

BRECHA DE TURMALINA DEL PÓRFIDO DE COBRE-ORO SAN JORGE, MENDOZA: ALTERACIÓN, MINERALIZACIÓN Y ORIGEN DE LOS FLUIDOS

Mirta M. GARRIDO, M. Cristina GOMEZ, M. Lis FERNANDEZ y Soraya LAMBRECHT

Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, Bahía Blanca. E-mails: mgarrido@criba.edu.ar, mcgomez@criba.edu.ar, marialisfernandez@hotmail.com, sorayalambrecht@hotmail.com

RESUMEN

La brecha de turmalina (*breccia pipe*) asociada al pórfido de cobre oro San Jorge está desarrollada en las sedimentitas carboníferas (Formación Yalguaráz) ubicada en el contacto con el margen SO del cuerpo de granodiorita (Pérmico). Es clasto sostenida y monomítica (arenisca), con escasa matriz y cemento principalmente de turmalina. La intensidad del brechamiento disminuye hasta alcanzar un *stockwork* y una zona de menor densidad de venillas en la base. La alteración hidrotermal se manifiesta como un reemplazo de la roca y un relleno de fracturas. Presenta una primera alteración potásica y se sobrepone una filica que predomina en las partes medias y altas del cuerpo. Como relleno de las fracturas, se presentan turmalina, feldespato potásico, sericita, piritita y calcopiritita, y es donde se registran las leyes más altas de cobre del depósito. Fracturas posteriores a la brecha están vinculadas a venillas de cuarzo y sericita, de sericita y de cuarzo, piritita, calcopiritita y arsenopiritita. Un primer fluido relacionado a la alteración potásica es sobresaturado en sales y no presenta ebullición; el otro relacionado al evento de alteración filica es de baja salinidad y manifiesta ebullición a 400°C. Considerando un sistema hidrostático, se estimó una profundidad de formación para la brecha de 1,5 km. Los valores isotópicos calculados de $\delta^{18}\text{O}$ entre 8,45 y 9,75 ‰ y de δD entre -53,07 y -63,07 ‰ sobre turmalina indican una fuente magmática para los fluidos. Desde el punto de vista genético, y sustentado por las evidencias de texturas, inclusiones fluidas e isótopos, se clasifica como una brecha hidrotermal magmática

Palabras clave: *Brecha de turmalina, pórfido de cobre oro San Jorge, Mendoza, inclusiones fluidas, isótopos de oxígeno y deuterio.*

ABSTRACT: *Tourmaline breccia of San Jorge porphyry copper gold deposit (Mendoza): alteration, mineralization and origin of the fluids.* The tourmaline breccia (*breccia pipe*) associated to San Jorge porphyry copper ore deposit is developed in carboniferous sedimentites (Yalguaráz Formation) at the contact with the SW margin of a permian granodiorite. The breccia is clast supported and monomictic (sandstone), with scarce matrix and cement mainly composed of tourmaline. The degree of brecciation decrease until a stockwork and a lower vein density area in the bottom is reached. Hydrothermal alteration occurs as a replacement and as a fracture filling. A first potassium alteration is superposed by a phillitic alteration which predominates in the middle and upper parts of the breccia. Fractures filled with tourmaline, potassium feldspar, sericite, pyrite and chalcopyrite have the higher copper grade of the deposit. Fractures later than the breccia are linked to veinlets of quartz and sericite; sericite; and quartz, pyrite, chalcopyrite and arsenopyrite. An early fluids related to potassic alteration is highly saline without boiling and other fluids related mainly to phillitic alteration are of low salinity and present boiling. Homogenization temperatures of 400°C, salinities lower than 10 wt % NaCl equiv., and assuming a hydrostatic environment, a depth of 1.5 km was estimated for the formation of the breccia. Isotopic values of $\delta^{18}\text{O}$ between 8.45 and 9.75 ‰ and of δD between -53.07 and -63.07 ‰ determined on tourmaline, do not vary with depth and indicate a magmatic source for the fluids responsible for the breccia. As for the origin, the breccia is classified as a magmatic hydrothermal supported by textures, fluid inclusions and isotopes evidences

Keywords: *Tourmaline breccia, San Jorge porphyry copper gold, Mendoza, fluid inclusions, oxygen and deuterium isotopes.*

INTRODUCCIÓN

Los cuerpos de brecha son comunes en sistemas de tipo pórfido y varían desde cuerpos estériles ó de baja ley adyacentes a los intrusivos graníticos hasta constituir la porción económicamente dominante de estos sistemas, como en el yacimiento

Los Bronces en Chile (Maksaev 2007). En la literatura varios autores (Sillitoe 1985, Baker *et al.* 1986, Taylor y Pollard 1993, Corbett y Leach 1998) proponen distintos esquemas para la clasificación de brechas teniendo en cuenta criterios descriptivos y genéticos. Recientemente, Davies *et al.* (2000) destacan que se re-

quiere primero de una descripción sistemática de los tipos de brecha para luego hacer una interpretación genética. Para Baker *et al.* (1986) la mineralización asociada a las brechas raramente es sincrónica o está íntimamente relacionada con el proceso de brechamiento, por el contrario lo consideran un sitio favorable para

la circulación de fluidos.

El pórfido de cobre-oro San Jorge está ubicado al pie oriental de la Cordillera de los Andes, en el valle de Uspallata, a 100 km al ONO de la ciudad de Mendoza (Fig. 1). Se halla a los 32°10' de latitud sur y 69°27' de longitud oeste a una altura de 2.600 a 2.685 m sobre el nivel del mar. Ha sido explorado desde la década del 60 por distintas empresas mineras, entre ellas Minera Aguilar, Falconbridge, Recursos Americanos Argentinos S.A, Northern Orion Explorations Ltd. mediante su subsidiaria en Argentina, Grupo Minero Aconcagua S.A. y Global Copper Corporation.

Actualmente, este proyecto pertenece a la Compañía Minera San Jorge, subsidiaria de Coro Mining Corporation y hasta el momento ha realizado un mapeo detallado, toma de muestras, exploración geofísica (potencial inducido, magnetometría), 182 sondeos de perforación de aire reverso y diamantina que representan 30.061 m y se han llevado a cabo pruebas metalúrgicas de la mineralización oxidada, supergénica y primaria. Para el año 2008, la compañía determinó los recursos medidos e indicados de 194,5 millones de toneladas a 0,48 % Cu y 0,21 g/t Au con una ley de corte de 0,3 % de Cu y en la categoría de inferidas, 73 millones de 0,37 % Cu y 0,14 g/t Au, con la misma ley de corte.

Según Williams *et al.* (1999), la mineralización de sulfuros está diseminada en la roca granítica (Pérmico) y relacionada a venas y venillas alojadas principalmente en la roca de caja de origen sedimentaria clástica (Formación Yalguaraz, Carbónico). Una brecha de turmalina se encuentra en el contacto entre estas rocas y fue mencionada por primera vez por dichos autores. Este estudio consiste en el análisis detallado de la textura macroscópica y microscópica de las muestras, tanto en superficie como en profundidad a través del sondeo de perforación, para clasificar a la brecha y determinar su relación con la alteración y mineralización. Además, se obtuvieron datos de inclusiones fluidas y de isótopos de O y D sobre

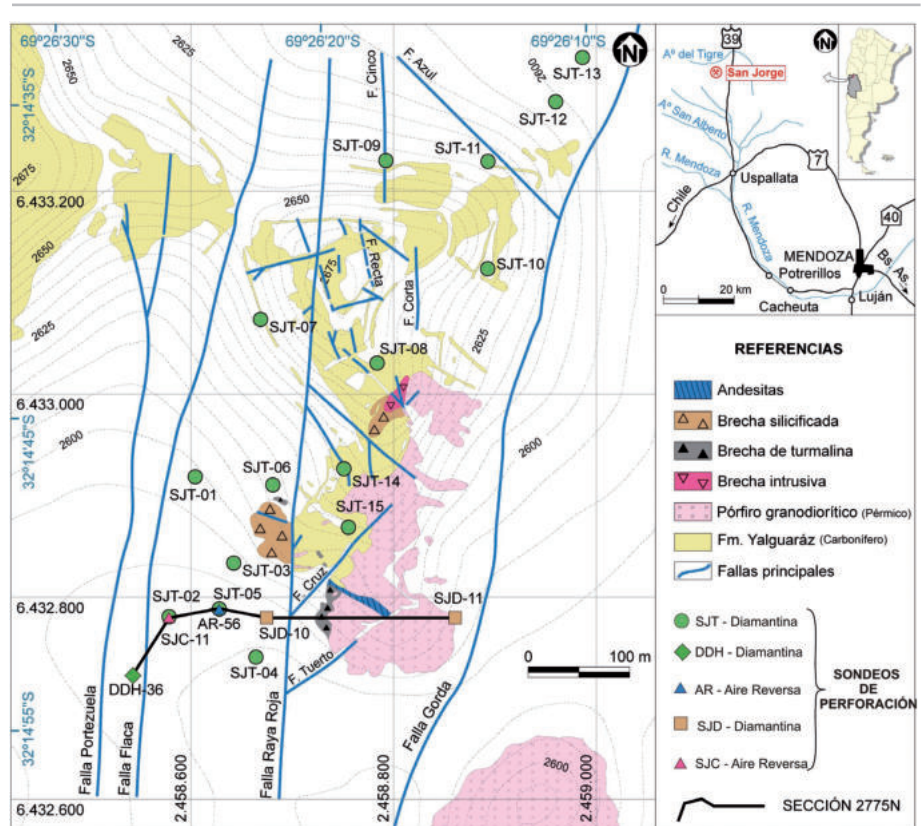


Figura 1: Mapa de ubicación y geología del depósito del pórfido de cobre-oro San Jorge. Tomado de Williams (1999) y modificado por Compañía Minera San Jorge S.A. (2008).

la turmalina presente en el cemento, para determinar el origen y las condiciones físico químicas de los fluidos. La interpretación en conjunto de esta información permitió inferir un mecanismo posible de formación de la brecha.

GEOLOGÍA LOCAL

El yacimiento San Jorge está ubicado en el margen oeste del valle de Uspallata-Calingasta-Iglesia entre la Cordillera Frontal al oeste y Precordillera al este (Fig. 1). La geología del depósito fue descrita por Williams *et al.* (1999). Las rocas más antiguas aflorantes corresponden a sedimentitas carboníferas de la Formación Yalguaraz (Amos y Roller 1965). Esta Formación es homoclinal, tiene un rumbo de 0° a N35°O, un buzamiento de 10 a 45°O y está integrada por conglomerados, areniscas, pelitas y lutitas. La mayor parte de la secuencia está integrada por areniscas subarcóicas gris rojizas y los demás tipos están intercalados y forman

estratos muy delgados de 20 cm a 1,5 m de espesor. Estas areniscas están en partes muy silicificadas con destrucción de rasgos sedimentarios, mientras que otras menos alteradas son las que alojan la mayor parte de la mineralización de sulfuros primarios. Un cuerpo subvolcánico de composición granodiorítica, de edad pérmica (K/Ar sobre una biotita 270 ± 4 Ma, Sillitoe 1977) intruye la secuencia sedimentaria y aflora en el borde sudeste de la sierra de San Jorge. Presenta textura porfírica de color gris claro a gris rosado. Los fenocristales tienen tamaños entre 1,5 a 6 mm, constituyen el 35 al 55 % de la roca y consisten principalmente de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y menor horblenda. La pasta está integrada principalmente por cuarzo y feldespato potásico. Un dique de andesita corta a la granodiorita en la parte sur del afloramiento y por su relación de corte se considera postpérmico. Varios tipos de brechas: ígnea, silicificada y de turmalina son posteriores también a la granodiorita.

Las fallas principales, falla Gorda, falla Raya Roja, falla Flaca y falla Portezuela tienen un rumbo N y NE y afectan a la Formación Yalguaraz (Fig. 1).

BRECHA DE TURMALINA

Se utilizó la clasificación de Davies *et al.* (2000), que se basa en la descripción de la brecha en relación a la geometría, tamaño de grano (clastos), componentes (clasto, matriz, cemento y espacios abiertos), organización interna y alteración-mineralización. Posteriormente, con esta información obtenida, se analiza la clasificación genética de Sillitoe (1985) para determinar el tipo de brecha e inferir su probable origen.

El análisis de las texturas se realizó tanto a nivel macroscópico como microscópico. Se estudiaron muestras de afloramientos y pertenecientes a un sondeo de perforación SJT 5 (AR 56) de Coro Mining, debido a que intersecta al cuerpo de brecha en toda su extensión vertical (Figs. 1 y 2). Otros dos sondeos que atraviesan al cuerpo de brecha son el SJD-10 y AR 57, que se encuentran a 50 m al ESE y a 77 m hacia el NE del SJT 5, respectivamente.

En el terreno, el tope del cuerpo de brecha muestra una subsidencia de un área aproximadamente circular de 100 m de diámetro y su dimensión vertical se puede seguir hasta los 164 m bajo la superficie. El contacto entre esta brecha y el cuerpo de granodiorita es abrupto y está marcado por venas verticales, estrechamente espaciadas, que ocupan un ancho de aproximadamente 2 m (Fig. 3a). El contacto con los sedimentos de la Formación Yalguaraz es irregular, casi vertical y presenta menor intensidad de venillas.

Texturas de la brecha

En muestras de superficie la brecha está asociada a la granodiorita. Se la clasifica como una brecha clasto sostén que presenta clastos tabulares y otros de forma irregular muy angulosos. Es monomíctica, los clastos tienen tamaños de hasta 3 cm y corresponden a granodiorita (Fig.

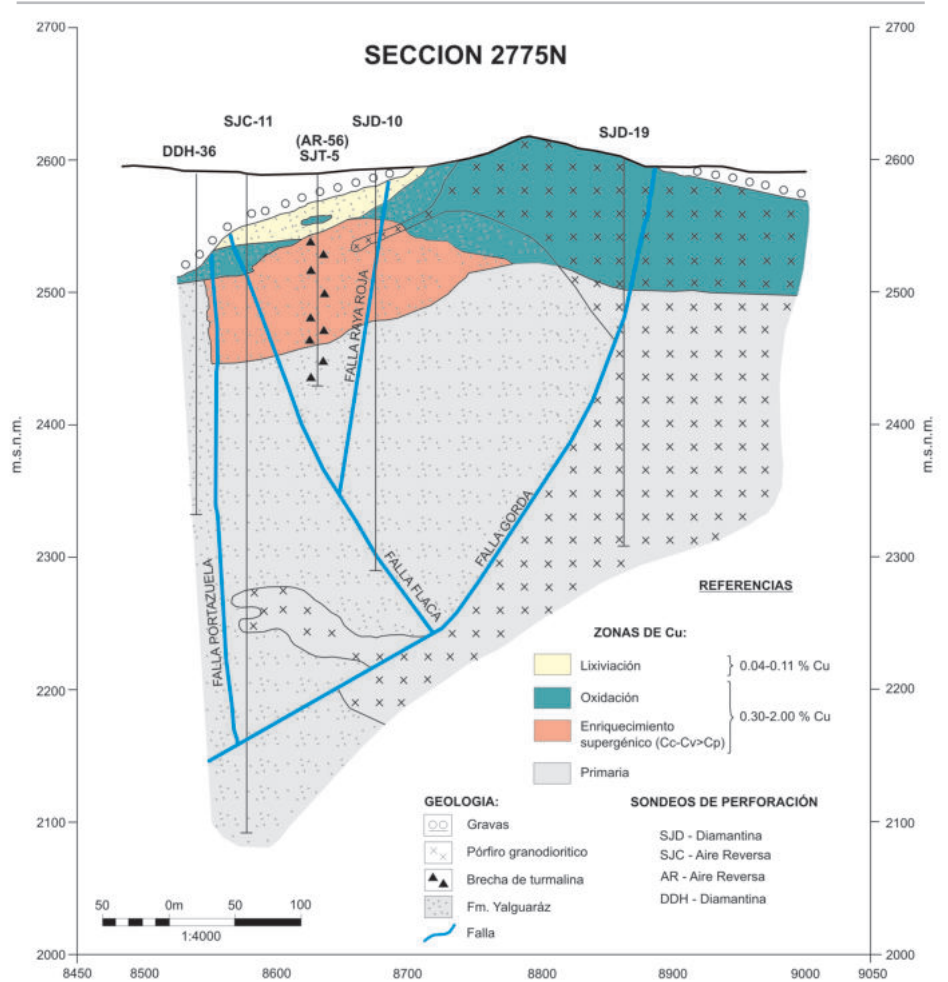


Figura 2: Sección 2775N cuya ubicación se muestra en la figura 1 e intersecta el sondeo de perforación SJT 5 (Modificado de Compañía Minera San Jorge S.A. 2008).

3b). No tiene matriz y el cemento está constituido por turmalina, cuarzo y feldespato potásico (ortosa). La brecha está muy teñida con limonitas.

En muestras correspondientes al sondeo de perforación, la brecha de turmalina está vinculada a la roca sedimentaria y se la pudo continuar en toda su extensión. En general, es clasto sostén y monomíctica (Fig. 3c) excepto a los 33,7 y a los 40,8 m debajo de la boca del sondeo, donde es polimíctica y está integrada por clastos de areniscas con variable proporción de matriz y areniscas silicificadas. Los clastos presentan tamaños de 0.2 a 3 cm, son angulosos a subangulosos (84,50 m). La matriz es escasa, con fragmentos de arenisca menores a 2 mm y parcialmente rotados (93 m). El cemento varía desde un 40 % hasta menos del 5 % del volumen de

la brecha en la zona más profunda del sondeo y está constituido por un relleno de minerales hidrotermales como turmalina, cuarzo, sericita, feldespato potásico, pirita y calcopirita.

El cuerpo de brecha muestra que la intensidad de brechamiento disminuye hacia la base hasta llegar, en los últimos metros, a una zona de *stockwork* y a una roca con menor densidad de venillas (Fig. 3d).

Paragénesis de alteración-mineralización

Se hallaron dos tipos de alteración: potásica y fílica asociada a turmalina.

La alteración potásica está constituida por biotita, feldespato potásico, cuarzo, rutilo, pirita y calcopirita y se distribuye en forma penetrante y relacionada a venillas. En muestras de superficie, próximas

a la boca del sondeo, en el contacto entre la arenisca y la granodiorita se observan agregados de cuarzo y feldespato potásico que reemplazan la pasta de esta última roca y venillas de cuarzo y de cuarzo-feldespato potásico cortan a la arenisca. Estas venillas son paralelas, su espesor oscila entre 1 a 5 mm y no se ha detectado una relación de corte entre ellas. En el sondeo de perforación, la alteración potásica consiste principalmente en biotita, que reemplaza en forma penetrante a los clastos de arenisca de la brecha y se la encuentra en los últimos metros del sondeo (125 y 157 m, Figs. 4a y b).

La alteración fílica es la más importante, se superpone a la potásica y está integrada por cuarzo, sericita, turmalina, pirita, calcopirita y arsenopirita. Se distribuye en forma penetrante reemplazando los clastos de la arenisca (Fig. 4c) y se manifiesta desde los 81,30 m hasta la boca del sondeo. Las proporciones de cuarzo y sericita son variables y su abundancia depende de la composición de la arenisca del clasto de la brecha, ya sea cuarzosa ó arcósica respectivamente. La turmalina que se asocia a la sericita, es escasa, con tamaño menor a 50 μm y forma agregados fibrosos radiales. En profundidad, la alteración está restringida a venillas de sericita y cuarzo-sericita que cortan la alteración potásica.

Después del fracturamiento, se produce el relleno de los espacios abiertos donde los minerales presentan un bandeo simétrico poco definido siendo la turmalina el mineral dominante que genera el color negro del cemento. Es la primera en formarse a lo largo de bandas, se dispone en soles, integrados por cristales aciculares, que se apoyan en los clastos y crecen hacia el centro de la cavidad. A continuación se depositan cuarzo, sericita, feldespato potásico, pirita, calcopirita y arsenopirita. El feldespato potásico se encuentra en los niveles más profundos del sondeo y en los niveles medios y superficiales predomina la sericita (Figs. 4d, e y f).

Las venillas posteriores a la cementación de la brecha incluyen cuarzo, arsenopiri-

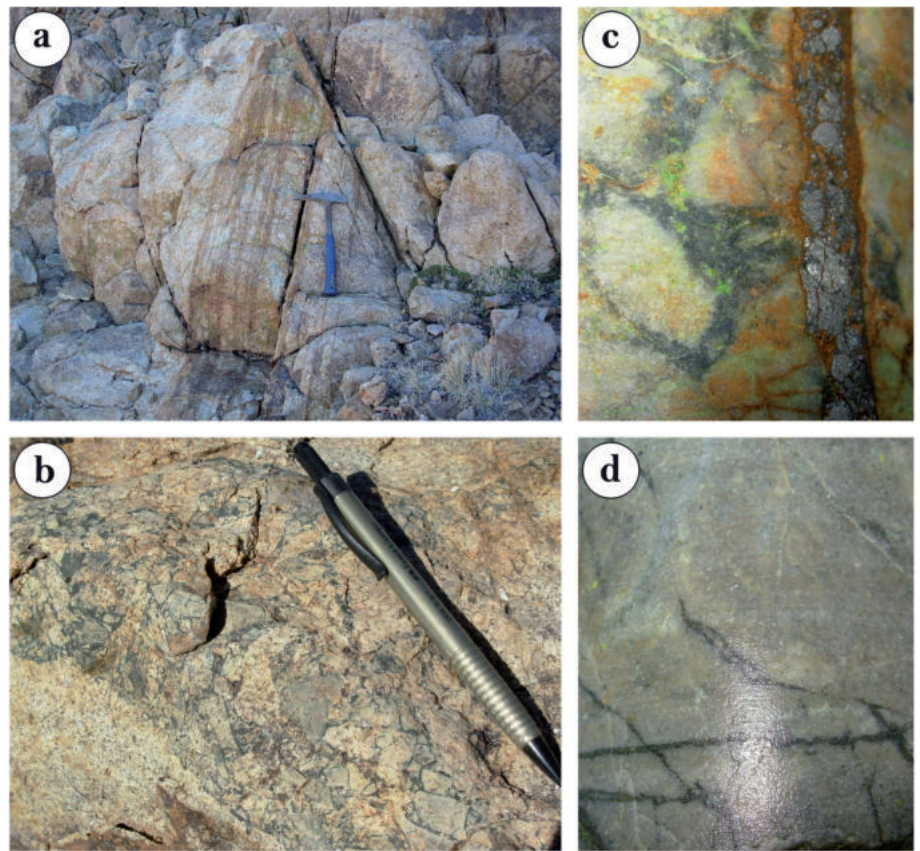


Figura 3: a) Contacto entre la brecha y el pórfiro granodiorítico donde se muestran fracturas verticales y estrechamente espaciadas que ocupan 2 m de ancho; b) brecha monomictica, con clastos de composición granodiorítica, no tiene matriz y escaso cemento constituido principalmente por turmalina que le da el color negro; c) brecha clasto sostén y monomictica con clastos de arenisca y cemento de turmalina. Venilla de pirita y arsenopirita corta a la brecha y d) muestra de la base del sondeo con menor densidad de venillas.

ta, pirita y calcopirita con halos de cuarzo y sericita (Fig. 3c).

La mineralización supergénica está muy desarrollada y se pueden identificar las zonas de lixiviación, oxidación y enriquecimiento supergénico (Fig. 2). La zona de lixiviación alcanza los 40,80 m está integrada por limonitas (goethita) y controlada principalmente por fracturas. En muestras de superficie se observan *boxwork* en el cemento de la brecha. La zona de óxidos se desarrolla hasta los 80 m del sondeo y está integrada por brocantita y malaquita junto a turmalina alojada en las fracturas. (Fig. 4g). Desde los 84 a 91 m se observa la zona enriquecida compuesta de calcosina y covelina formando texturas de halo alrededor de la calcopirita y en algunos casos la reemplazan pseudomórficamente (Fig. 4h). Hasta los 164,6 m la mineralización primaria está integra-

da principalmente por calcopirita y menor pirita. En los últimos metros se estima entre un 5 y 7 % de calcopirita.

Las leyes, dadas por la Compañía Minera San Jorge (2008), indican para la zona lixiviada de 0,04 a 0,11 % de cobre y para la zona de óxidos y la supergénica de 0,3 a 2 % de cobre (Fig. 2).

Las relaciones de corte de la alteración-mineralización son difíciles de establecer por los efectos superpuestos de la alteración supergénica. Se puede inferir una zonación vertical en la alteración. La alteración potásica, definida por la biotita que invade a los clastos de la brecha, se encuentra en los últimos metros del sondeo junto a una mayor proporción de calcopirita respecto a pirita. Mientras en los niveles medios y superficiales predomina la alteración fílica junto a mayores concentraciones de turmalina.

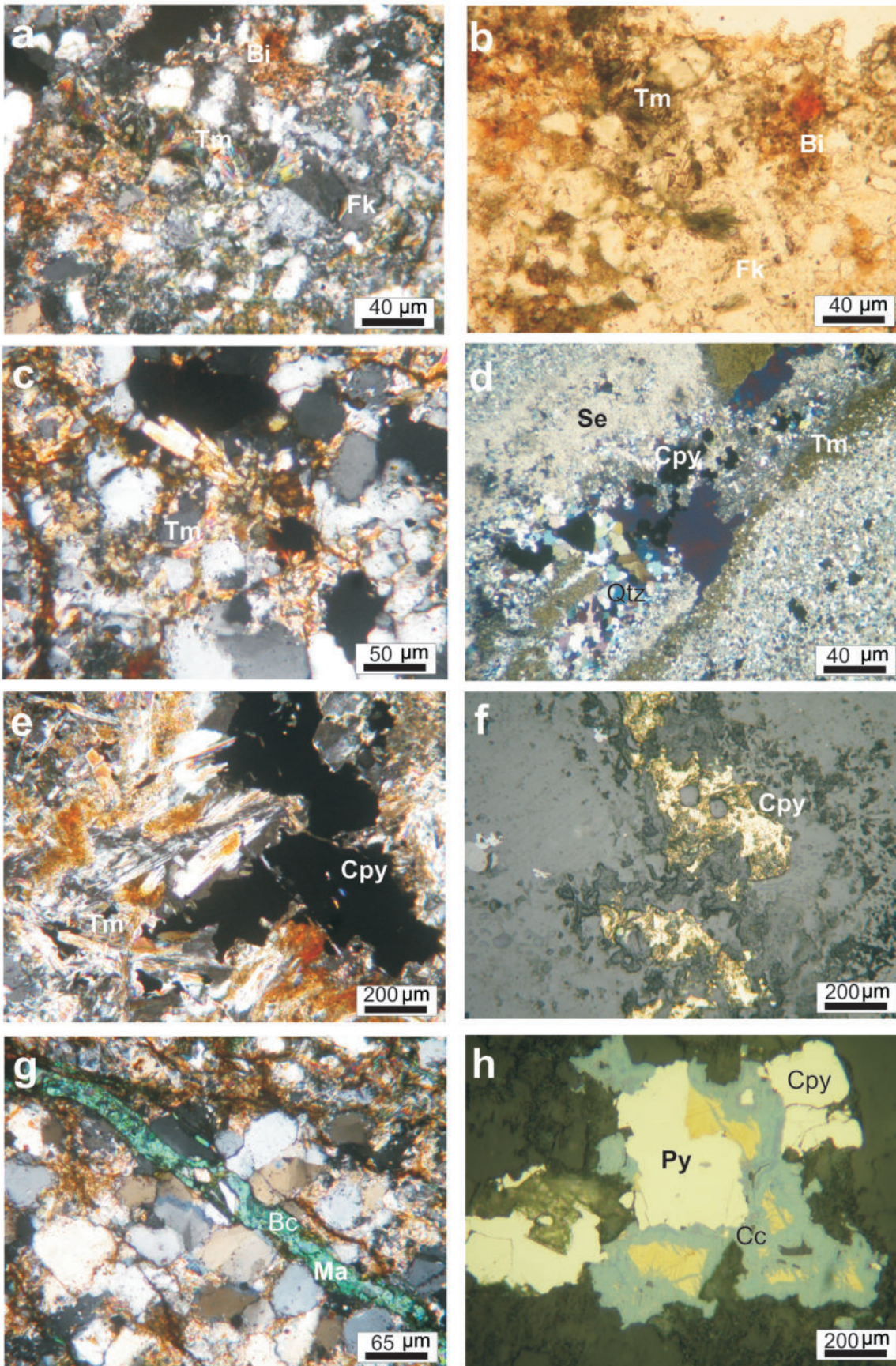


Figura 4: a) alteración potásica penetrante integrada por biotita reemplazando a la arenisca, con relictos de cuarzo, cortada por una venilla de feldespato potásico (fk, ortosa) y turmalina (Tm), nicoles cruzados; b) idem a, nicoles paralelos; c) alteración filica penetrante integrada por sericita, turmalina (Tm) y minerales opacos que reemplazan a la arenisca, nicoles cruzados; d) venilla con textura de relleno integrada por bandas de turmalina y hacia el centro con cuarzo (Qtz), sericita y calcopirita (Cpy); e) idem D, nicoles cruzados; f) idem e, calcopirita con luz reflejada; g) venilla de relleno de brocanta (Bc) y malaquita (Ma) de la zona de óxidos de la mineralización supergénica; h) calcosina (Cc) con textura de halo alrededor de la calcopirita.

Inclusiones fluidas

Con el objeto de determinar la composición y temperatura de los fluidos que participaron en la formación de la brecha, se realizó en primer lugar una búsqueda de inclusiones fluidas sobre la turmalina y cuarzo pertenecientes al cemento de la misma. Las inclusiones halladas fueron muy escasas, con tamaños de 7 micrones aproximadamente y en consecuencia, no fueron consideradas, debido a que es difícil determinar con precisión los cambios de fases durante el congelamiento. Sólo fue posible medirlas en una muestra de cuarzo.

La mayoría de los análisis microtermométricos se realizaron sobre inclusiones secundarias en cuarzo de la arenisca (clasto de la brecha) alterada penetrantemente a sericita y turmalina en los niveles superficiales y a biotita en el nivel más profundo. Los fluidos pertenecientes a esas inclusiones fluidas se consideran representativos de esas alteraciones. El resto de los análisis se hicieron sobre inclusiones fluidas primarias del cuarzo de venillas (venilla de cuarzo más sericita) localizadas en dos niveles (24,6 y 40,8 m) y consideradas posteriores a la formación de la brecha.

Se utilizó una platina de calentamiento/enfriamiento Linkam, MDS 600 y Controlador Manual instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50 con objetivos Olympus LM PlanFl 50x/0.50 y EA10 0.25 y oculares Olympus WH 10x/22. Opera en un rango de temperatura entre -196° C y +600° C por la combinación de un sistema de nitrógeno líquido y un sensor de temperatura de platino.

La clasificación de las inclusiones en primarias y secundarias, se efectuó siguiendo los criterios de Roedder (1979) y de acuerdo a las fases observadas a temperatura ambiente se siguió la nomenclatura de Nash (1976) donde las inclusiones de tipo I, son bifásicas, ricas en líquido y de moderada salinidad, las de tipo II, son bifásicas, ricas en vapor (ocupa más del 50% del volumen de la cavidad) y las de tipo III son multifásicas y portadoras de

halita.

Una vez seleccionada la esquirra, se procedió al congelamiento y luego al calentamiento. La salinidad de las inclusiones fluidas subsaturadas en halita fue calculada utilizando la temperatura de fusión final del hielo (T_{ffh}) de acuerdo con Bodnar (1992) y la de las saturadas en halita a través de la temperatura de disolución de la halita según Sterner *et al.* (1988). En el calentamiento, la dificultad estuvo en el escaso líquido presente de las inclusiones de tipo II que impidió la medición exacta del punto de homogeneización.

Las inclusiones fluidas fueron analizadas para los distintos niveles del sondeo, 24,6; 40,8; 81,3 y 127 m. En general, las mismas tienen formas de cristal negativo de cuarzo ó un poco más irregulares pero con formas angulosas. Los tamaños promedio están alrededor de los 10 μm y algunas alcanzan los 16 μm .

Nivel de sondeo 24,60m: En este nivel se analizaron las inclusiones fluidas alojadas en el cuarzo correspondiente al clasto de la brecha con alteración filica y al de una venilla de cuarzo y sericita posterior a dicho clasto.

Las inclusiones fluidas halladas son de tipo I, II y III (Fig. 5) en general coexisten, tanto en el clasto de la brecha como en la venilla siendo las más abundantes las de tipo I. Las de tipo III son muy escasas y pequeñas (10 μm aproximadamente). Presentan cristales hijos de halita y silvita (Fig. 5d).

En el cuarzo de la arenisca (clasto de la brecha), la temperatura de homogeneización a líquido (T_{Hl}) de las inclusiones fluidas de tipo I varía de 210 a 375 °C con una mayor proporción entre los 260 y 310°C. Las temperaturas de fusión del hielo (T_{ffh}) están en un rango entre -0,8 a -4,5°C y representan salinidades de 1,4 a 7 % en peso eq. a NaCl. Las temperaturas de homogeneización a vapor de las inclusiones fluidas de tipo II, varían entre 363 y 394 °C con salinidades inferiores al 10 % en peso eq. a NaCl. Las inclusiones de tipo III son escasas y pequeñas y su medición no fue posible. Un solo dato indica la homogeneización por disolu-

ción del cristal de halita (T_{dh}) a los 315 °C con una T_{Hl} de 220°C (Fig. 6).

En el cuarzo de la venilla, las temperatura de homogeneización a líquido (T_{Hl}) de las inclusiones fluidas de tipo I, varían entre 210 y 329°C con un mayor porcentaje entre 300 y 330°C. La temperatura de fusión final del hielo entre -1,1 y -6°C y representan salinidades entre 1,91 y 9,21 % en peso eq. a NaCl. La temperatura de homogeneización a fase vapor (T_{HV}) de las inclusiones fluidas de tipo II, son difíciles de determinar debido a que presentan un volumen de burbuja grande. Dos temperaturas medidas dan valores de 348 y 356° C (Fig. 6).

Nivel del sondeo 40,80 m: Se observan inclusiones de tipo I principalmente coexistiendo con inclusiones de tipo III y tipo II en el cuarzo de la arenisca con alteración filica y en el cuarzo del cemento de la brecha (cuarzo + turmalina + sericita). Las temperatura de homogeneización a líquido de las inclusiones fluidas de tipo I fueron determinadas en este último cuarzo y están en un rango estrecho entre 298 y 336° C. La temperatura de fusión final del hielo está entre -0,1 y -11,4 °C e indica salinidades entre el 0,18 y 15,37 % en peso eq. a NaCl respectivamente. La temperatura de homogeneización a líquido de las inclusiones de tipo III es de 294°C y la de homogeneización por disolución del cristal de halita es de 235°C ($T_{Hl} > T_{dh}$) con una salinidad del 33,5 % en peso eq. a NaCl. (Fig. 6). Las inclusiones fluidas de tipo II no se pudieron medir.

En el cuarzo de la arenisca, las temperatura de fusión final del hielo para las inclusiones de tipo I están entre -1,5 y -2°C (Fig. 6) con salinidades que oscilan entre 2,57 y 3,29 % en peso eq. a NaCl respectivamente.

Nivel del sondeo 81,30m: En el cuarzo de la arenisca con alteración filica, se observan los tres tipos de inclusiones, I, II y III. Las temperaturas de homogeneización a líquido de las inclusiones de tipo I varían entre 240 y 390°C con una mayor proporción entre 270 y 310°C. Las T_{ffh} oscilan entre -0.5 a -2,6°C y representan sa-

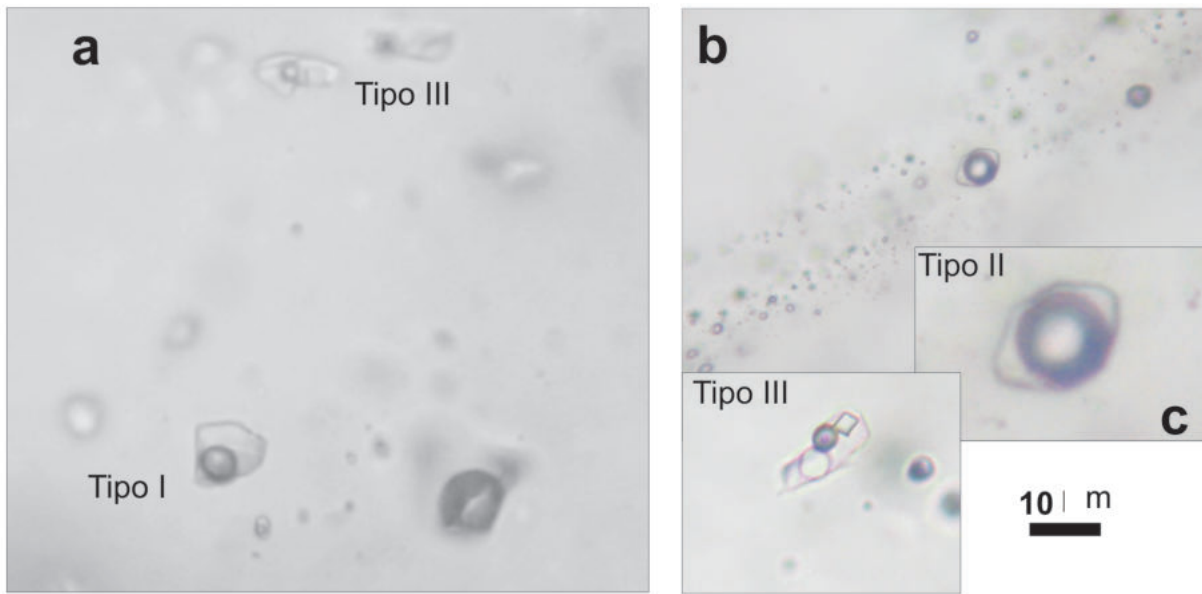


Figura 5: Microfotografías de inclusiones fluidas en cuarzo tomadas con luz paralela: a) inclusión de tipo I que coexiste con inclusiones de tipo III; b) tren de inclusiones de tipo I y II; c) detalle de inclusiones de tipo II; d) detalle de inclusiones de tipo III, con cristales hijos de halita y silvita.

linidades del 0,71 al 4,34 % en peso eq. a NaCl respectivamente. Las temperaturas de homogeneización a fase vapor de las de tipo II, que coexisten con las de tipo I, tienen valores entre 400 y 410°C. Para las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas de tipo III se observan dos comportamientos. En uno de ellos, la homogeneización se produce por la disolución de la halita (T_{dh}) a una temperatura entre 309 y 370°C, con salinidades entre el 38,9 y 44,3 % en peso eq. a NaCl y se corresponde con la desaparición de la burbuja de vapor, a la temperatura de homogeneización a líquido (Th_L), de 200 y 297°C respectivamente ($T_{dh} > Th_L$). Este caso es el más abundante. En el otro comportamiento, la homogeneización se da por la desaparición de la burbuja de vapor, a la temperatura de homogeneización a líquido (Th_L) a 370°C después de la homogeneización por disolución del cristal de halita (T_{dh}) de 252°C ($T_{dh} < Th_L$) y tiene una salinidad del 34,7 % en peso eq. a NaCl (Fig. 6).

En este nivel se pudo determinar con precisión una asociación de inclusiones integrada por inclusiones fluidas de tipo I con temperaturas de homogeneización a líquido de 275°C que coexisten con inclusiones de tipo III con una temperatu-

ra de homogeneización por disolución del cristal de halita (309°C) mayor que la temperatura de homogeneización a líquido de la burbuja de vapor (200°C).

Nivel del sondeo 127 m: En el cuarzo de la arenisca con alteración potásica, se observan los tres tipos de inclusiones, I, II y III. Las inclusiones fluidas de tipo I tienen una temperatura de homogeneización a líquido que varía entre 225 a 377°C con un mayor porcentaje entre 320 y 360°C. Tienen una temperatura de fusión final del hielo entre -0,3 y -2,4 °C correspondiente con salinidades entre el 0,53 y 4,96 % en peso eq. a NaCl. Las inclusiones de tipo II tienen una temperatura de homogeneización a fase vapor de 377°C para siete inclusiones y un valor aislado de 316°C. Las de tipo III, homogeneizan a una temperatura de homogeneización por disolución del cristal de halita a 410°C y una de homogeneización a líquido de la burbuja de vapor a 288°C ($T_d > Th_L$) e indican una salinidad del 48,5% en peso eq. a NaCl. En un caso la temperatura de homogeneización a líquido de la burbuja de vapor es igual a la de disolución del cristal de la halita y es de 248°C ($Th_L = T_d = 248°C$) y representa una salinidad del 34,7 % en peso eq. a NaCl (Fig. 6).

Se determinan también con precisión una

asociación de inclusiones fluidas del tipo I con temperatura de homogeneización a líquido de 330°C que coexiste con las de tipo III con una de disolución de halita a 400°C y una de homogeneización a fase vapor de 288°C ($T_{dh} > Th_L$).

Una asociación está dada por la coexistencia de los tres tipos de inclusiones donde la temperatura de disolución para la halita de 455 °C es menor que la de homogeneización a líquido de la burbuja de vapor que se la siguió hasta 550 °C sin observar cambios. Las temperatura de homogeneización a líquido de las inclusiones fluidas de tipo I están en 364°C y en las de tipo II no se pudo ver ópticamente el punto de homogeneización.

Tipo de fluidos y su variación en el espacio

Los datos obtenidos de los tres tipos de inclusiones en los distintos niveles, tanto para el cuarzo de la arenisca (clasto de la brecha), cuarzo de las venillas (cuarzo + sericita) y cuarzo del cemento de la brecha, se proyectan en el diagrama de temperatura vs. salinidad (Fig. 7).

La distribución e interpretación de los resultados indica dos asociaciones de inclusiones fluidas con relaciones temporales difíciles de establecer. Una, es poco abun-

dante, no manifiesta ebullición y corresponde a inclusiones fluidas de tipo III que homogeneizan por disolución de halita ($T_{dh} > T_{H1}$) a 400°C y coexisten con inclusiones fluidas de tipo I. Está presente en los niveles más profundos (127 y 81,30 m) relacionados a la alteración potásica y fílica. La evidencia de asociaciones con inclusiones de tipo III que no coexisten con las de tipo II nos llevan a desechar la hipótesis de ebullición ó de inmiscibilidad y confirman que estos fluidos altamente salinos fueron exsueitos a partir de un magma en cristalización (Becker *et al.* 2008). Se podría interpretar como un fluido sobresaturado en sales derivado de un plutón en enfriamiento bajo condiciones litostáticas, mayores a un 1 kbar, ó podría deberse a condiciones sobrepresurizadas en un sistema sellado (Cline y Bodnar 1994).

Otra asociación de inclusiones fluidas, que es la más abundante, muestra a los 400 °C, dos rangos bien definidos de salinidades y está integrada por inclusiones de tipo III, que homogeneiza a líquido ($T_{dh} < T_{H1}$) y coexisten con inclusiones fluidas de tipo II y tipo I. Si se tiene en cuenta el diagrama isotérmico perteneciente al sistema NaCl-H₂O (Bodnar *et al.* 1985, modificado por Hedenquist *et al.* 1998) se podría interpretar como que el fluido original era de baja salinidad (menos del 10 % en peso eq. a NaCl) y cuando el fluido intersecta la curva crítica pudo entrar en ebullición a aproximadamente los 450 °C. En ese punto se origina una separación de fases demostrada por las inclusiones de tipo II que coexisten con inclusiones de tipo III. Los fluidos de baja salinidad con presencia de ebullición están asociados a la alteración fílica y en menor extensión a la alteración potásica.

Los fluidos hipersalinos y los de baja salinidad que manifiestan ebullición, presentes en los niveles inferiores del sondeo tanto en la alteración potásica, integrada principalmente por biotita hidrotermal, como en la transición con la fílica, reflejan fluctuaciones de presión entre litostáticas e hidrostáticas producidas du-

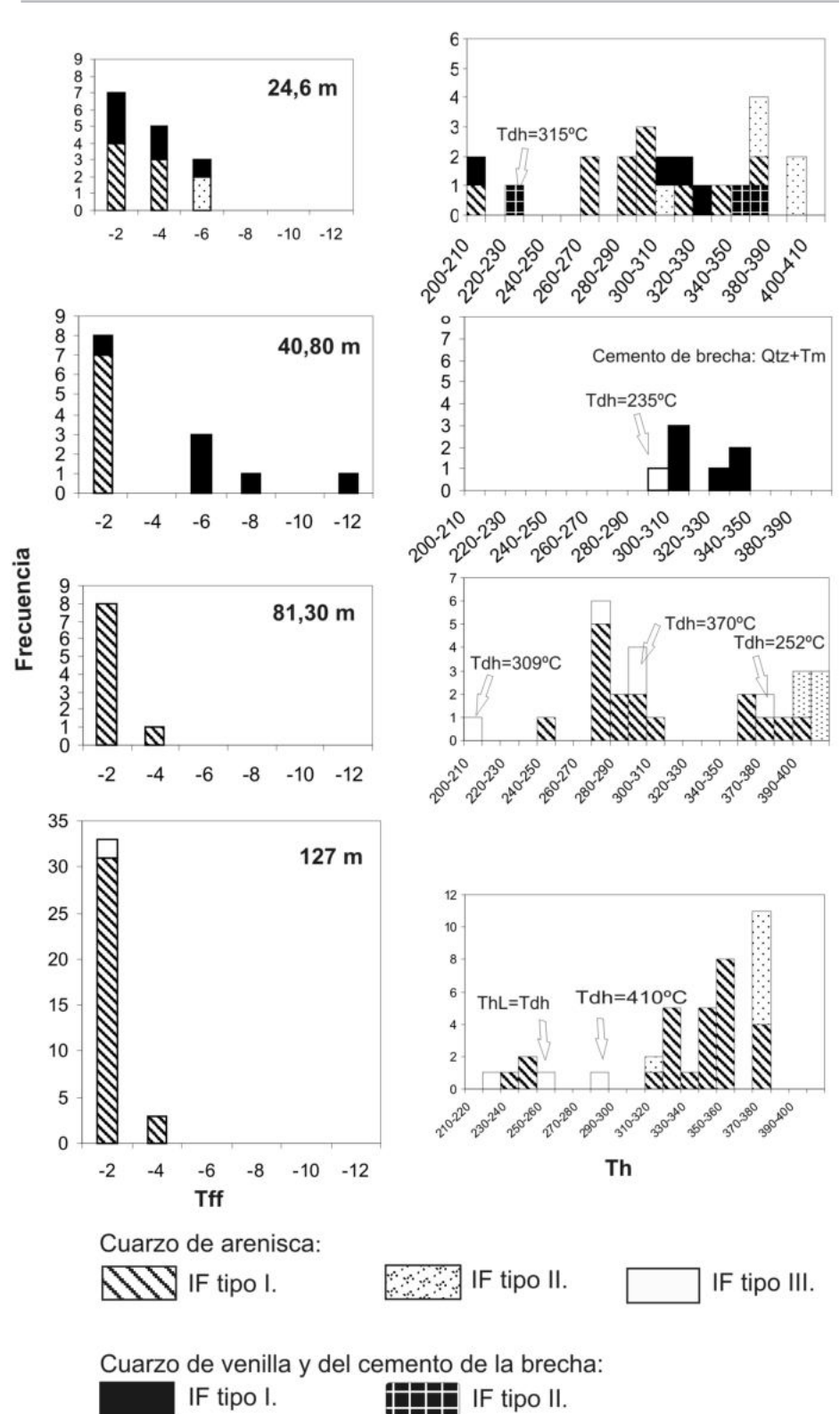


Figura 6: Histogramas de temperaturas de homogeneización (T_h , °C) ubicados a la derecha de la figura que se comparan con los histogramas de temperatura de fusión final del hielo (T_{ffh}), para inclusiones (IF) de tipo I, II y III en cuarzo de arenisca, de venillas y del cemento de la brecha, para los distintos niveles del sondeo de perforación, SJT5: 24,6 m; 40, 8 m 81, 30 m y 127 m bajo la superficie.

rante la cristalización de un cuerpo magmático y causadas por más de un episodio de brechamiento, cementación y rebrechamiento (Cline y Bodnar 1994). Las inclusiones fluidas de tipo I que muestran fluidos de baja salinidad y temperatura, están en todos los niveles y podrían ser interpretadas como un registro de la evolución hidrotermal hacia menores temperaturas y presiones.

Isótopos de oxígeno y deuterio

Los isótopos estables de oxígeno y deuterio se realizaron sobre turmalina del cemento de la brecha. Se tomaron muestras de superficie y correspondientes a distintas profundidades del sondeo de perforación: 23,8 m; 33,7 m; 86,1 m y 91 m. Estos análisis fueron realizados en *Activation Laboratories* (Actlabs) y los resultados se muestran en el cuadro 1. Los valores de $\delta^{18}O$ y los de δD medidos en turmalina están entre 9,5 a 10,8 ‰ y -82 a -95 ‰ respectivamente y no muestran una variación con la profundidad.

El $\delta^{18}O$ del fluido a partir del cual precipitó la turmalina se calculo usando la ecuación de fraccionamiento turmalina-agua de Zheng (1993) y una temperatura de 400 °C determinada a partir de la temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas perteneciente a la alteración filica. Los valores calculados $\delta^{18}O$ para el fluido variaron entre 8,45 y 9,75 ‰, y son similares al rango considerado para las aguas magmáticas (Taylor 1986).

Los valores de δD para las turmalinas variaron entre -85 y -95 ‰. El δD del fluido a partir del cual la turmalina cristalizó, fue calculado usando la misma temperatura usada para calcular el $\delta^{18}O$ del fluido y el factor de fraccionamiento turmalina-agua de Kotzer *et al.* (1993). Los valores δD calculados para el fluido variaron entre -53,07 y -63,07 ‰ y son coincidentes con el rango generalmente aceptado para fluidos magmáticos (Fig. 8).

DISCUSIÓN

El cuerpo de brecha se clasifica como una brecha *pipe* teniendo en cuenta su ex-

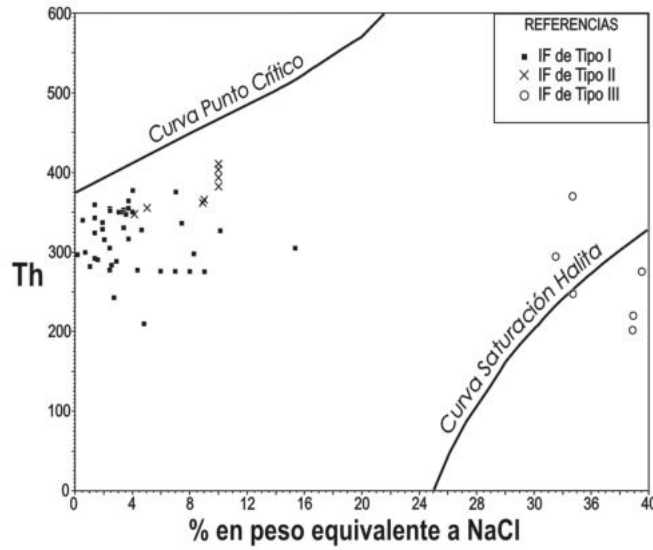


Figura 7: Relación entre la temperatura de homogeneización (°C) y salinidad (% en peso eq. a NaCl) para inclusiones fluidas de tipo I, II y III.

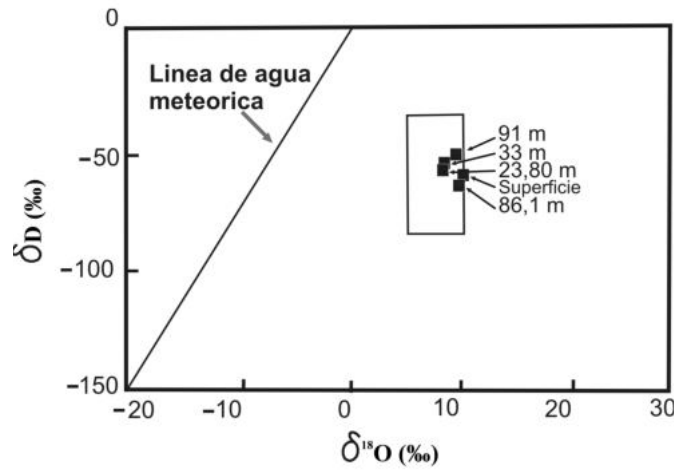


Figura 8: Datos de isótopos de $\delta^{18}O$ versus δD para los fluidos a partir del cual precipitó la turmalina del cemento de la brecha. El rectángulo representa el rango de aguas magmáticas según Taylor (1986).

CUADRO 1: Datos de isótopos de oxígeno y deuterio medidos en la turmalina a partir de diferentes niveles del sondeo de perforación, SJT5, y calculados en el fluido.

Muestras	$\delta^{18}O$ ‰ (medido en turmalina)	δD ‰ SMOW	$\delta^{18}O$ ‰ (calculado en el fluido)*	δD ‰ (calculado en el fluido)**
superficie	10,8	-89	9,75	-57,07
23,8 m	9,5	-88	8,45	-56,07
33,7 m	9,6	-85	8,55	-53,07
86,1 m	10	-95	8,95	-63,07
91, 0 m	9,9	-82	8,85	-50,07

* $\delta^{18}O$ en el fluido fue calculada a partir de $\delta^{18}O$ en turmalina según la ecuación de Zheng (1993).
 ** D en el fluido fue calculada a partir de δD en turmalina según la ecuación de Kotzer *et al.* (1993).

presión superficial, de forma circular a ovoidal, su extensión vertical y sus texturas. Esta brecha es de dimensión pequeña, se aloja en la roca sedimentaria de la Formación Yalguaráz y está próxima al contacto con el pórfiro granodiorítico. Las texturas de la brecha son en general, clasto sostén y monomíticas con frag-

mentos angulosos, escasa matriz y cemento de turmalina con sulfuros. Estas texturas indicarían que el proceso responsable de la formación de la misma, es el de un simple colapso (Baker *et al.* 1986). No se observó una molienda y redondeamiento de los clastos que hubieran provocado abundante matriz de harina de

roca que indicarían un mecanismo de fluidificación. Otras evidencias como las texturas de brecha con fragmentos tabulares y fracturas verticales cementadas por cuarzo, estrechamente espaciadas, se corresponden con la parte marginal del cuerpo.

Un fracturamiento posterior a la brecha está dado por venillas de piritita más calcopiritita, de sericita y arsenopiritita.

La alteración hidrotermal se manifiesta como un reemplazo de la roca y un relleno. El reemplazo comienza con un primer estadio de alteración potásica, integrada por biotita asociada a calcopiritita, que se produjo previo al brechamiento de la roca y registrada en los últimos metros del sondeo. Continúa con una alteración filica, que es la más abundante, predomina en las partes medias y altas del sondeo y se relaciona con las mayores concentraciones de turmalina. Posteriormente al fracturamiento de la roca y como cemento de la misma, se deposita turmalina, feldespatos potásicos, sericita, piritita y calcopiritita. La turmalina, es el mineral más abundante y se formó después de la biotita hidrotermal, es contemporánea al feldespatos potásico (venillas segmentadas de turmalina y feldespatos potásico) y es anterior a la sericita de las venillas. Si bien, no se pudo determinar una zonación en el espacio de la mineralización hipogénica, debido a que en parte está obliterada por efectos de alteración supergénica, se registran en esta brecha las leyes más altas de cobre del depósito. Esto confirmaría que existe un control estructural de la mineralización.

Según Williams *et al.* (1999), el pórfido cuprífero San Jorge tiene características propias que lo diferencian del modelo clásico de Lowell y Guilbert (1970). La alteración potásica, filica y propilítica y la mineralización de cobre asociada no es concéntrica, sino aproximadamente lineal, indicando un fuerte control estructural.

Los fluidos vinculados a la alteración potásica penetrante de la arenisca, integrada principalmente por biotita hidrotermal, indican que fueron sobresaturados en sa-

les con salinidades que alcanzan el 40% en peso eq. a NaCl y se consideran los más tempranos y de naturaleza magmática. Los fluidos que participaron tanto en la alteración filica como en el cuarzo del cemento de la brecha, para los distintos niveles del sondeo, fueron fluidos de baja salinidad y con presencia de ebullición. Si se asume una temperatura de homogeneización para la ebullición de fluidos, cercana a los 400° C y salinidades del 10 % en peso eq. a NaCl, se interpreta que la brecha de turmalina se pudo haber formado a una profundidad mínima de 1,5 km., considerando un sistema hidrostático, y en este caso, las temperaturas de homogeneización representan las de entrapamiento

Los fluidos hidrotermales de origen magmático fueron responsables de la formación de la brecha como lo indican los valores de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en turmalina que coprecipitó junto a cuarzo, sericita y calcopiritita en el cemento de la brecha.

Desde el punto de vista genético, Sillitoe (1985), clasifica a las brechas en hidrotermales magmáticas, hidromagmáticas (freáticas y freatomagmáticas), magmáticas, intrusivas y tectónicas. Del análisis surge que el cuerpo de brecha del pórfido San Jorge es de origen hidrotermal magmática. Las evidencias tales como la mineralogía del cemento, las inclusiones fluidas y los datos isotópicos revelan la presencia de fluidos hidrotermales de connotación magmática. De acuerdo con el modelo propuesto por Burnham (1979, 1985), el origen de estas brechas se explica por la liberación de fluidos durante el mecanismo de segunda ebullición, en sistemas de tipo pórfido, asociado a magmas calcoalcalinos hidratados y emplazados a profundidades someras. Teniendo en cuenta que estas brechas *pipe* se encuentran asociadas a las partes apicales o marginales de los cuerpos magmáticos (Sillitoe 1985) es probable que exista en profundidad un intrusivo que de origen a esta brecha ó que esté vinculado a la granodiorita presente en el área.

Si se compara esta brecha *pipe* con la de

La Colorada en la mina Yalguaraz, Mendoza, (Brodtkorb 1976), ubicada a 12 km al norte del pórfido de cobre oro San Jorge, se puede concluir que es similar en emplazamiento, textura y mineralogía. En la mina Yalguaraz afloran pizarras y areniscas (de edad carbonífera) intruidas por un cuerpo granodiorítico (de edad pérmica determinada por K/Ar sobre biotita magmática, Sillitoe 1977) responsable de la formación de la brecha. También Brodtkorb (1976) menciona que existen semejanzas en cuanto a mineralogía entre la brecha La Colorada y las brechas de Paramillos Sud (Mendoza) y San Francisco de los Andes (San Juan).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Universidad Nacional del Sur (Bahía Blanca) por el financiamiento de las tareas de campaña a través de subsidios de investigación (SECYT) y por la utilización de su equipamiento. También queremos agradecer al Dr. Angelo Peri (vicepresidente de Exploración de la Compañía Minera Coro Mining Corporation) por haber permitido el ingreso al yacimiento y en especial al Lic. Alejandro Palma (Compañía Minera San Jorge, Argentina) por el apoyo logístico brindado y por haber facilitado el acceso a las muestras de los sondeos de perforación necesarios para llevar a cabo este estudio. Por último agradecemos la atenta lectura realizada por los árbitros Milka K. de Brodtkorb y Nora Rubinstein, quienes con sus sugerencias mejoraron la versión final de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A., y Roller, E. 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín Informativo Petroleras 368: 50-71, Buenos Aires.
- Baker, E.M., Kirwin, D.J. y Taylor, R.G. 1986. Hydrothermal breccias pipes. Economic Geology Research Unit, James Cook University, Contribution 12: 45 p.
- Becker, S.P., Fall, A. y Bodnar, R.J. 2008. Synthetic Fluid Inclusions. PVTX Properties of High

- Salinity H₂O-NaCl solutions (>30 wt% NaCl): Application to Fluid Inclusions that Homogenize by Halite Disappearance from Porphyry Copper and Other Hydrothermal Ore Deposits. *Economic Geology* 103: 539-554.
- Bodnar, R.J., Burnham, C.W. y Sterner, S.M. 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1000°C and 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 1861-1873.
- Bodnar, R.J. 1992. The system H₂O-NaCl. 4° Biennial Pan-American Conference on Research on Fluid Inclusions, Programs and abstracts, 108-111, Lake Arrowhead.
- Brodtkorb, M.K. 1976. La mineralización de la brecha "La Colorada", Yalguaráz, provincia de Mendoza y su comparación con otras manifestaciones similares. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas: 115-124. Santiago.
- Burnham, C.W. 1979. Magmas and hydrothermal fluids. En Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits*, Wiley 71-36, New York.
- Burnham, C.W. 1985. Energy release in subvolcanic environment: implication for breccia formation. *Economic Geology* 80: 1515-1522.
- Cline, J. y Bodnar, R.J. 1994. Direct evolution of brine from a crystallizing silicic melt at the Questa, New Mexico molybdenum deposit. *Economic Geology* 89: 1780-1802.
- Compañía Minera San Jorge S.A. 2008. San Jorge copper concentrator project, 266p, www.coringmining.com.
- Corbett G.J. y Leach, T.M. 1998. Southwest Pacific Rim gold copper systems: structure, alteration and mineralization. *Society of Economic Geologist Special Publications* 6, 237p.
- Davies, A.G.S., Cooke, D.R. y Gemmell, B. 2000. Breccias associated with epithermal and porphyry systems. Towards a systematic approach to their description and interpretation. En Bucci, L.A. y Mair, J.L. (eds.) *Gold in 2000, extended abstracts*, 98-103, Lake Tahoe.
- Hedenquist, J., Arribas, A. and Reynolds, J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal systems: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology* 93: 373-404.
- Kotzer, T.G., Kyser, T.K., King, R.W. y Kerrich, R. 1993. An empirical oxygen- and hydrogen-isotope geothermometer for quartz-tourmaline and tourmaline-water, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 3421-3426.
- Lowell, J.D. y Guilbert, J.M. 1970. Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology* 65: 373-408.
- Maksaev, V. 2007. Brechas relacionadas a mineralización. <http://www.ccc.uchile.cl/~vmaksaev>, 26 p.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., Cañas Pinchoet, M.T., Reinemund y J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series 11: 59-90, Houston.
- Nash, J.T. 1976. Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration. United State Geological Survey, Professional paper 907-D.
- Roedder, E. 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. En Barnes, H.L. (ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 684-737, New York.
- Sillitoe, R.H. 1977. Permo-Carboniferous, upper Cretaceous and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Scientific Communications, Economic Geology* 72: 99-109.
- Sillitoe, R.H. 1985. Ore related brecciation in volcano-plutonic arcs. *Economic Geology* 80: 1467-1514.
- Stern, S.M., Hall, D.L. y Bodnar, R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions. V. solubility relations in the system NaCl-KCl-HeO under vapor saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 989-1006.
- Taylor, B.E. 1986. Magmatic volatiles: isotopic variations of C, H y S. En Walley, J.W., Taylor, H.P. y O'Neil J. R. (eds). *Stable isotopes in high temperature geological processes*, *Review Mineralogic* 16:185-219.
- Taylor, B.E. y Pollard, P.J. 1993. Mineralised breccia systems, methods of recognition and interpretation. *Economic Geology Research Unit, James Cook University, EGRU* 46, 31p.
- Williams, W.C., Meissl, E., Madrid, J. y Machuca, B.C. de 1999. The San Jorge porphyry copper deposit, Mendoza, Argentina: a combination of orthomagmatic and hydrothermal mineralization. *Ore Geology Reviews* 14: 185-201.
- Zheng, Y.F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planetary Science Letters* 120: 247-263.

Recibido: 24 de julio, 2009

Aceptado: 12 de mayo, 2010