

# Solevantamiento andino, erosión y emplazamiento de brechas mineralizadas en el depósito de cobre porfídico Los Bronces, Chile central (33°S): aplicación de geotermometría de inclusiones fluidas

**M. Alexandra Skewes**

Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado 80309-0250, U.S.A.  
(y Casilla 970, Correo Central, Santiago)

**Carmen Holmgren**

Compañía Minera Disputada de Las Condes, Casilla 16178, Correo 9, Santiago

## RESUMEN

La información termométrica de inclusiones fluidas permite inferir, que en los últimos 4,9 Ma, se habrían producido remociones de roca de entre 500 y 1.000 m sobre la Brecha Donoso del yacimiento de cobre Los Bronces, Chile central (33°S). El promedio de las estimaciones sugiere una velocidad de erosión de 150 m/Ma en los últimos 4,9 Ma. La monzonita cuarcífera de 11,3 Ma, que hospeda a la Brecha Donoso, se formó a una profundidad de ca. 2.500 m bajo a paleosuperficie. Esto indica que en el lapso entre 11,3 y 4,9 Ma, antes del emplazamiento de la Brecha Donoso, se han producido de 1.500 a 2.000 m de erosión sobre esta roca intrusiva, a una velocidad (basada en el promedio de todas las estimaciones) de 260 m/Ma. De esta información se desprende que las velocidades de erosión, desde el Mioceno superior, han sido mayores en los Andes de Chile central que en el norte y menores que en el sur de Chile. Se postula que la tasa de erosión se debe, en parte, al alzamiento tectónico que ocurrió en este sector de los Andes a partir del Mioceno medio como consecuencia de la disminución del ángulo de subducción bajo esta región. Tal disminución habría producido, también, la migración hacia el este del arco magmático durante el Plioceno. La migración del arco y la erosión aceleraron el enfriamiento de un sistema magmático declinante que había estado activo desde, por lo menos, el Mioceno inferior. El enfriamiento de este sistema en el Mioceno superior, cuando la velocidad de erosión fue más rápida, liberó grandes cantidades de fluidos magmáticos mineralizadores, los que fueron responsables de la formación de la Brecha Donoso. Otras brechas mineralizadas en Chile central, como las de Los Pelambres, El Teniente y Río Blanco se habrían generado por mecanismos similares.

*Palabras claves:* Inclusiones fluidas, Erosión, Alzamiento, Andes de Chile central, Brechas, Mineralización de cobre, Magmatismo, Depósito de cobre Los Bronces, Chile.

## ABSTRACT

**Andean uplift, erosion and emplacement of mineralized breccias in the Los Bronces porphyry copper deposit, central Chile (33°S): application of fluid inclusion geothermometry.** Thermometric information from fluid inclusions indicates that during the last 4.9 my between 500 and 1,000 m of rock were removed from above the Donoso breccia of the Los Bronces copper deposit, central Chile (33°S). The average of these estimates suggests

a rate of erosion of 150 m/my during the last 4.9 my. The 11.3 Ma quartz monzonite host of the Donoso breccia crystallized ca. 2,500 m beneath the paleosurface. This indicates between 1,500 and 2,000 m of erosion from above this intrusion occurred before the emplacement of the Donoso breccia, in the 6.4 my period between 11.3 and 4.9 Ma, at a rate, based on the average of all estimates, of 260 m/my. The data imply that erosion processes have been active in the Andes of central Chile since the late Miocene, at higher rates than in the north and lower rates than in the south of Chile. It is proposed that this erosion was due, in part, to tectonic uplift that has occurred in this part of the Andes since the middle Miocene as a consequence of the decreasing angle of subduction below this region. Decreasing subduction angle also caused the eastward migration of the volcanic front during the Pliocene. The migration of the arc and erosion speeded the cooling of a waning magmatic system that had been active at least since the early Miocene. Cooling of this system during the late Miocene, when erosion rates were the greatest, released large volumes of mineralizing magmatic fluids, which formed the Donoso breccia. Other mineralized breccias in central Chile, such as Río Blanco, Los Pelambres, and El Teniente could have formed by similar mechanisms.

*Key words: Fluid inclusions, Erosion, Uplift, Andes of central Chile, Breccias, Copper mineralization, Magmatism, Los Bronces copper deposit, Chile.*

## INTRODUCCION

Los Pelambres (Sillitoe, 1973), Los Bronces-Río Blanco (Stambuk *et al.*, 1982; Warnaars *et al.*, 1985) y El Teniente (Cuadra, 1986) son parte de un importante cinturón de mineralización de pórfidos cupríferos del Mioceno superior y Plioceno situado entre las latitudes 32 y 34°S en Chile central (Fig. 1). Todos estos depósitos se caracterizan por la presencia de importantes brechas mineralizadas.

A pesar de la edad joven de estos yacimientos, sus rocas de cajas intrusivas del Mioceno están expuestas en la superficie actual. Esto indica que los mecanismos de erosión (glacial y/o fluvial) han estado actuando, por lo menos, desde el Cuaternario o Mioceno superior en esta zona de los Andes. Distinto es el caso del norte de Chile, donde los procesos erosivos han sido mínimos a partir del Mioceno medio (Mortimer, 1980; Maksiyev y Zentilli, 1988).

Las inclusiones fluidas de origen primario entregan información sobre las temperaturas y presiones de formación de los cristales que las contienen. Se realizó un estudio de inclusiones fluidas para determinar, entre otras cosas, los metros de roca removi-

dos por erosión sobre el yacimiento de Los Bronces. Los resultados indican que la erosión ocurrió tanto antes (Mioceno superior) como después (Cuaternario) de la formación de las brechas mineralizadas en este depósito. La erosión en esta zona de los Andes estuvo probablemente asociada a la deformación cortical y alzamiento que comenzaron en el Mioceno medio (Charrier y Vicente, 1972; Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1991).

La erosión produce la disminución del espesor del techo, o 'destechamiento' ('unroofing') de cámaras magmáticas y plutones en proceso de enfriamiento, liberando presión desde su techo, acelerando su ascenso hacia la superficie y enfriando los magmas en forma más rápida. Ambos efectos bajan la solubilidad de los volátiles en los magmas, lo que puede provocar su liberación. Las autoras sugieren que el 'destechamiento' erosional, asociado con el alzamiento tectónico, puede ser uno de los mecanismos responsables de la formación de brechas con mineralización de cobre en los Andes de Chile central.

## MARCO TECTONICO Y GEOLOGICO

El yacimiento Los Bronces está situado a una altura de 3.600 m en la alta cordillera, 69 km al noreste de Santiago. Este depósito se encuentra ubicado directamente sobre el límite entre la Zona Volcánica Sur (ZVS) y el segmento de bajo ángulo (Fig. 1).

El complejo Los Bronces está compuesto de, a lo menos, siete brechas diferentes que forman un cuerpo continuo de alrededor de 2 km de largo por 700 m de ancho (Warnaars *et al.*, 1985). Estas brechas afloran a una altura entre 4.150 y 3.450 m. Testigos de rocas indican que algunas de las brechas se

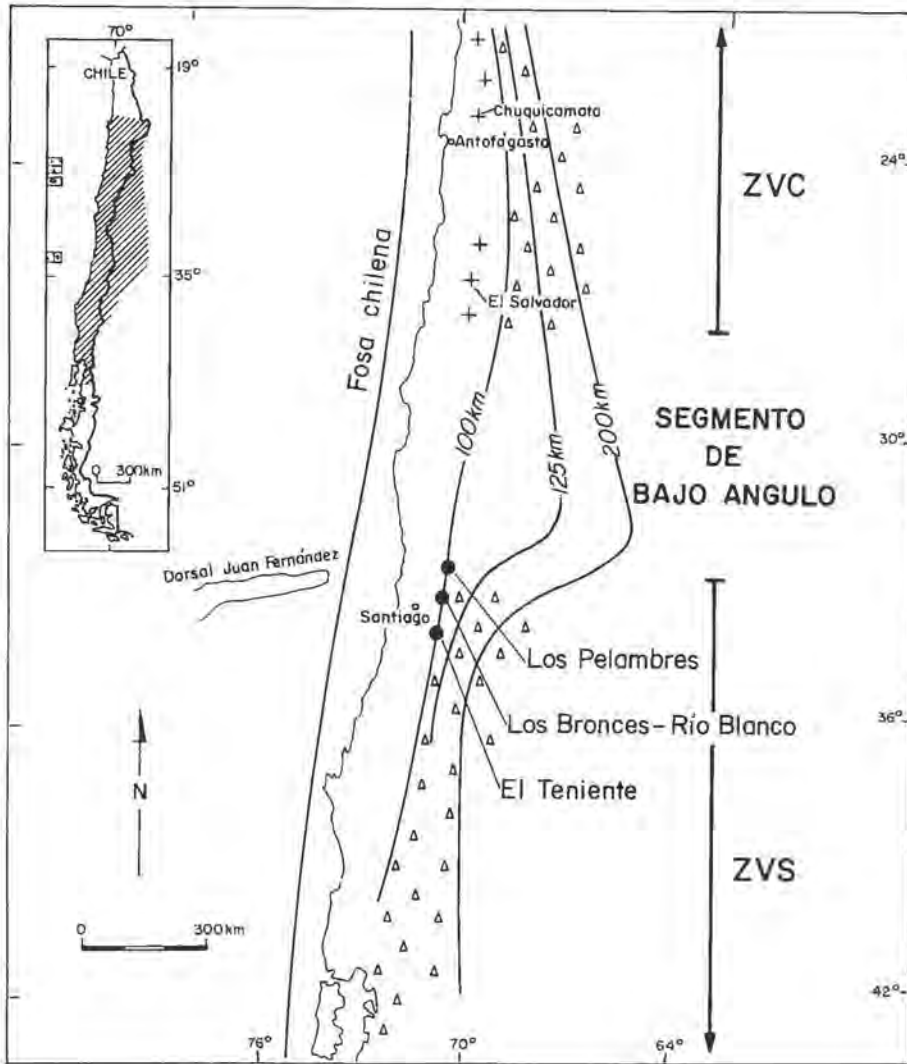


FIG. 1 Ubicación de los depósitos del Mioceno superior Los Bronces-Río Blanco, Los Pelambres y El Teniente en Chile central. Estos tres depósitos se encuentran situados cerca del límite de la Zona Volcánica Sur (ZVS) con volcanes activos (triángulos) y el segmento de bajo ángulo. Además, se muestra el cinturón de pórfidos de cobre del Eoceno-Oligoceno en el norte de Chile (cruces) al oeste de la Zona Volcánica Central (ZVC) y los principales rasgos tectónicos que incluyen la Dorsal Juan Fernández, la fosa oceánica y líneas de igual profundidad a la placa subductada (Bevis e Isacks, 1984).

extienden, como mínimo, 500 m bajo la superficie, pero sus raíces se desconocen (Warnaars *et al.*, 1985). Las brechas tienen contactos abruptos y claros con las rocas de cajas extrusivas e intrusivas.

Los Bronces es parte del megayacimiento Los Bronces-Río Blanco, hospedado en el batolito de San Francisco-Río Blanco. Este cuerpo ígneo intruye lavas de la Formación Farellones, datadas entre 20,4

y 10,9 Ma, y, en el sector próximo a Los Bronces, a lavas de la Formación Abanico (Rivano *et al.*, 1990). El batolito está compuesto por diferentes cuerpos plutónicos de composición monzonítica cuarcifera y monzodiorítica cuarcifera con edades K-Ar entre 20,1 y 7,9 Ma (Stambuk *et al.*, 1982; Warnaars *et al.*, 1985).

Las rocas ígneas prebrechas, en ambos depósitos

tos, presentan mineralización diseminada y 'stockwork' de sulfuros de cobre, hierro y molibdeno, con alteración hidrotermal típica de yacimientos de cobre porfídico. Alrededor de Los Bronces, esta alteración afecta un área de por lo menos 12 km<sup>2</sup> (Warnaars *et al.*, 1985). Una muestra de biotita hidrotermal, de la parte central del sistema porfídico en Río Blanco, dio una edad de 5,2 Ma (Blondel, 1980), al igual que la alteración sericitica en la monzonita cuarcífera de Los Bronces (Warnaars *et al.*, 1985). Las etapas de alteración hidrotermal preceden al emplazamiento de la Brecha Donoso en Los Bronces (Warnaars *et al.*, 1985).

La Brecha Donoso, en la cual se concentró el presente estudio de inclusiones fluidas, es la más joven y con el contenido más alto en cobre de las brechas en Los Bronces. La matriz de la Brecha Donoso constituye entre 5 y 25% del volumen de la roca y consiste en turmalina negra, cuarzo, pirita, calcopirita y hematita. Los clastos son angulares y subangulares y, en su mayoría, corresponden a clastos de la roca de caja (monzonita cuarcífera). La angularidad de los clastos es indicativa de que la roca de caja estaba consolidada antes de la intrusión de las brechas. También algunos de los clastos presentan vetillas y alteración potásica y propilítica, relictos del evento de alteración anterior al de la formación de las brechas.

El complejo de brechas en Los Bronces-Río Blanco está atravesado, a su vez, por el cuello volcánico La Copa, datado entre 4,9 y 3,9 Ma (Stambuk *et al.*, 1982; Warnaars *et al.*, 1985). Este cuello volcánico corresponde a la última actividad

magmática del área, después del cual el frente volcánico migró hacia el este (Stern, 1989). La migración hacia el este del magmatismo está asociada con la disminución del ángulo de subducción bajo esta región de los Andes desde el Mioceno medio. Esto produjo también un período de deformación cortical y alzamiento en los Andes centrales (Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1991).

Los valores isotópicos iniciales de Sr y Nd para turmalina de la matriz de la Brecha Donoso son intermedios entre los valores isotópicos de las rocas ígneas pre- y posbrecha (Skewes, 1992). Esto sugiere, al igual que los datos isotópicos de plomo, azufre y oxígeno (Kusakabe *et al.*, 1984; Holmgren *et al.*, 1988; Zentilli *et al.*, 1988) y la presencia de inclusiones fluidas salinas, descritas más adelante, que los fluidos, a partir del cual precipitaron los minerales de la matriz de la brecha, tienen un origen magmático. Cabe hacer notar que la composición isotópica de Sr y Nd de los minerales de la matriz de la brecha es diferente a la de las rocas intrusivas que las hospedan (Skewes, 1992). Además, las rocas de caja estaban claramente consolidadas cuando las brechas se emplazaron y no pudieron haber sido la fuente de los fluidos mineralizadores. Las brechas se originaron, probablemente, desde un sistema magmático complejo y abierto, en el cual los magmas que generaron las rocas intrusivas prebrechas se mezclaron gradualmente, a través del tiempo, con nuevos magmas isotópicamente semejantes a los magmas generadores de los cuerpos ígneos posbrecha (Skewes, 1992).

## MÉTODOS

Se obtuvo información termométrica en inclusiones fluidas a partir de la fusión y homogenización secuencial de las diferentes fases presentes en ellas. La fusión inicial del hielo (o eutéctico), el punto de fusión final del hielo y disolución de fases sólidas proveen de información sobre la composición, salinidades y temperaturas mínimas y/o reales de atrapamiento de los fluidos hidrotermales. Los análisis microtermométricos se realizaron en una platina Fluid Inc. (Werte *et al.*, 1979) y en una Chaixmeca. Con el fin de comparar la precisión de las medidas, algunas inclusiones se midieron en ambas platinas. A 400°C, el error es inferior a 1% ( $\pm 4^\circ\text{C}$ ) y para las temperaturas de fusión del hielo éste es de  $\pm 0,2^\circ\text{C}$ .

Con la temperatura del eutéctico (cercano o algo inferior a  $-20,8^\circ\text{C}$ ), se determinó que la mayoría de las inclusiones fluidas estudiadas en Los Bronces corresponden a soluciones del sistema H<sub>2</sub>O-NaCl (Holmgren *et al.*, 1988) y algunas inclusiones presentan soluciones del tipo H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> (Skewes, 1992). En las inclusiones no se observó CO<sub>2</sub> líquido ni la formación de clatratos en ellas. Tampoco se detectó CO<sub>2</sub> en las pruebas efectuadas en una platina trituradora ('crushing stage').

Las determinaciones de presiones de atrapamiento se hicieron después de medir las temperaturas de homogenización y de haber calculado las salinidades. Las presiones se estimaron utilizando

las propiedades del sistema  $H_2O-NaCl$ , ya que: **a-** el comportamiento termométrico de las inclusiones fluidas es principalmente de soluciones del sistema  $H_2O-NaCl$ ; **b-** no se observaron cantidades significativas de  $CO_2$  (éste no se detectó); **c-** este sistema es el que posee la más amplia información experimental existente (Roedder, 1984), y **d-** a pesar de que los fluidos pueden contener otros cationes, además de  $Na^+$ , Potter y Clyne (1978), han mostrado que, en general, los cationes presentes en inclusiones fluidas, atrapadas a partir de soluciones hidrotermales, tienen propiedades termodinámicas muy semejantes a las del sistema  $H_2O-NaCl$ . Para determinar las presiones, se utilizó la curva de vapor-líquido del sistema  $H_2O-NaCl$  para inclusiones que se homogenizan por desaparición de la fase fluida, y la curva de sólido-líquido en este sistema, para las que se homogenizan por disolución de la halita (Keevil, 1942; Sourijian y Kennedy, 1962; Urusova, 1975; Haas, 1976; Roedder y Bodnar, 1980).

Las profundidades de atrapamiento fueron calculadas a partir de las presiones determinadas en las inclusiones fluidas, bajo condiciones litostáticas o hidrostáticas, que se refieren a la fuente de la presión ejercida en el punto donde la inclusión fluida fue atrapada. El término litostático corresponde a la presión ejercida por una columna de roca (con densidad de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ ) y el de presión hidrostática representa la presión ejercida por una columna de agua (con una densidad calculada sobre la base de la temperatura y salinidad de la solución). En la naturaleza se observan estos dos extremos y, además, también situaciones de presión intermedia entre litostática e hidrostática. La mayor incertidumbre, en la estimación de profundidades a partir de geotermometría de inclusiones fluidas, se deriva de la dificultad de determinar cuáles fueron las condiciones que prevalecieron -hidrostáticas, litostáticas o intermedias- en el momento en que la inclusión fluida fue atrapada.

## INCLUSIONES FLUIDAS

De acuerdo con las fases presentes en ellas, se distinguen tres tipos de inclusiones fluidas primarias en Los Bronces (Fig. 2, Holmgren *et al.*, 1988):

- **Inclusiones Tipo I** con fases sólidas: compuestas por una pequeña burbuja de gas, líquido y por lo menos una fase sólida, que, por lo general, corresponde a halita. Además, pueden contener cristales de silvita, hematita y sulfuros de cobre. Ellas se homogenizan a líquido por desaparición de la burbuja o por disolución de la halita. Las inclusiones Tipo I tienen, por lo general, altas temperaturas de homogenización y salinidades (Fig. 2) y han sido interpretadas como la fase líquida de un fluido salino ígneo (Holmgren *et al.*, 1988). Estas inclusiones se observan tanto en cuarzo del intrusivo como en la matriz de las brechas en Los Bronces, lo cual indica un importante aporte magmático en la formación de esta brecha (Skewes, 1992).

- **Inclusiones Tipo II** de dos fases, ricas en gas: compuestas por gas y líquido, con un volumen de gas variable, pero superior al 50% del volumen total de la inclusión. Estas inclusiones se homogenizan a gas por expansión de la burbuja. Las inclusiones fluidas Tipo II tienen baja salinidad (Fig. 2), pero en las muestras estudiadas se homogenizan a temperaturas similares a las inclusiones Tipo I. Las inclusiones

Tipo II han sido interpretadas como la fase de vapor de un fluido atrapado durante un evento de ebullición (Holmgren *et al.*, 1988).

- **Inclusiones Tipo III** de dos fases, ricas en líquido: tienen un porcentaje de gas inferior al 30%. Este tipo de inclusión se homogeniza a líquido y tiene salinidades intermedias entre las inclusiones Tipo I y II (Fig. 2). Las inclusiones fluidas Tipo III han sido interpretadas como evidencias de la incorporación de aguas meteóricas que se mezclan con un fluido magmático (Holmgren *et al.*, 1988) o como producto de la mezcla de vapor condensado y el líquido salino en ebullición (Skewes, 1992).

Cuando se observa, como en Los Bronces, grupos de inclusiones fluidas cogenéticas ricas en líquido y otras en vapor (Tipo I y Tipo II o Tipo III y Tipo II), pero que se homogenizan dentro de un mismo intervalo de temperatura, a vapor y líquido, respectivamente, se considera como indicación de ebullición. En un grupo cogenético de inclusiones con indicaciones de haber sido atrapada a partir de un fluido en ebullición, las determinaciones de presiones se efectuaron en inclusiones fluidas primarias, pobres en vapor (Tipo I o III), con las temperaturas de homogenización más bajas (Skewes, 1992).

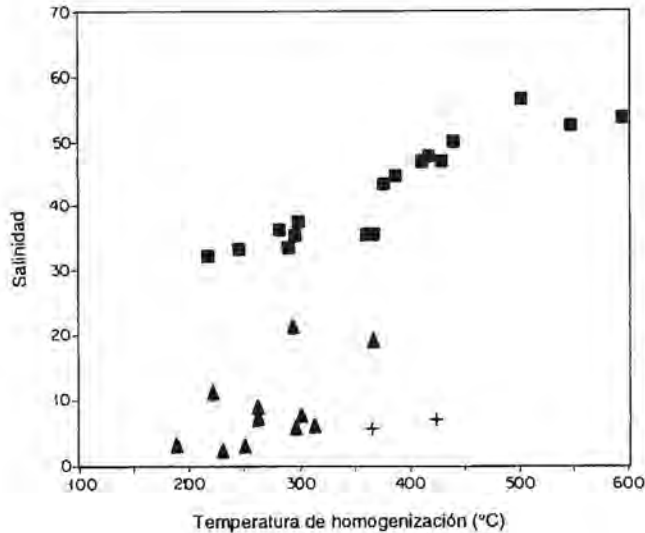


FIG. 2. Temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) en inclusiones fluidas del cuarzo de la matriz de las brechas en Los Bronces (Holmgren *et al.*, 1988; Skewes, 1992). Los cuadrados representan inclusiones Tipo I. Las cruces y triángulos corresponden a inclusiones Tipo II y Tipo III, respectivamente.

### PRESIONES DE ATRAPAMIENTO

Se analizaron inclusiones fluidas primarias en cuarzo de la matriz de la Brecha Donoso (4,9 Ma), vetillas de cuarzo-turmalina asociadas con la formación de esta brecha, vetillas de cuarzo-sericita (5,2 Ma) y la roca de caja monzonítica cuarcífera (11,3 Ma). Las profundidades fueron calculadas, a partir de las presiones, en condiciones hidrostáticas para las brechas y vetillas, y en condiciones litostáticas para la roca intrusiva. Con estos cálculos, las estimaciones de formación para las brechas y vetillas son máximas, mientras que para la roca intrusiva éstas son mínimas (Fig. 3).

#### BRECHA DONOSO

En la Brecha Donoso se realizaron medidas termométricas en cuarzo de la matriz de dos muestras (SH5.5-19,2 y SH5.5-387,5; Tabla 1). Las muestras se recuperaron en un testigo a dos niveles que se sitúan a 19,2 y 387,5 m bajo la superficie. En el cuarzo de la matriz de estas dos muestras existen inclusiones fluidas cogénéticas Tipo I y Tipo II (además de Tipo III) que se homogenizan dentro del mismo intervalo de temperatura sugiriendo atrapamiento de fluidos magmáticos en ebullición. Esto implica que la temperatura de homogenización corresponde a la temperatura de atrapamiento de la inclusión. En la muestra más superficial, la inclusión Tipo I, con la temperatura de homogenización más

baja (294°C), posee una salinidad de 36% en peso de NaCl equivalente, lo que es indicativo de una presión de formación de 55 bar. Esta presión es equivalente a una profundidad bajo la paleosuperficie, en condiciones hidrostáticas, de 534 m (Tabla 1). En la muestra más profunda, la inclusión fluida Tipo I, con temperatura de homogenización de 368°C, tiene una salinidad de 35,6% en peso de NaCl, equivalente a una presión de 131 bar. Esta presión corresponde a una profundidad de formación de 1.350 m en condiciones hidrostáticas (Tabla 1). La información sugiere una erosión sobre la Brecha Donoso entre 515 y 960 m (Fig. 3).

#### VETILLAS

Se realizaron medidas termométricas en inclusiones fluidas primarias en cuarzo de tres vetillas de cuarzo-sericita (5,2 Ma), anteriores al emplazamiento de la Brecha Donoso y en una vetilla de cuarzo-turmalina aparentemente asociada a la formación de esta brecha.

La vetilla de cuarzo-turmalina, asociada a la etapa de formación de brechas, se recuperó a una profundidad de 33 m bajo la superficie actual (D'11.0-33; Tabla 1). Esta vetilla contiene inclusiones fluidas Tipo I y II (además de las Tipo III) que poseen relaciones petrográficas y comportamiento termométrico sugerente de haber sido atrapadas a partir de un

fluido magmático en ebullición, al igual que las inclusiones de la Brecha Donoso. Las inclusiones fluidas Tipo I en estas vetillas se homogenizan por expansión del líquido a temperaturas cercanas a los 288°C y tienen salinidades de alrededor de 37% en peso de NaCl equivalente. Estas temperaturas y salinidades indican presiones de 50 bar para un fluido en ebullición. Dicha presión es equivalente, en condiciones hidrostáticas, a una profundidad de formación de 473 m bajo la paleosuperficie (Tabla 1), lo que sugiere 440 m de erosión de roca sobre esta muestra en los últimos 4,9 Ma (Fig. 3).

No se observaron inclusiones Tipo I en ninguna de las vetillas cuarzo-sericita, pero en dos de estas vetillas (D'11.0-41, D'11.2-33; Tabla 1) se observa-

ron inclusiones fluidas Tipo II y III. Las inclusiones Tipo II y III presentan relaciones de cogeneidad entre ellas y se homogenizan a gas y líquido, respectivamente, en el mismo intervalo de temperatura, sugiriendo ebullición. Las inclusiones fluidas Tipo III se homogenizan entre 303 y 320°C y tienen salinidades entre 9 y 17,6 en peso de NaCl equivalente. Esto es indicativo de presiones de 90 y 97,6 bar, respectivamente (Tabla 1). Estas presiones son equivalentes a profundidades de formación, en condiciones hidrostáticas, entre 907 y 1.052 m. Estas profundidades sugieren una remoción de roca de 866 y 1.019 m sobre estas muestras en los últimos 5,2 Ma (Fig. 3).

La tercera vetilla de cuarzo-sericita sólo presenta inclusiones fluidas Tipo III (D'11.2-87.1; Tabla 1), en

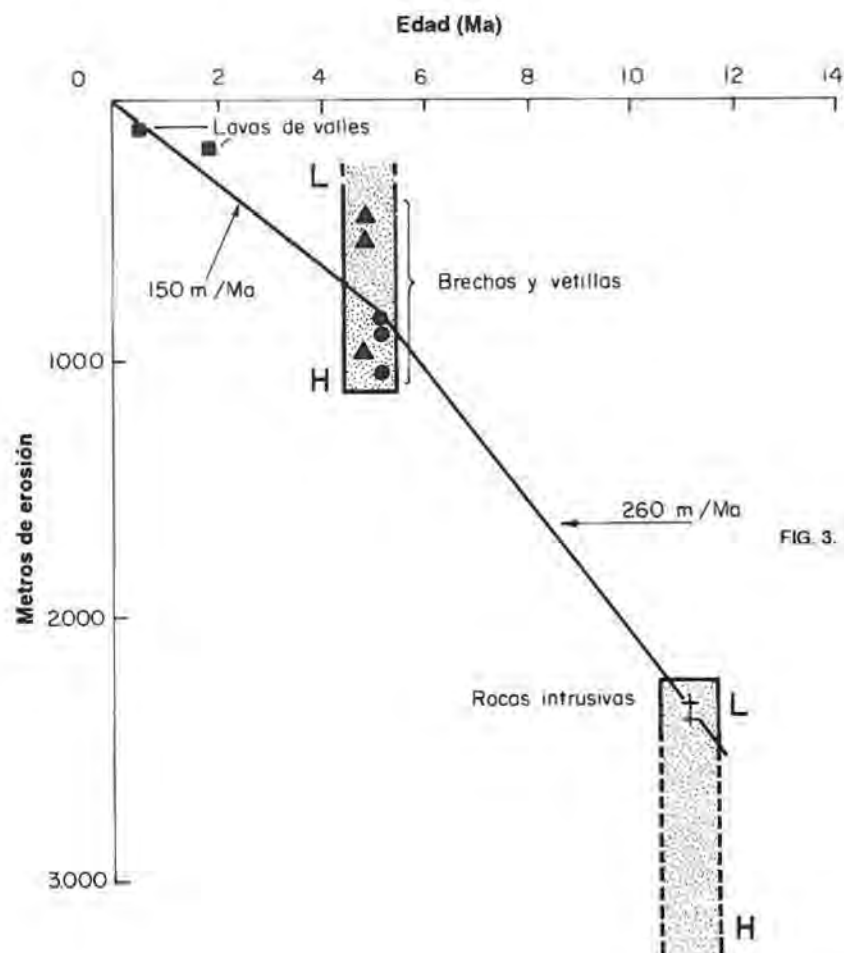


FIG. 3. Metros de erosión versus edad en millones años (Ma) para plutones (cruces), vetillas (círculos) y brechas (triángulos) en Los Bronces, calculados a partir de la termometría en inclusiones fluidas. Las barras sombreadas reflejan las incertidumbres introducidas por el cálculo de las profundidades en condiciones totalmente hidrostáticas (H) para brechas y vetillas, o litostáticas (L) para los intrusivos, como se discute en el texto. También se muestra el grado de erosión de lavas en valles (cuadrados) de los alrededores de Santiago, determinados a partir de la elevación de su base sobre los fondos de valles actuales (Stern *et al.*, 1984).

TABLA 1. SINTESIS DE LA INFORMACION TERMOMETRICA EN INCLUSIONES FLUIDAS PRIMARIAS EN CUARZO DEL YACIMIENTO LOS BRONCES.

Litología y edad	Muestra No.	Profundidad* m	TH °C	Salinidad (% en peso) NaCl equival.	Presión bar	Profundidad de formación m	Erosión** m	Observaciones
Matriz de la Brecha Donoso 4,9 Ma	SH5.5 - 19,2 <sup>1</sup> SH5.5 - 387,5 <sup>1</sup>	19,2 387,5	294 368	36 35,6	55 131	534 (H) 1.350 (H)	515 960	Evidencias de ebullición
Vetilla cuarzo tumalina 4,9 Ma	D'11.2 - 33 <sup>2</sup>	33	288	36,7	50	473 (H)	440	Evidencias de ebullición
Vetilla cuarzo sericita 5,2 Ma	D'11.0 - 41 <sup>2</sup> D'11.2 - 33 <sup>2</sup> D'11.2 - 87 <sup>2</sup>	41 33 87,1	303 320 305	9,3 17,6 10,5	90 97,6 > 86	907 (H) 1.052 (H) 982 (H)	866 1.019 895	Evidencias de ebullición No hay evidencias de ebullición
Roca de caja Monzonita cuarcifera 11,3 Ma	C 12 - 33 <sup>1</sup> D'11.2 - 87 <sup>2</sup>	33 87	415 417	50 47,7	640 640	2.415 (L) 2.415 (L)	2.385 2.328	Tipo I se homogeniza por disolución de halita

<sup>1</sup> De Holmgren *et al.* (1988)<sup>2</sup> De Skewes (1992)

\* profundidad de la muestra bajo la superficie actual

\*\* metros de rocas removidos sobre la muestra = profundidad de formación menos profundidad bajo la superficie actual

TH: temperatura de homogenización

H: en condiciones hidrostáticas

L: en condiciones litostáticas

la cual no se observaron evidencias de haber sido atrapadas a partir de un fluido en ebullición. Las inclusiones Tipo III tienen temperaturas de homogenización de 305°C y salinidades de 10,5% en peso de NaCl equivalente (Tabla 1), indicando una presión mínima de atrapamiento de 86 bar. Dicha presión sugiere una profundidad mínima de formación de 982 m, en condiciones hidrostáticas. Estas condiciones sugieren una erosión sobre esta muestra de, por lo menos, 895 m durante los últimos 5,2 Ma (Fig. 3).

### INTRUSIVOS

Se analizaron inclusiones fluidas en cuarzo del intrusivo monzonítico cuarcífero (C12-33, D'11.2-87; Tabla 1) que hospeda a la Brecha Donoso y a las vetillas de cuarzo-sericita. Las muestras analizadas se ubican por lo menos 200 m al este de la Brecha Donoso, la cual no posee un halo de alteración extenso. Las rocas analizadas no presentan evidencias de alteración. Las inclusiones fluidas usadas para realizar determinaciones barométricas son, aparentemente, primarias. Se observan tres tipos de inclusiones (I, II y III) en los cristales de cuarzo de esta roca ígnea. Las inclusiones Tipo I, comúnmente presentan silvita además de halita. Las estimaciones de presiones se realizaron en las inclusiones Tipo I de más alta salinidad. Este tipo de inclusión fluida

pareciera ser más temprano, posiblemente asociado a la cristalización del intrusivo. Las inclusiones Tipo I, en el intrusivo, se homogenizan por disolución del cristal de halita. Esta forma de homogenización es considerada como una indicación de altas presiones (Erwood *et al.*, 1979; Roedder y Bodnar, 1980).

La muestra C12-33 (Tabla 1) se ubica 33 m bajo la superficie actual. Las inclusiones fluidas Tipo I se homogenizan por desaparición de halita a una temperatura de 415°C y poseen una salinidad cercana al 50% en peso de NaCl equivalente. Esta temperatura de homogenización es sugerente de una presión de 640 bar, equivalente a una profundidad de formación bajo la paleosuperficie de 2.415 m en condiciones litostáticas. Dicha profundidad implica una erosión mínima de 2.385 m de roca sobre esta muestra en los últimos 11,3 Ma (Fig. 3).

Una segunda muestra (D'11.2-87), situada a 87 m de la superficie actual, presenta inclusiones fluidas Tipo I con salinidades de 47,7% de NaCl equivalente y se homogeniza, por fusión de halita, a 417°C (Tabla 1). Estas condiciones son similares a la muestra anterior, sugiriendo también una presión de formación de 640 bar. Bajo condiciones litostáticas, estas presiones implican una profundidad de 2.415 m, lo que requiere la remoción de 2.328 m de roca sobre esta muestra (Fig. 3).



## DISCUSION Y CONCLUSIONES

### CANTIDAD Y VELOCIDAD DE EROSION

Las presiones de atrapamiento obtenidas a partir del estudio de inclusiones fluidas son útiles para determinar profundidades de cristalización de los minerales que las contienen. La conclusión de primer orden que se alcanza en este trabajo se basa en esta información; con ella se estiman los metros de rocas que han sido removidos sobre estos minerales desde su formación.

Las determinaciones de profundidad de formación basadas en el estudio de las inclusiones fluidas en dos muestras de la Brecha Donoso sugieren entre 515 y 960 m de erosión sobre ella en los últimos 4,9 Ma. Una columna de roca de 440 m habría sido removida sobre la vetilla de cuarzo-turmalina asociada al emplazamiento de la brecha. La presión calculada en tres vetillas de cuarzo-sericita (5,2 Ma) que atraviesan la roca de caja indican 866, 1.019 y 895 m de erosión sobre estas muestras. Las diferencias en las profundidades pueden ser consecuencia del cálculo en condiciones hidrostáticas para la totalidad de la columna sobre cada una de las muestras. Sin embargo, es posible que las condiciones físicas de atrapamiento hayan sido intermedias entre hidrostáticas y litostáticas, por lo que las estimaciones obtenidas en este trabajo corresponden a valores máximos (Fig. 3).

Los seis valores, calculados en forma independiente, sugieren un promedio de 782 m de erosión durante los últimos 4,9 a 5,2 Ma, implicando una velocidad de erosión promedio de 150 m/Ma durante el Cuaternario (Fig. 3). Esta velocidad es semejante a velocidades de erosión estimadas sobre la base de excavación ('down-cutting') de lavas cuaternarias en valles al suroeste de Los Bronces y al oeste de El Teniente (Stern *et al.*, 1984).

El intrusivo que hospeda a la Brecha Donoso es una monzonita cuarcifera de 11,3 Ma que aflora en superficie, pero que cristalizó alrededor de 2.355 m bajo la paleosuperficie. La profundidad estimada es consistente con el espesor conocido de la Formación Farellones (Rivano *et al.*, 1990), la que fue intruida por algunos plutones del Batolito San Francisco-Río Blanco. Los datos obtenidos en la roca ígnea sugieren una velocidad de erosión promedio de 210 m/Ma en los últimos 11,3 Ma, semejante a las calculadas desde el Mioceno superior para el depósito Los Pelambres (Skewes, 1992). Esta velocidad de ero-

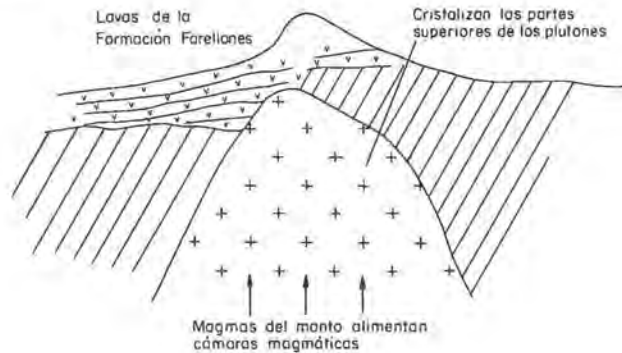
sión es muy inferior a los 900 m/Ma estimados durante los últimos 12 Ma en la latitud del volcán Calbuco (42°S; López-Escobar *et al.*, 1992) donde los efectos de la erosión fluvial y glacial son mucho más fuertes que en la latitud de Los Bronces. Por otra parte, la tasa de erosión en este sector de Chile central es superior a la del norte de Chile, donde los centros volcánicos del Mioceno aún se conservan (Mortimer, 1980).

Si las tasas de erosión en Los Bronces durante los últimos 4,9 Ma fueron de sólo 150 m/Ma (Fig. 3), es necesario que la mayor parte de la remoción de roca haya ocurrido antes del emplazamiento de la Brecha Donoso. Por esta razón se requiere que de los 2.355 m de erosión calculados sobre el plutón, 1.620 m de ellos hayan ocurrido en un lapso de 6,4 millones de años entre 11,3 y 4,9 Ma. Se infiere, así, una velocidad de erosión de 260 m/Ma en ese intervalo de tiempo (Fig. 3).

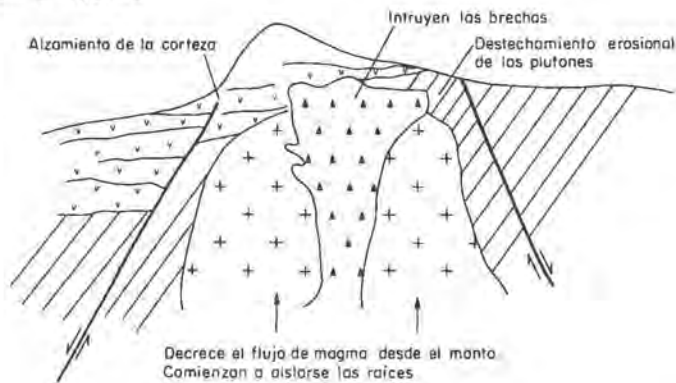
Los cálculos realizados implican tasas de erosión más altas durante el Mioceno superior que durante el Cuaternario. Es importante hacer notar que las diferencias determinadas entre las tasas de erosión durante el Mioceno superior y el Cuaternario son conservadoras, ya que se obtuvieron considerando situaciones físicas extremas. La profundidad estimada, en el caso de la roca intrusiva de 11,3 Ma, es mínima, ya que se consideró en condiciones de presión litostática, mientras que para las brechas y vetillas, las profundidades fueron calculadas bajo condiciones hidrostáticas y son máximas (Fig. 3). Si las determinaciones de profundidad fuesen calculadas en condiciones de presión intermedias, las diferencias en las tasas de erosión serían más acentuadas: un grado mayor de erosión y 'destechamiento' en el Mioceno superior antes de la formación de la Brecha Donoso y menor erosión durante el Cuaternario.

La erosión de 2.355 m, calculada en este trabajo, sobre la cuarzo monzodiorita de 11,3 Ma en Los Bronces es similar en magnitud al alzamiento desde el Mioceno superior determinado por Pons y Vicente (1985). Sobre la base de la edad asignada a un tronco fosilizado en la Formación Farellones, dichos autores estimaron un levantamiento posmioceno de 2.000 m en este sector de los Andes. Esto sugiere que gran parte de la erosión observada estuvo asociada a la fase Quechua responsable del alzamiento tectónico del Mioceno superior (Charrier y Vicente,

## A. 20-7 Ma



## B. 7-4,9 Ma



## C. 4,9-0 Ma

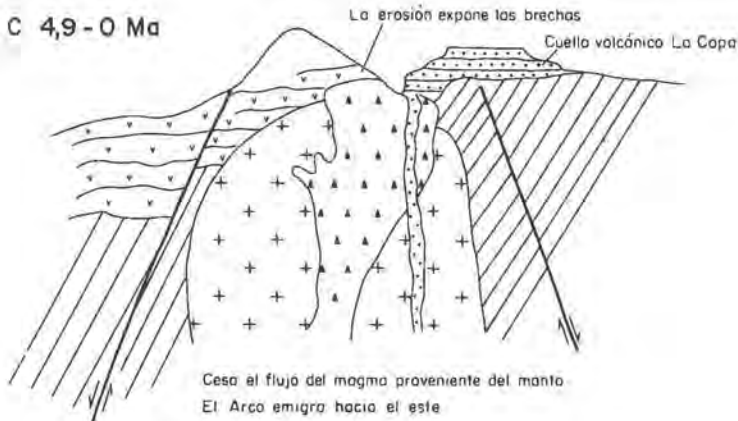


FIG. 4. Diagrama tectónico esquemático en el área de Los Bronces a partir del Mioceno inferior. a- entre 20 y 7 Ma las lavas de la Formación Farellones cubren la paleosuperficie premiocena. Magmas silíceos a intermedios se forman en cámaras magmáticas en la corteza media a superior. Desde el Mioceno medio la corteza aumenta su espesor y la erosión comienza a actuar en la paleosuperficie. Los plutones intruyen a las lavas de las formaciones Farellones y Abanico; b- las partes superiores de estos plutones, a medida que la erosión actúa, se acercan a la superficie, acelerando su enfriamiento. El flujo magmático, desde el manto hacia la base del sistema, comienza a disminuir. Como consecuencia de la descompresión por erosión en la parte superior y la disminución del flujo del magma en la base del sistema, los volátiles son liberados, generando las brechas entre 7,4 y 4,9 Ma; c- se formó el cuello volcánico La Copa (4,9-3,9 Ma). La erosión continúa hasta el presente, a una velocidad menor (Fig. 3), exponiendo las brechas en superficie.

1972). La fase Quechua de deformación, engrosamiento y alzamiento cortical, ha sido atribuida a la disminución del ángulo de subducción desde el Mioceno medio en esta región de los Andes de Chile central (Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1991). Es muy probable que las velocidades de alzamiento en los Andes de Chile central no hayan sido uniformes durante los últimos 15 Ma, como se infiere a partir de las diferentes velocidades de erosión calculadas para Los Bronces entre 11,3 y 5,2 Ma y de 5,2 Ma al presente (Fig. 3).

Las tasas de erosión desde el Mioceno medio calculadas en este trabajo (150-260 m/Ma) son sólo 1,5 a 2,6% de la velocidad de acortamiento cortical de 10 km/Ma estimados por Allmendinger *et al.* (1990) en la latitud 30°S. Como lo notaran estos autores, el acortamiento cortical representa sólo un 10% de las velocidades de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica que son de 100 km/Ma.

#### IMPLICACIONES PARA EL ORIGEN DE LAS BRECHAS MINERALIZADAS EN CHILE CENTRAL

La información isotópica (Sr, Nd, O, Pb y S; Kusakabe *et al.*, 1984; Holmgren *et al.*, 1988; Puig, 1988; Zentilli *et al.*, 1988; Skewes, 1992), mineralógica (Skewes, 1992) y de inclusiones fluidas (Holmgren *et al.*, 1988; Skewes, 1992) señala que los fluidos responsables de la precipitación de turmalina, sulfuros y cuarzo de la Brecha Donoso y de otras brechas mineralizadas de Chile central tienen un origen magmático. Sin embargo, es posible que aguas de origen meteórico hayan participado en el emplazamiento de las partes superiores de estas brechas (Holmgren *et al.*, 1988).

La evidencia textural e isotópica indica que las rocas ígneas que hospedan a las brechas no podrían haber generado los fluidos mineralizadores, ya que estaban frías y consolidadas cuando las brechas se emplazaron y, además, son isotópicamente diferentes (Skewes, 1992). Las razones isotópicas iniciales

de Sr y Nd sugieren que las brechas se originaron en las zonas profundas de un sistema magmático complejo y abierto y de gran extensión vertical: desde cámaras magmáticas superficiales hasta la zona de generación de magmas sobre la litósfera oceánica subductada (Skewes, 1992). Las lavas de la Formación Farellones y el batolito de San Francisco representan sólo las partes superiores y tempranas de este complejo sistema magmático (Fig. 4).

Las brechas de Los Bronces representan una de las últimas actividades ígneas de este sistema magmático que comenzó desde, por lo menos, el Mioceno inferior. A medida que el ángulo de subducción disminuía desde el Mioceno medio, la actividad magmática de este sistema declinaba y, finalmente, migraba hacia el este en el Plioceno (Stern, 1989). Debido a este efecto, el sistema magmático mismo se enfrió. Se concluye que la erosión en superficie avanzaba en forma simultánea (Figs. 3, 4). La información termométrica obtenida en las rocas de diferentes edades en Los Bronces indica que las brechas mineralizadas se emplazaron en ese depósito después que una importante columna de roca fuera removida. La erosión de este volumen de roca aceleró la velocidad de enfriamiento y disminuyó la presión sobre las partes no solidificadas del sistema magmático infrayacente. El enfriamiento y descompresión desde el techo causó una baja en la solubilidad de los volátiles dentro del sistema. En el presente trabajo se especula que éste fue uno de los mecanismos que causó la liberación de los volátiles que generaron las brechas mineralizadas.

Ambos efectos, la disminución del flujo magmático hacia las raíces y la erosión desde el techo del sistema magmático, son consecuencias directas del decrecimiento del ángulo de subducción bajo esta región de los Andes. Los fluidos, una vez separados del magma, siguen estructuras y fallas, utilizándolas como canales. Es en estas estructuras donde la erosión también se concentra, por lo que no sorprende que las brechas, comúnmente, afloren en el fondo de los valles.

#### AGRADECIMIENTOS

Las autoras agradecen la lectura crítica y comentarios de Charles Stern y William Atkinson (University of Colorado), Francisco Camus (CODELCO-CHILE), Santiago Collao (Universidad de Concepción), Fernando Henríquez (Universidad de Santiago), Richard

Sillitoe (Inglaterra), Marcos Zentilli (Dalhousie University) y de un revisor no identificado (SERNA-GEOMIN), quienes ayudaron a mejorar la versión final de este manuscrito. Este trabajo fue apoyado por la Compañía Minera Disputada de Las Condes y por

los aportes de la National Science Foundation (EAR88-03958, INT87-11831 y INT-12820) y del

Graduate School de la Universidad de Colorado, Boulder.

## REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W.; Figueroa, D.; Snyder, D.; Beer, L.; Mpodozis, C.; Isacks, B.L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics*, Vol. 9, p. 789-809.
- Bevis, M.; Isacks, B.L. 1984. Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, p. 6153-6170.
- Blondel, J. 1980. Pórfido de composición granodiorítica del yacimiento Río Blanco. Memoria de Título (Inédito). *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, Santiago, 88 p. Chile.
- Charrier, R.; Vicente, J.C. 1972. Liminary and geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronical evolution of the central and Magellan sectors of the Argentine-Chilean Andes. In *International Upper Mantle Project Conference on Solid Earth Problems, Proceedings*, Vol. 2, p. 451-470. Buenos Aires.
- Cuadra, P. 1986. Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*, No. 27, p. 3-26.
- Erwood, R.J.; Kesler, S.E.; Cloke, P.L. 1979. Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions, Naica Mine, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*, Vol. 74, p. 95-108.
- Haas, J.L. Jr. 1976. Physical properties of the coexisting phases and the thermochemical properties of the H<sub>2</sub>O component in boiling NaCl solutions. *U.S. Geological Survey, Bulletin*, Vol. 1421-A, 73 p.
- Holmgren, C.; Marti, M.; Skewes, M.A.; Schneider, A.; Harmon, R. 1988. Análisis isotópicos y de inclusiones fluidas en el yacimiento Los Bronces, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 1, p. B299-B314.
- Jordan, T.E.; Isacks, B.L.; Allmendinger, R.W.; Brewer, J.A.; Ramos, V.A.; Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 94, p. 341-361.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A.; Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). *Geological Society of America, Special Paper*, No. 265, p. 113-137.
- Keevil, N.B. 1942. Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures. *American Chemical Society, Journal*, Vol. 64, p. 847-850.
- Kusakabe, M.; Nakagawa, S.; Honi, M.; Matsuhisa, Y.; Ojeda, J.M.; Serrano, L. 1984. Oxygen and sulfur isotopic composition of quartz, anhydrite and sulfide minerals from the El Teniente and Río Blanco porphyry copper deposits, Chile. In *Special issue for overseas geology and mineral resources. (I) Calc-alkaline magmatism and related mineralization in Chile. Geological Survey of Japan, Bulletin*, Vol. 35, No. 11, p. 583-614.
- López-Escobar, L.; Parada, M.A.; Moreno, H.; Frey, F.A.; Hickey-Vargas, R.L. A contribution to the petrogenesis of Osorno and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41°00'-41°30'S): comparative study. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 211-226.
- Maksaev, V.; Zentilli, M. 1988. Marco metalogénico de los depósitos de cobre cuprífero del Norte Grande de Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 1, p. B181-B212.
- Mortimer, C. 1980. Drainage evolution of the Atacama desert, Chile. *Geological Society of London, Journal*, Vol. 129, p. 505-526.
- Pons, D.; Vicente, J.C. 1985. Découverte d'un bois fossile de Fagaceae dans la formation Farellones (Miocène) des Andes d'Aconcagua (Chili): importance paléobotanique et signification paléogeographique. In *Congrès national des sociétés savantes, No. 110, Actes*, p.187-207. Montpellier.
- Potter, R.W., II; Clynne, M.A. 1978. Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures. Resúmen. In *International Association on the genesis of Ore deposits, Symposium, No. 5, Program and Abstract*, p. 146. Alta, Utah.
- Puig, A. 1988. Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of lead in galenas of the Chilean Andes. *Economic Geology*, Vol. 83, p. 843-858.
- Rivano, S.; Godoy, E.; Vergara, M.; Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones de los Andes de Chile Central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 17, No. 2, p. 205-214.
- Roedder, E.; Bodnar, R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth Planetary Science*, Vol. 8, p. 263-301.
- Roedder, E.; 1984. Fluid inclusions. In *Reviews in Mineralogy* (Ribbe, P.H.; editor). *Mineralogical Society of America*, Vol. 12, p. 644.
- Sillitoe, R.H. 1973. Geology of Los Pelambres porphyry copper deposit, Chile. *Economic Geology*, Vol. 68, p. 1-10.
- Skewes, M.A. 1992. Miocene and Pliocene copper-rich breccias from the Andes of central Chile (32-34°S). Ph.D. Thesis. *University of Colorado*, 216 p. Boulder.

- Sourijan, S.; Kennedy, G.C. 1962. The system  $H_2O-NaCl$  at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Sciences*, Vol. 260, p. 115-141.
- Stambuk, V.; Blondel, J.; Serrano, L. 1982. Geología del yacimiento Río Blanco. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 3, Actas, Vol. 2, p. E419-E442.
- Stern, C.R. 1989. Pliocene to Present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 2, p. 145-162.
- Stern, C.R.; Amini, H.; Charrier, R.; Godoy, E.; Hervé, F.; Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Río Maipo and Río Cachapoal (Chile) and the Río Yaucha and Río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, No. 23, p. 39-52.
- Urusova, M. 1975. Volume properties of aqueous solutions of sodium chloride at elevated temperatures. (Traducción del ruso al inglés). *Russian Journal of Inorganic Chemistry*, Vol. 20, No. 11, p. 1717-1721.
- Wamaars, F.; Holmgren, C.; Barassi, S. 1985. Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces-Río Blanco, Chile. *Economic Geology*, Vol. 80, p. 1544-1565.
- Werre, R.W., Jr.; Bodnar, R.J.; Bethke, P.M.; Barton, P.B. 1979. A novel gas-flow fluid inclusion heating/freezing stage. In *Geological Society of America, Annual Meeting, No. 92, Abstract with Programs*, Vol. 11, No. 7, p. 539.
- Zentilli, M.; Doe, B.R.; Hedge, C.E.; Alvarez, O.; Tidy, E.; Daroca, J.A. 1988. Isótopos de plomo en yacimientos de tipo pórfido cuprífero comparados con otros depósitos metalíferos en los Andes del norte de Chile y Argentina. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 5, Actas, Vol. 1, p. B331-B370.