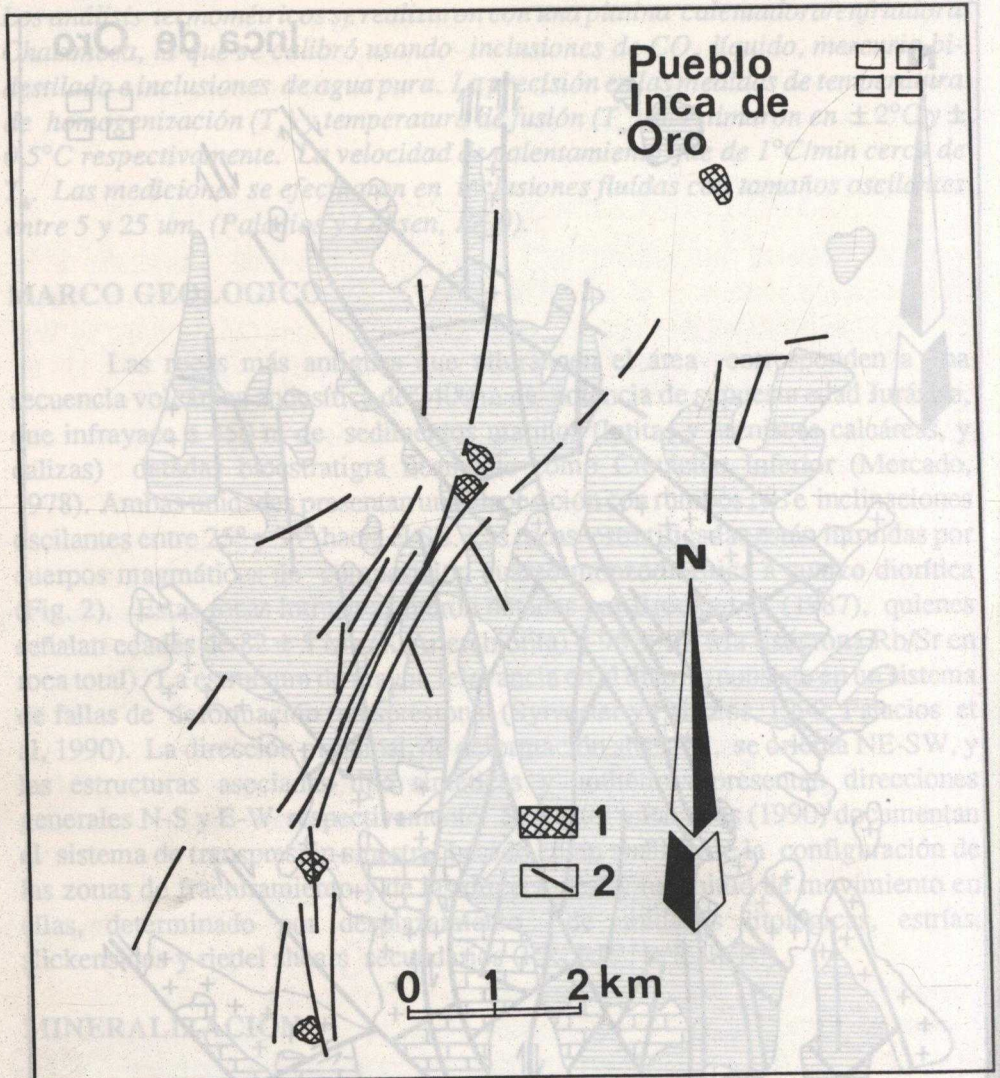


Fig.3.- Distribución de la mineralización en el distrito Inca de Oro.

- 1.- Mineralización tipo stockwork
- 2.- Vetass

Fig.3.- Distribution of mineralization in the Inca de Oro District

- 1.- Stockwork
- 2.- Veins.

Los cuerpos con mineralización tipo stockwork, tienen forma aproximadamente circular, y una extensión radial entre 150 y 200 m. Las vetillas muestran potencias de 0.1 a 5 cm, y suelen incluir pequeños fragmentos de las rocas encajadoras. Las rocas mineralizadas presentan entre 0.2 y 3 ppm de Au, 1 a 20 ppm de Ag y 0.2 a 1 % de Cu.

La mineralogía metálica es similar en las vetas como en los cuerpos de stockwork, y consiste en pirita, oro, esfalerita, argentita, galena, electrum, calcopirita, cobres grises, bismutinita, molibdenita y cinabrio.

ALTERACION HIDROTHERMAL

La mineralización aurífera tanto vetiforme como en cuerpos de stockwork está estrechamente conectada con alteración adularia-illita-clorita, afectando tanto a las rocas volcánicas Jurásicas como a las rocas intrusivas Cretácico Superior. La zona alterada sigue la forma de las vetas, desarrollando un halo de 3 a 4 m en torno a ellas donde adquiere un carácter pervasivo. Del mismo modo la alteración es intensa y pervasiva en las rocas que presentan mineralización tipo stockwork. La alteración consiste en adularia, illita, clorita, cuarzo y calcita. La adularia se presenta en vetillas junto a los sulfuros, y reemplazando a plagioclasa. La illita reemplaza a plagioclasa y minerales ferromagnesianos. La clorita altera a los minerales ferromagnesianos, y aparece en vetillas junto a adularia o rellenando espacios abiertos.

El ópalo y el cuarzo microcristalino acompaña a los mencionados minerales de alteración y a los sulfuros, sellando espacios abiertos. Finalmente la calcita se presenta en espacios abiertos en forma masiva o presenta morfología de espada (bladed crystals).

INCLUSIONES FLUIDAS

Basado en las relaciones de fases observadas a temperatura ambiente, las inclusiones fluidas se clasificaron en 2 tipos:

Tipo 1: Inclusiones de 2 fases, ricas en líquido (burbuja de vapor < 25% en vol.), las cuales muestran formas ovaladas y triangulares.

Tipo 2: Inclusiones de 2 fases, ricas en vapor (burbuja de vapor > 25% en vol.), las cuales presentan formas elongadas (Palacios y Lahsen, 1990).

Las inclusiones del tipo 1 se homogenizaron a temperaturas entre 130°C y 350°C, pero se concentran principalmente entre 150°C y 250°C. Las inclusiones del tipo 2 presentan T_h entre 150 y 350°C, y la principal concentración aparece entre 200° y 350°C (Fig. 4). Las T_m en las inclusiones de los tipos 1 y 2 varían entre -1° y -15°C. De acuerdo con Potter et al. (1978), estos valores de T_m corresponden a salinidades aparentes oscilantes entre 1.5 y 19% NaCl equiv. La figura 5 muestra diagramas de T_m versus T_h y Salinidad versus T_h respectivamente, y en ellos es posible distinguir 2 poblaciones de inclusiones fluidas de diferente salinidad: una de relativa baja salinidad (1.5 a 5% NaCl equiv.), y otro grupo de alta salinidad (6 a 18% NaCl equiv.). Ambos grupos presentan gran variación de

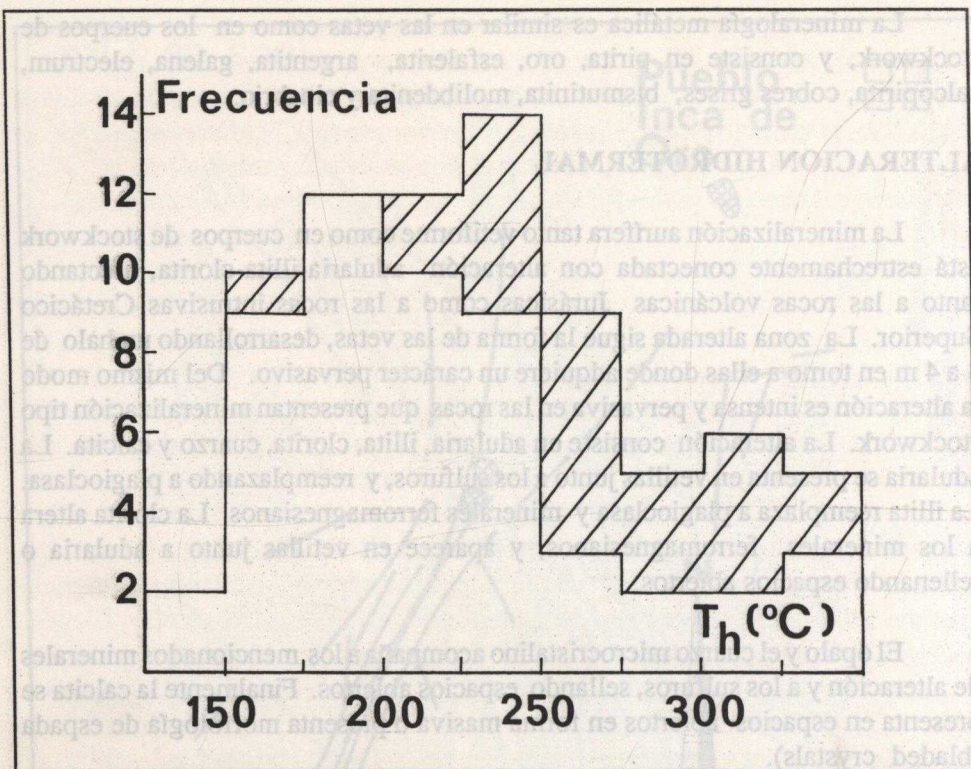


Fig. 4.- Distribución de temperatura de homogenización en inclusiones fluidas (basado en Palacios y Lahsen, 1990).

Las áreas en blanco corresponden a las inclusiones tipo 1, y las áreas achuradas representan a las inclusiones tipo 2.

Fig. 4.- Homogenization temperatures in fluid inclusions (after Palacios and Lahsen, 1990).

The white area corresponds to inclusions of the type 1, and the hatched areas represent the inclusions of the type 2.

T_h . Además las inclusiones de alta salinidad muestran una correlación general positiva entre salinidad y T_h . Así mismo es destacable la transición entre inclusiones de alta y baja salinidad, que ocurre a valores de T_h entre 200° y 225°C.

La coexistencia de inclusiones de los tipos 1 y 2 en las mismas zonas de crecimiento en cristales de cuarzo, se usó como criterio para inferir depositación a partir de flúidos en ebullición. La armonía de los valores de T_h en ambos tipos de inclusiones permitió confirmar que los cristales involucrados crecieron durante ebullición de flúidos. Por lo tanto, la ebullición se reconoció en la población de inclusiones de alta salinidad (13 a 15% NaCl equiv.) a T_h fluctuante entre 250° y 275°C.

No se reconoció fases de CO_2 ni formación de clathratos. La ausencia de hidratos de CO_2 , permiten suponer que la concentración de CO_2 en el fluido hidrotermal, si estuvo presente, debió haber sido inferior a 0.85 m. Tal concentración de CO_2 puede explicar hasta -1°C en la depresión del punto de congelamiento (Hedenquist y Henley, 1985).

DISCUSION DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La temperatura de los fluidos hidrotermales al momento de la alteración (y mineralización) puede ser inferida por la presencia de ciertos minerales índices y por el estudio de inclusiones fluidas. La illita es estable sobre 220°C (Browne, 1984). Además, De Ronde (1986), De Ronde y Blattner (1988), y Kristmannsdottir (1977) sugieren que la asociación arcillas hidrotermales-clorita representan temperaturas superiores a 220°C . Estos valores son concordantes con aquellos obtenidos en el estudio de inclusiones fluidas atrapadas en cristales de cuarzo hidrotermal. En efecto, las temperaturas de homogenización varían entre 150° y 350°C , y se detectó ebullición entre 250° y 275°C . Además las temperaturas de alteración- mineralización permiten confirmar el carácter epitermal propuesto para estos depósitos por Palacios et al (1990) y Camus (1990).

Los procesos hidrotermales en el distrito Inca de Oro se verificaron ante la influencia de 2 fluidos de diferente origen y composición. Las inclusiones fluidas de alta salinidad se interpretan como una mezcla a alta temperatura de fluidos de origen magmático y aguas meteóricas. En cambio, se asume que los fluidos de baja salinidad habrían derivado fundamentalmente de aguas meteóricas. La transición continua entre inclusiones de alta y baja salinidad en un rango de temperatura cercanamente constante (200° a 225°C , ver Fig. 5), indica una mezcla isotérmica entre ambos tipos de fluidos. La actividad hidrotermal subsecuente se caracterizó por una interacción entre ambos fluidos.

Por otro lado, la alteración de la roca de caja (adularia-illita-clorita) sugiere que los fluidos tenían un carácter alcalino-clorurado cercanamente neutro (De Ronde y Blattner, 1988), y permite clasificar los depósitos epitermales en el tipo adularia-sericita (Heald et al., 1987) o sulfidización baja (Bonham, 1988). La paragénesis de minerales metálicos confirma esta clasificación (Palacios et al., 1990).

Finalmente, las inclusiones fluidas, y la morfología tipo bladed crystals en calcita (Browne y Ellis, 1970; Keith et al, 1978; Keith y Muffler, 1978; Tulloch, 1982) revelan ebullición de fluidos en las áreas mineralizadas. La ebullición es considerada como un evento crítico en el proceso de alteración-mineralización: el cambio de temperatura y la pérdida de H_2S permiten la precipitación de sulfuros, causando la depositación de Au por desestabilización de complejos bi- sulfurados (Henley y Hedenquist, 1986). Además la brechización en vetas y la formación de

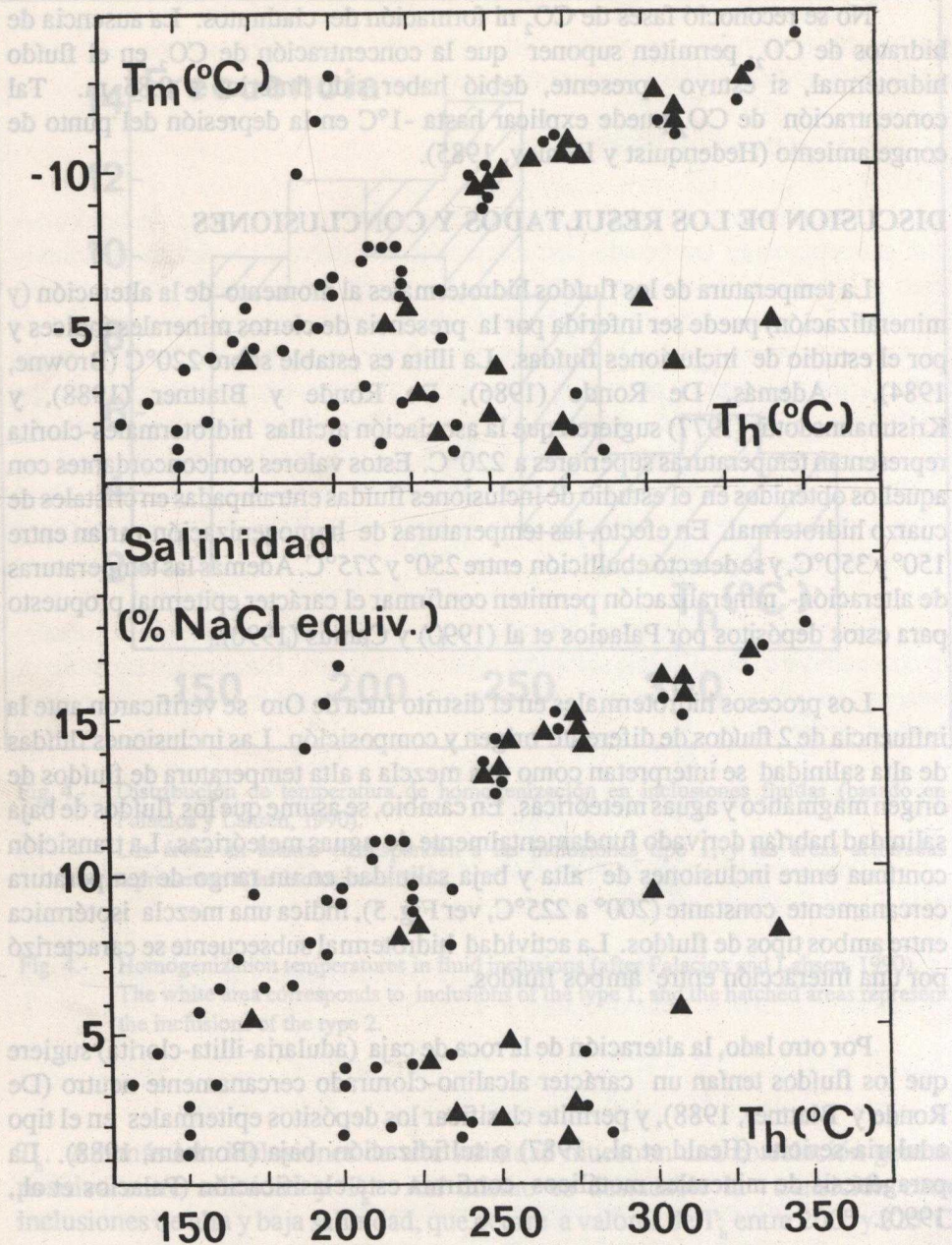


Fig. 5.- Diagramas T_m versus T_h y salinidad versus T_h (basado en Palacios y Lahsen, 1990). Los círculos representan a las inclusiones tipo 1, y los triángulos muestran a las inclusiones tipo 2.

Fig. 5.- T_m versus T_h and Salinity versus T_h diagrams (after Palacios and Lahsen, 1990). The circles and triangles represent the inclusion of types 1 and 2 respectively.

stockwork indican fracturamiento hidráulico durante el proceso hidrotermal. Concordantemente, los datos obtenidos en las inclusiones fluidas entrampadas durante la ebullición permiten, asumiendo presión hidrostática y usando los diagramas de Haas (1971), inferir una paleosuperficie al momento de la formación de la mineralización, ubicada entre 360 y 550 m sobre la topografía actual en el sector mineralizado.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se realizó en el marco del Proyecto FONDECYT 90-1199.

REFERENCIAS

- Bonham, H.F. 1988. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits. En: Bulk mineable precious metal deposits of the western United States. Schafer, R.W., Cooper, J.J. y Vidre, P.G. Eds. Geological Society of Nevada, 259-271.
- Brook, M., Pankhurst, R.J., Shepherd, T.J. y Spiro. 1987. ANDCHRON report, London, British Geological Survey. Unpubl. rept. 190 p.
- Browne, P.R.L. 1984. Lectures on geothermal geology and petrology. Iceland, UNA Geothermal Training Programme National Energy Authority. Unpubl. course notes, 92 p.
- Browne, P.R.L. y Ellis, A.J. 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; mineralogy and related geochemistry. American Journal of Science, 269, 97-131.
- Camus, F. 1990. The geology of hydrothermal gold deposits in Chile. Journal of Geochemical Exploration, 36, 197-232.
- De Ronde C.E.J. 1986. The Golden Cross gold-silver deposit. En: Guide to the active epithermal (geothermal) systems and precious metal deposits of New Zealand. Henley, R.W., Hedenquist, J.W. y Roberts, P.J. Eds. Monograph Series on Mineral Deposits, 26, 165-183.
- De Ronde, C.E.J. y Blattner. 1988. Hydrothermal alteration, stable isotopes, and fluid inclusions of the Golden Cross epithermal gold-silver deposit, Waihi, New Zealand. Economic Geology, 83, 895-917.
- Haas, J.L.Jr. 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. Economic Geology, 66, 940-946.
- Heald, P., Foley, N. Hayba, D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. Economic Geology, 82, 1-26.
- Hedenquist, J. W. Henley, R.W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal studies. Economic Geology, 80, 1379-1406.
- Henley, R.W. Hedenquist, J. W. 1986. Introduction to the geochemistry of active and fossil geothermal systems. En: Guide to the active epithermal (geothermal) systems and precious metal deposits of New Zealand. Henley, R.W., Hedenquist, J.W y Roberts, P.J. Eds. Monograph Series on Mineral Deposits, 26, 1-22.
- Keith, T.E.C. Muffler, L.J.P. 1978. Minerals produced during cooling and hydrothermal alteration of ash flow tuff from Yellowstone drillhole Y-5. Journal of Volcanology and Geothermal

- Keith, T.E.C., Thompson, J.M. y Mays, R.E. 1978. Hydrothermal alteration and self-sealing in Y-7 and Y-8 drillholes in the northern part of Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, Wyoming. United States Geological Survey. Prof. Paper 1054-A, 26 p.
- Kristmannsdóttir, H. 1977. Types of clay minerals in hydrothermally altered basaltic rocks, Reykjanes, Iceland. *Jokull*, 26, 30-39.
- Palacios, C. M. y Lahsen, A. 1990. Inclusiones fluidas en el depósito epitermal Inca de Oro, Norte de Chile. *Actas XI Congreso Geológico Argentino, San Juan*, 1, 348 - 351.
- Palacios, C.M., Lahsen, A. y Sylvester, H. 1990. The Inca de Oro district, Chile: A fossil epithermal system. *Actas 12. Geowissenschaftliches Lateinamerika-kolloquium, München*. En Prensa.
- Potter, R.W., Clynne, M.A. y Brown, D.L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Economic Geology*, 73, 284-285.
- Sylvester, H. y Palacios, C.M. 1990. Transpressional structures in the Andes between the Atacama Fault and the West Fissure system at 27°S, III Region, Chile. *Actas 12. Geowissenschaftliches Lateinamerika-Kolloquium, München*. En Prensa.
- Tulloch, A.J. 1982. Mineralogical observations on carbonate scaling in geothermal wells at Kawerau and Broadlands. *Actas, Pacific Geothermal Conference, Auckland. Part I*, 131- 134.