

DISTRIBUCION DE LAS ALTERACIONES Y MINERALIZACIONES EN LA SECCION CENTRAL DEL YACIMIENTO AGUA RICA (27°22'S-66°16'O), CATAMARCA

Marta FRANCHINI^{1,2}, Agnes IMPICCINI¹, Sol OLEARY^{1,2}, Francisco Javier RÍOS³ e Isidoro B SCHALAMUK^{4,4}

¹ CONICET,

² CIMAR, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400 (8300) Neuquén, Argentina.

Email: mfranchi@uncoma.edu.ar

³ Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN-CNEN), Belo Horizonte, MG, Brasil.

⁴ INREMI. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata.

RESUMEN

Agua Rica es un yacimiento de Cu (Mo-Au) de clase mundial en el cual las alteraciones-mineralizaciones tipo pórfido y epitermal de alta sulfuración que normalmente distan 1 km en sentido vertical, están localizadas en el mismo nivel de erosión. En el sector occidental de la sección analizada, el pórfido Seca Norte preserva relictos de alteración potásica del estadio de alteración temprano de alta temperatura con la mineralización de Cu (Mo, Au) encapsulada en un halo filico donde la calcopirita, la pirita y la bornita formadas en condiciones de sulfuración baja a intermedia, han sido reconstituídas en covellita y pirita bajo condiciones de alta sulfuración. La paragénesis de alta temperatura de la alteración arcillosa avanzada (andalucita y pirofilita ± diasporo), formada a partir de la condensación del vapor magmático, se preserva en las raíces del halo de alteración arcillosa avanzada y en los clastos de las brechas hidrotermales reemplazando a la alteración filica. Los clastos de sílice residual con huecos en los niveles más superficiales de la brecha central, sugieren que a temperaturas más bajas los fluidos alcanzaron pH muy bajos. El brechamiento subsecuente, probablemente acaecido durante la energía mecánica liberada del emplazamiento de magma en niveles superficiales, y los fluidos hidrotermales generados precipitaron una paragénesis de temperatura intermedia (alunita + diásporo + zunyita) con abundante covellita + enargita + pirita ± kuramita y azufre nativo que cementaron los clastos en las partes más profundas. La presencia de esfalerita, emplectita, colucita, sulfuro de Pb y Bi y azufre nativo con oro y plata en los niveles superiores de las brechas, indica flujos tardíos de fluidos hidrotermales con oro, probablemente con temperaturas más bajas pero aún con alta actividad del azufre, según la ausencia de hierro en la composición de la esfalerita.

Palabras clave: *Pórfido de Cu (Mo, Au), Epitermal de alta sulfuración, Brechas hidrotermales, Sistema telescópico.*

ABSTRACT: *Alteration and mineralization along the central section of the Agua Rica deposit (27°26'S-66°16'O), Catamarca.* Agua Rica is a world class Cu (Mo-Au) deposit in which the porphyry and high sulfidation epithermal stages usually distant 1 km vertically, are located at the same level of erosion. The Seca Norte porphyry in the west side of the study section, preserves relic potassic alteration of the early, high temperature stage with Cu (Mo, Au) mineralization encapsulated in a phyllic halo that has a distinct characteristic: the low to intermediate sulfidation chalcopyrite, pyrite and bornite of the early stage were reconstituted as high sulfidation covellite and pyrite. The high temperature advance argillic alteration paragenesis (andalusite and pyrophyllite ± diasporo), considered to have been formed from condensed magmatic vapor, are preserved in the roots of the advance argillic halo and in clasts of hydrothermal breccias in the center and east sector of the section, replacing the phyllic alteration. Clasts of vuggy silica in the uppermost levels of the central breccia, suggest that at lower temperatures, fluids reached very low pH. Subsequent hydrothermal brecciation, probably driven by unroofing and the mechanical energy released from the shallow magma emplacement, and fluids exsolution precipitated intermediate temperature advance argillic paragenesis (alunite + diasporo + zunyite) as cement accompanied by abundant covellite, enargite pyrite, and native sulfur (kuramite) in deepest parts of breccias. A final stage of sphalerite, emplectite, colucite, Pb and Bi-bearing sulfides, and native sulfur with gold and silver introduction in the upper breccias level, indicates a late flux of gold-rich fluids at probably lower temperatures but still high sulfide activity, considering the absence of iron in the sphalerite composition.

Keywords: *Porphyry Cu (Mo, Au), Epithermal high sulfidation, Hydrothermal breccias, Telescoping.*

INTRODUCCIÓN

El yacimiento de Cu-Mo-Au Agua Rica

se ubica en la provincia de Catamarca, 25 km al norte de Andalgalá (27°22'15"S-66°16'48"O) y 15 km al sudoeste del ce-

rro Nevado del Candado (5.450 m), el pico más alto de la sierra de Aconquija y uno de los bloques levantados del basa-

mento de las Sierras Pampeanas. La Compañía minera Cities Service Argentina S. A. realiza la primera exploración en el área (Koukharsky y Mirré 1976, Navarro 1986). Entre 1994 y 1999 el prospecto es explorado en detalle por un *joint venture* entre las compañías mineras *Broken Hill Proprietary Limited* (BHP) y *Northern Orion Exploration Limited*. Las tareas realizadas en este período, como la descripción de testigos procedentes de 176 sondeos exploratorios, 2 túneles, la cartografía de la geología de superficie y la colaboración académica, entre otras, se resumen en un informe interno (BHP 1999).

Agua Rica es un yacimiento de Cu (Mo, Au) de clase mundial pronto a transformarse en una mina en explotación. Tiene reservas totales estimadas de 731 Mt con 0,5 % Cu, 0,23 g/t Au y 0,03 % Mo (Yamana Gold; www.yamana.com). Junto con el pórfido de Cu-Au Bajo de la Alumbrera ubicado 40 km al oeste, constituyen las reservas de Cu-Mo-Au más importantes del Complejo Volcánico Farallón Negro (Sasso 1997, Sasso y Clark 1998, Perelló *et al.* 1998). El avance en el conocimiento del yacimiento Agua Rica (Koukharsky y Mirré 1976, Navarro 1986, Sasso 1997, Perelló

et al. 1998, Rojas *et al.* 1998, Roco y Koukharsky 1999, BHP 1999) sumado al detallado mapa geológico de los tipos de brechas, permitieron a Landtwing *et al.* (2002) documentar una historia compleja de intrusiones subvolcánicas, mineralización, brechamiento y erosión en Agua Rica. Estos autores resumen los siguientes estadios magmáticos-hidrotermales: 1) el emplazamiento del intrusivo Melcho (8,6 Ma) en profundidad con subsecuente alteración potásica y propilitica y mineralización de Cu subeconómica; 2) el emplazamiento y cristalización de los pórfidos feldespáticos Seca Norte y Trampe-

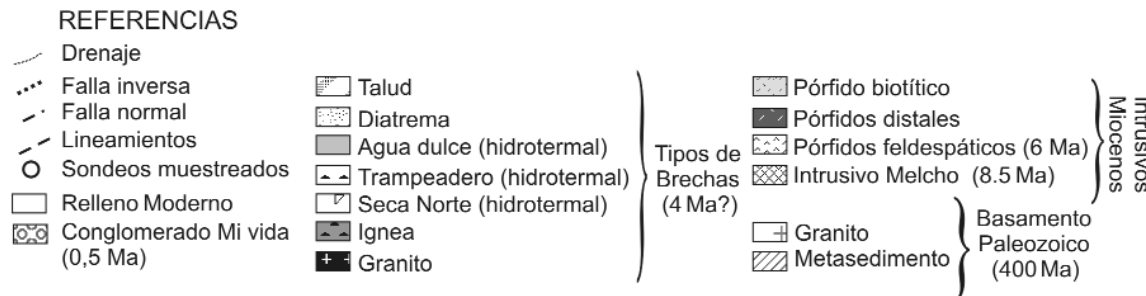
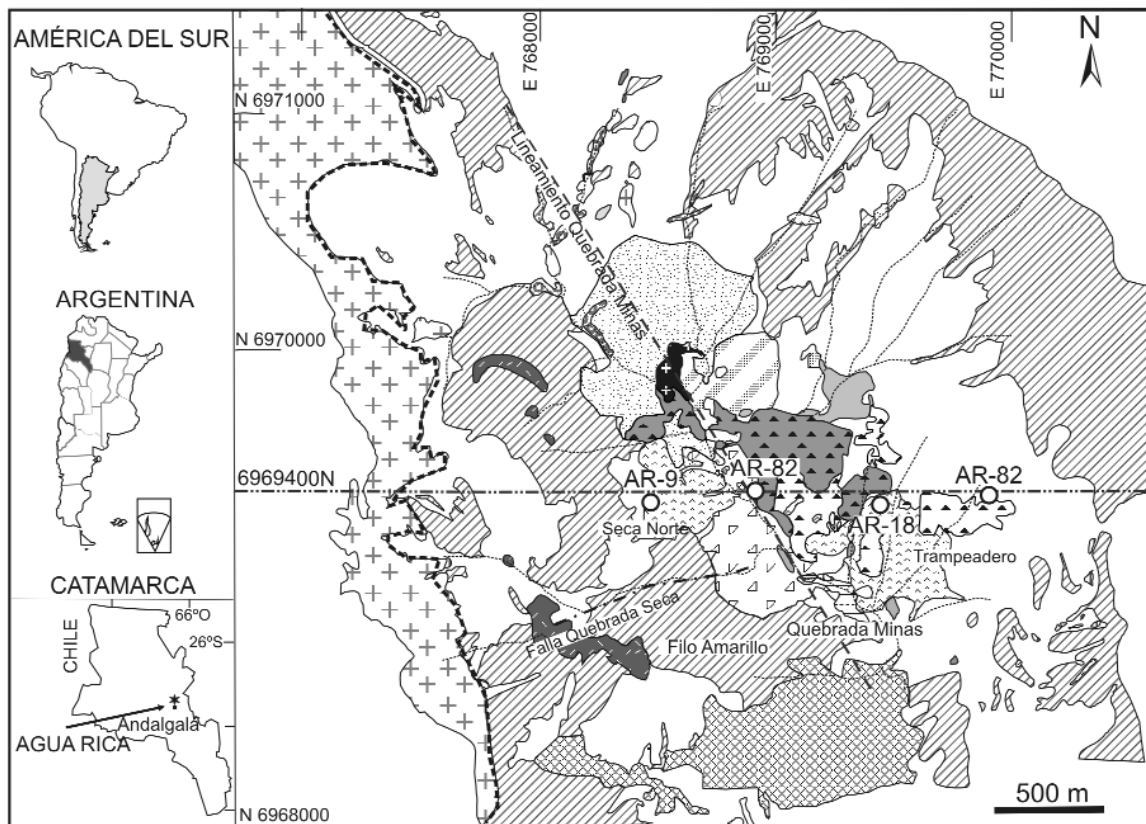


Figura 1: Mapa geológico del yacimiento Agua Rica con la ubicación de la sección E-O6969400 N analizada en este trabajo y de los sondeos muestreados (modificado de BHP 1999, Landtwing *et al.* 2002).

adereo y su alteración potásica, venillas de cuarzo y mineralización de calcopirita + molibdenita \pm bornita (datada en 5 Ma); 3) exsolución de fluidos magmáticos de una brecha ígnea subyacente, fragmentación, formación de brechas hidrotermales y alteración arcillosa avanzada y filica con la sulfuración de sulfuros previos, redistribución de los metales y precipitación de covellina + pirita \pm azufre nativo + enargita + esfalerita + galena y localmente oro (datado en 4 Ma); 4) erupción freatomagmática, fragmentación de rocas preexistentes, formación de una diatrema estéril e intrusión posterior de un pórfido biotítico. La lixiviación supergénica y el enriquecimiento secundario de covellina fueron importantes y probablemente contemporáneos con el labrado del drenaje actual. Estos eventos profundo, intermedio y superficial hoy se encuentran superpuestos y éste ha sido atribuido a la progresiva degradación de la paleosuperficie durante el levantamiento regional de las Sierras Pampeanas (Allmendinger 1986, Jordan y Allmendinger 1986, Sasso 1997, Sasso y Clark 1998, Bissig *et al.* 2001).

En esta contribución se brinda por primera vez la distribución de las alteraciones hidrotermales-mineralizaciones y sus asociaciones minerales a lo largo de la sección este-oeste 6969400N principal del depósito Agua Rica (Fig. 1). Los resultados documentan de manera precisa la transición pórfido-epitermal al presente descrita en escasos ejemplos mundiales (p. ej., Far Southwest, Hedenquist *et al.* 1998; Tampakan, Rohrlach 2003; Maricunga, Muntean y Einaudi 2001).

GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO AGUA RICA

El yacimiento Agua Rica se localiza en la sierra del Aconquija, uno de los bloques levantados del basamento de las Sierras Pampeanas, 200 km al este de la Cordillera de los Andes (Fig. 1). El área está disectada por valles profundos en forma de V y continúa siendo erosionada. Sedimentos sueltos a parcialmente consolida-

dos cubren la topografía.

Agua Rica está espacialmente asociado al Complejo Volcánico Farallón Negro (12,6 - 8,5 Ma; Sasso 1997, Sasso y Clark 1998) en una zona de transición entre dos segmentos de la Cordillera de los Andes y entre las provincias geológicas de Sierras Pampeanas y Puna. Las litologías más antiguas consisten en rocas metasedimentarias precámbricas a paleozoicas que tienen diferentes composiciones y texturas, incluyendo esquistosa y masiva (Fig. 1) (Koukharsky y Mirré 1976). En sectores estas rocas están cortadas por venas de cuarzo de hasta 1 m de espesor de origen metamórfico. Fueron plegadas en un amplio pliegue con plano axial casi vertical y rumbo noroeste; el eje está levemente inclinado hacia el sudeste. Plutones graníticos y pegmatitas paleozoicas ($422,7 \pm 6,1$ y $438,4 \pm 6,3$ Ma, K-Ar en muscovita; granito Capillitas-Belén; Caelles *et al.* 1971, Koukharsky y Mirré 1976) intruyen a las rocas metasedimentarias (Fig. 1).

Durante el Mioceno, una serie de stocks porfiríticos intruyeron a las rocas antiguas (Navarro 1986, Sasso 1997, Sasso y Clark 1998, Perelló *et al.* 1998). El más temprano, llamado intrusivo Melcho, aflora al sur del depósito (Fig. 1). Está compuesto por facies de sienodiorita y monzonita (Koukharsky y Mirré 1976, Perelló *et al.* 1998) y su emplazamiento ha sido datado en $8,56 \pm 0,48$ Ma (Sasso 1997, Sasso y Clark 1998). Dos cuerpos irregulares de pórfidos feldespáticos hospedan la mineralización tipo pórfido de Cu: el pórfido Trampeadero en el sector oriental y el pórfido Seca Norte al oeste (Fig. 1). Los contactos entre las rocas de caja y estos pórfidos son verticales a empinados. El pórfido Trampeadero ha preservado sus contactos intrusivos con las rocas metasedimentarias al este y al sur y con el pórfido Seca Norte al oeste, pero la mayoría de los contactos fueron ocupados por las brechas (Fig. 1). La datación K-Ar en una biotita hidrotermal del pórfido Seca Norte dio una edad de $5,10 \pm 0,05$ Ma (Perelló *et al.* 1998). De acuerdo con la mineralogía de las muestras menos alteradas, se ha inferido una com-

posición dacítica a monzonítica para estos intrusivos (Perelló *et al.* 1998). Las variaciones significativas en las texturas de ambos pórfidos, sugieren múltiples fases de intrusión (Landtwing 1998, Perelló *et al.* 1998). Varios cuerpos porfiríticos menores han sido cartografiados en los márgenes del yacimiento (pórfidos distales; Landtwing *et al.* 2002) (Fig. 1). Finalmente, un dique de pórfido biotítico aflora cerca del campamento Agua Rica (Fig. 1). Presenta contactos verticales con las brechas que lo rodean y márgenes enfriados contra la diatrema. Contiene xenolitos de la metamorfita y de los pórfidos feldespáticos. Las relaciones de campo indican que es una facies intrusiva tardía, posterior a las alteraciones tipo pórfido y epitermal de alta sulfuración (Landtwing *et al.* 2002).

MÉTODOS UTILIZADOS

Fueron seleccionadas para su estudio 71 muestras de rocas con alteración hidrotermal procedentes de cuatro sondeos de la compañía minera BHP. La figura 1 muestra la ubicación de los sondeos en la sección E-O 6969400N. Las texturas y relaciones entre los minerales fueron analizadas en primer término con lupa binocular y luego en secciones delgadas con el microscopio petrográfico. De acuerdo con Seedorff y Einaudi (2004), los minerales en una paragénesis (minerales en contacto que parecen estables y contemporáneos) son enumerados separados por el símbolo (+) y por el símbolo más y menos (\pm), según su abundancia. Cuando un grupo de minerales característicos de cierta alteración no son necesariamente contemporáneos, se separan por comas. La composición química de los minerales hidrotermales fue determinada con microsondas de electrones en el Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (CDTN, CNEN) de Belo Horizonte, en Brasil (microsonda Jeol-JXA-8900 RL WD/ED) y en el *Department of Geology of New Brunswick University*, en Canadá.

Difracción de rayos X: Los minerales

fueron identificados empleando un difractorímetro Rigaku DMAX-2D en el Centro de Investigaciones en Minerales Arcillosos de la Universidad Nacional del Comahue, en Neuquén. Las determinaciones se realizaron sobre muestra total y en la fracción arcilla (<2 μm), las cuales fueron analizadas desde 3° a 65° 2θ, a 3°2θ /min y desde 2° a 40° a 2°2θ /min, respectivamente, con radiación Cu-K y corridas a 40 kV y 20 mA. Metodológicamente se siguieron las recomendaciones

de Moore y Reynolds (1997). Los trozos de testigos fueron desagregados, una parte molida con un molino micronising McCrone y otra parte saturada con Sr. La fracción <2 μm fue separada de acuerdo a tiempos de centrifugación y posteriormente se prepararon los agregados orientados, seco al aire (AD), sometido a vapores de etilen glicol (EG) y calcinados a 375°C y 550°C durante una hora. Las reflexiones obtenidas fueron evaluadas con los softwares de Rigaku, MDI Jade 7 y

MIN2007. La identificación de las arcillas se realizó en base a las reflexiones de los difractogramas de rayos X obtenidos de la fracción <2μm como agregados orientados.

ALTERACIONES Y MINERALIZACIONES EN LA SECCIÓN CENTRAL

La sección central E-O 6969400N del yacimiento Agua Rica corta a los cuerpos

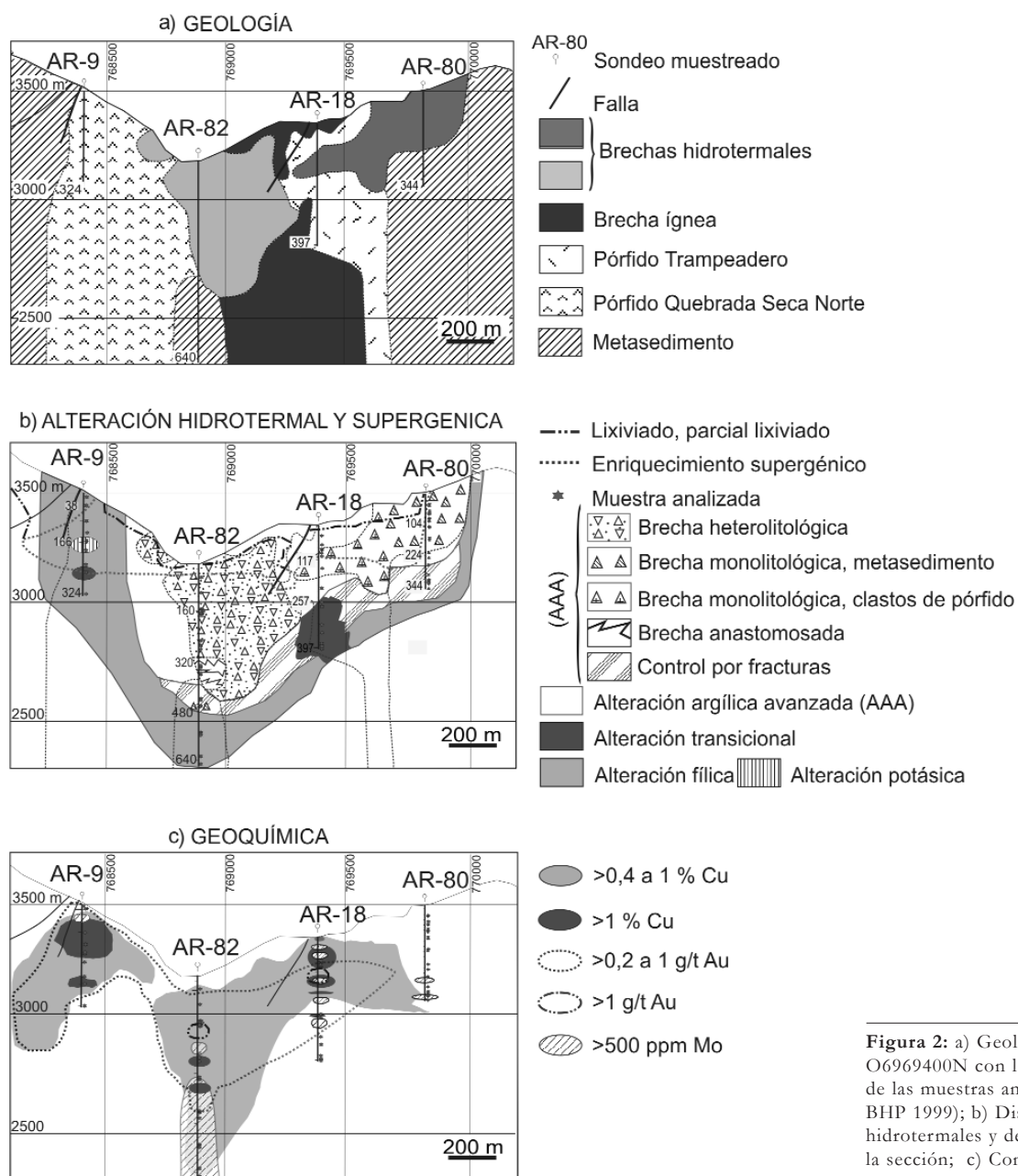


Figura 2: a) Geología de la sección E-O6969400N con la ubicación de los sondeos y de las muestras analizadas (modificado de BHP 1999); b) Distribución de las alteraciones hidrotermales y de la alteración supergénica en la sección; c) Concentraciones de cobre, oro y molibdeno (modificado de BHP 1999).

mineralizados más importantes. La geología de la sección (Fig. 2a) consiste en el metasedimento masivo a laminado intruido por los pórfidos feldespáticos Seca Norte (oeste) y Trampeadero (este), ambos separados por la brecha hidrotermal Quebrada Minas y la brecha ígnea (centro de la sección). La brecha hidrotermal continúa al este, en los niveles superiores del pórfido Trampeadero y del metasedimento. Estructuras normales con buzamientos de alto ángulo parecen haber afectado y dislocado estas unidades. De oeste a este, los sondeos seleccionados que cortan las unidades mineralizadas son los siguientes: AR-9 (pórfido feldespático Seca Norte), AR-82 (brecha hidrotermal y metasedimento), AR-18 (pórfido

feldespático Trampeadero y brecha hidrotermal) y AR-80 (metasedimento y brecha hidrotermal) (Fig. 2a-b). Este estudio propone una modificación a la interpretación geológica anterior de la sección (Landwting *et al.* 2002): por debajo de los 333 m, el sondeo AR-82 intercepta el metasedimento alterado y localmente intruido por diques porfídicos finos, en vez del pórfido Seca Norte.

Alteración potásica

De las muestras analizadas, remanentes de la alteración potásica con mineralización de pirita \pm calcopirita se hallaron en testigos del pórfido Seca Norte (sondeo AR-9 a 166 m, 187 m y 223 m de profundidad; Fig. 2b). En estas muestras la tex-

tura porfírica de la roca se preserva por sectores, con fenocristales turbios de feldespatos parcialmente reemplazados por mica incolora y rodeados de sulfuros y raros fenocristales de cuarzo en una pasta muy silicificada (Fig. 3). La biotita hidrotermal (Cuadro 1) está a los 166 y 223 m de profundidad, en agregados de láminas muy finas (0,05 a 0,3 mm) reemplazando el sitio de los máficos, interconectados por cordones irregulares y venillas capilares de biotita (Fig. 3). La mineralización pirita + calcopirita y trazas de molibdenita está en cristales diseminados y en microvenillas irregulares muy finas. La calcopirita aparece como núcleos relictos rodeados de covellina \pm digenita o en granos más grandes cortados por

CUADRO 1: Composición química de los filosilicatos .

Muestra	AR 9	AR82	AR 9	AR 82	AR 80	AR 82	AR 82	AR 9
Profundidad	264 m	655 m	90,6 m	552 m	86,7 m	248 m	333 m	90,6 m
Mineral	Biotita	Biotita	Muscovita	Muscovita	Pirofilita	Pirofilita	Pirofilita	Caolinita
% peso								
SiO ₂	38,63	39,14	49,23	47,31	66,01	66,09	66,62	44,16
TiO ₂	2,17	2,55	0,34	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	16,04	16,02	38,72	34,63	28,04	29,36	29,62	41,11
¹ FeO	11,14	3,64	0,31	0,28	0,19	0,04	0,10	0,02
MnO	0,07	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01
MgO	17,98	21,38	1,23	1,30	0,01	0,01	0,00	0,06
CaO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,04	0,02	0,03
SrO	0,05	0,05	0,06	0,09	0,09	0,12	0,09	0,08
BaO	0,14	0,00	0,16	0,15	0,04	0,15	0,00	0,10
Na ₂ O	0,12	0,08	0,25	0,10	0,06	0,07	0,16	0,02
K ₂ O	9,81	10,21	8,51	10,39	0,04	0,02	0,03	0,15
F	4,15	1,85	1,24	0,67	0,24	0,12	0,29	0,25
Cl	0,24	0,06	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,03
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,00	0,03	0,03
Total	100,56	95,07	100,12	95,53	94,79	96,02	96,99	86,07
Números de cationes sobre la base de O ₂₀ (OH) ₁₆								
Si	5,61	5,66	6,18	6,28	7,98	7,89	7,88	5,70
AlIV	2,39	2,34	1,82	1,72	0,02	0,11	0,12	2,30
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,35	0,40	3,90	3,70	3,98	4,01	4,01	3,95
Ti	0,24	0,28	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,35	0,44	0,03	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	3,89	4,61	0,23	0,26	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	5,84	5,73	4,20	4,05	4,00	4,02	4,03	3,97
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,03	0,02	0,06	0,03	0,01	0,02	0,04	0,01
K	1,82	1,88	1,36	1,76	0,01	0,00	0,00	0,03
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	1,87	1,91	1,44	1,80	0,03	0,04	0,05	0,05

¹ Todo el hierro como Fe³⁺

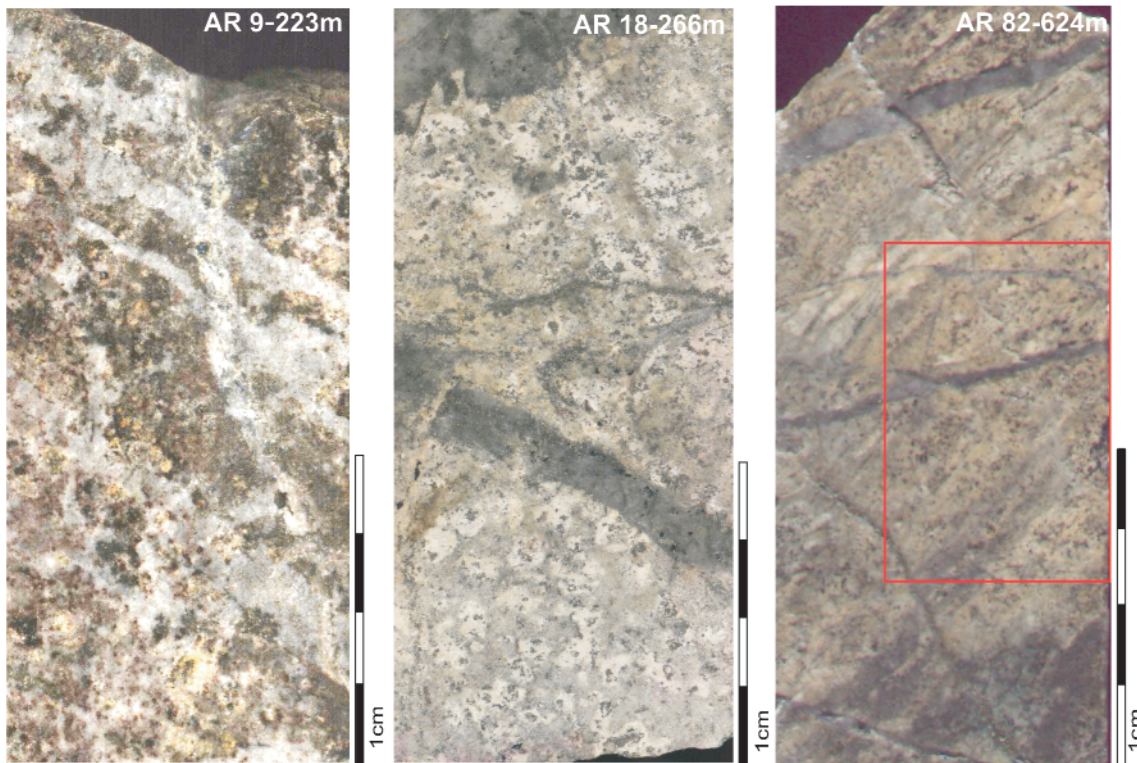


Figura 3: Ejemplos de las alteraciones del estadio inicial tipo pórfido. AR-9 223m: pórfido Seca Norte con alteración potásica (biotita) y venillas tipo A (irregulares) que han sido lavadas de sulfuros. AR-18 266m: pórfido Trampeadero con alteración filica fuerte y venillas tipo B con escasos sulfuros en su interior. AR-82 624m: metasedimento con alteración filica y esquistosidad relicta, cortado por venillas tipo B.

numerosas microvenillas de covellina. En contacto con covellina o digenita, la biotita está alterada a mica incolora + rutilo. A los 187,7 m de profundidad, hay feldespato potásico hidrotermal rodeado por pirita + calcopirita en lugar de biotita.

Alteración filica

La alteración filica forma un halo que envuelve a la alteración arcillosa avanzada localizada por encima y hacia el centro-este de la sección (Fig. 2b). Los pórfidos Seca Norte (sondeo AR-9) y Trampeadero (sondeo AR-18) presentan alteración filica penetrativa con micas incoloras, cuarzo, sulfuros y un *stockwork* de venillas de cuarzo. Los parches de filosilicatos rodeados o intercrecidos con los sulfuros presentan un borde distintivo en la pasta muy silicificada, enmascarando la textura porfídica original (Fig. 3); algunas muestras contienen fenocristales de cuarzo muy fracturados. La mica incolora (Cuadro 1) está en láminas muy finas (< 0,01 mm) junto con rutilo y cristales de cuarzo anhedral formando cúmulos que reemplazan selectivamente el sitio de

los feldespatos o de la biotita hidrotermal; en sectores esta mica alcanza tamaño más grueso (~1mm long) y se dispone en agregados radiados. La caolinita (Cuadro 1) hallada en cantidades muy subordinadas a la mica incolora, rellena los intersticios entre las micas. Un mosaico de agregados granulares finos de cuarzo reemplaza a la pasta de los pórfidos y rellena las venillas sin salbandas de los *stockworks*.

El pórfido Trampeadero preserva la alteración filica penetrativa sólo en los sectores más profundos atravesados por el sondeo AR-18 (a partir de los 324 m de profundidad; Fig 2b), pero los cúmulos de filosilicatos son más pequeños (Fig. 3) y los cristales de rutilo son más grandes y más abundantes que en la alteración filica del pórfido Seca Norte. Similar paragénesis filica ha sido interceptada en el metasedimento por los sondeos AR-82 y AR-80, a partir de los 540 y 227 m de profundidad, respectivamente (Fig. 2b). En este caso, las texturas varían desde microgranular, con los minerales hidrotermales muy finos, a bandeada, con capas de micas incoloras (Cuadro 1) + sul-

furos ± rutilo que alternan con otras de cuarzo, simulando la esquistosidad (Fig. 3).

En las tres litologías con alteración filica, dos variedades de venillas han sido identificadas teniendo en cuenta sus estructuras y las texturas del cuarzo que las rellena; ellas son: - venillas tempranas irregulares con paredes no paralelas y ausencia de simetría interna (Fig. 3); estas venillas sólo fueron identificadas en el pórfido alterado Seca Norte. El cuarzo que las rellena es rosado a gris, vítreo, anhedral y forma agregados granulares; los cristales tienen sus bordes crenulados y muestran signos de deformación (extinción ondulante y lámelas de deformación). Son similares a las venillas tempranas tipo A de los pórfidos de Cu formadas al menos en parte por el reemplazo de la roca de caja (Gustafson y Hunt 1975) pero sin su típica paragénesis (no tienen los sulfuros; Fig. 3); están atravesadas por numerosas venillas capilares de biotita y sulfuros; - las más jóvenes y más ubicuas tienen paredes rectas y paralelas y están rellenas con cristales de cuarzo subhedral que carecen de deformación, algunas veces se

encuentran acompañados de sulfuros y filosilicatos (Fig. 3); se parecen a las venillas tipo B de Gustafson y Hunt (1975). Luego de su formación y durante la evolución del sistema hidrotermal, estas venillas pudieron haber sido reabiertas y rellenas con minerales formados en condiciones físico-químicas diferentes.

El pórfido Seca Norte con alteración filica contiene pirita + calcopirita \pm molibdenita; la digenita con covellina subordinada reemplazan a calcopirita en las zonas más superficiales de la sección con alteración supergénica superpuesta. A mayor profundidad y ya en la zona de sulfuros hipogénicos, la covellina reemplaza a la calcopirita según sus bordes o bien a través de numerosas microvenillas que la cortan. Los sulfuros se presentan en granos subhedrales (pirita) a anhedrales (calcopirita) finos (0,5 mm de diámetro promedio) diseminados con los cúmulos de los filosilicatos (Fig. 3) o relleno de las venillas capilares que surcan la alteración y las venillas de cuarzo estériles. Los valores de cobre oscilan entre 0,11 y 2,14 % Cu en la zona de sulfuros hipogénicos (Fig. 2c). Los contenidos de Mo son bajos (promedio: 195 ppm; Fig. 2c). En el metasedimento y en el pórfido Trampeadero alterados, los sulfuros pirita \pm covellina \pm molibdenita están en granos muy finos diseminados acompañando a los filosilicatos, delineando los grupos de filosilicatos o con cuarzo como relleno de las venillas (Fig. 3). La pirita es subhedral a euhedral, de grano fino (0,04 a 0,15 mm de diámetro) y siempre es más abundan-

te que la covellina an-hedral hipogénica (con diámetros < 0,01 mm) y que la molibdenita tabular; los granos de covellina tienen núcleos relícticos de calcopirita, sugiriendo cierta conexión entre la alteración filica y el reemplazo de calcopirita por covellina. Las concentraciones de cobre oscilan entre 0,001 y 0,9% en el metasedimento alterado y entre 0,012 y 0,32%, en el pórfido Trampeadero alterado (Fig. 2c). El metasedimento contiene los valores más altos de molibdeno (entre 8 y 1860 ppm en el sondeo AR-80 y entre 142 y 1730 ppm en el sondeo AR-82; Fig. 2c) en el halo filico de esta sección, y la molibdenita está relleno de las venillas de cuarzo tipo B y en fracturas irregulares que cortan a la roca.

Se realizaron análisis microtermométricos en algunas inclusiones fluidas hospedadas en las venillas de cuarzo del tipo B que cortan al pórfido Seca Norte con alteración filica (AR-9 324m), donde coexisten inclusiones ricas en vapor (con CO₂ y H₂S identificados por microsonda Raman) con inclusiones multifásicas (L + G + S + S₂ con calcopirita y otros opacos no identificados). Estas inclusiones homogeneizaron a temperaturas de 400°C (Th en fase gaseosa) y entre 450° y > 500°C (Th en fase líquida). Similares tipos de inclusiones fluidas y temperaturas fueron observados y analizadas en el cuarzo de las venillas que cortan al pórfido Trampeadero con alteración filica (AR-18 207m). Sin embargo, aquí el número de inclusiones multifásicas es menor y el

rango de temperaturas de homogeneización fue de 375-500°C (sólo unas pocas inclusiones homogeneizaron a temperaturas > 500°C). En las venillas tipo B que cortan al metasedimento (AR-82 624m), las inclusiones líquidas son más abundantes que las inclusiones ricas en vapor y las multifásicas.

Alteración transicional

La paragénesis andalucita y andalucita + pirita \pm cuarzo localmente ha sido preservada en el halo filico. El sondeo AR-9 a los 264 m de profundidad corta una zona en el pórfido Seca Norte con alteración filica que contiene andalucita (Cuadro 2) en agregados de cristales prismáticos con pirita (con inclusiones de calcopirita) (Fig. 4). La andalucita tiene los bordes cristalinos corroídos y está rodeada de mica incolora que ha crecido a partir de un material submicroscópico y turbio (silicato de aluminio según microanálisis). También se identificó feldespato potásico entre los cristales de andalucita. Las lentes de andalucita son más abundantes en el pórfido Trampeadero con alteración filica (AR-18 a los 249 m, 347 y 382 m de profundidad), donde está intercrecida con cuarzo y con sulfuros, si bien en algunos casos son monominerales. Como en el pórfido Seca Norte, los cristales de andalucita tienen los bordes corroídos y reemplazos por mica incolora (Fig. 4).

Alteración arcillosa avanzada

Esta alteración está superpuesta al halo de alteración filica y a la mineralización

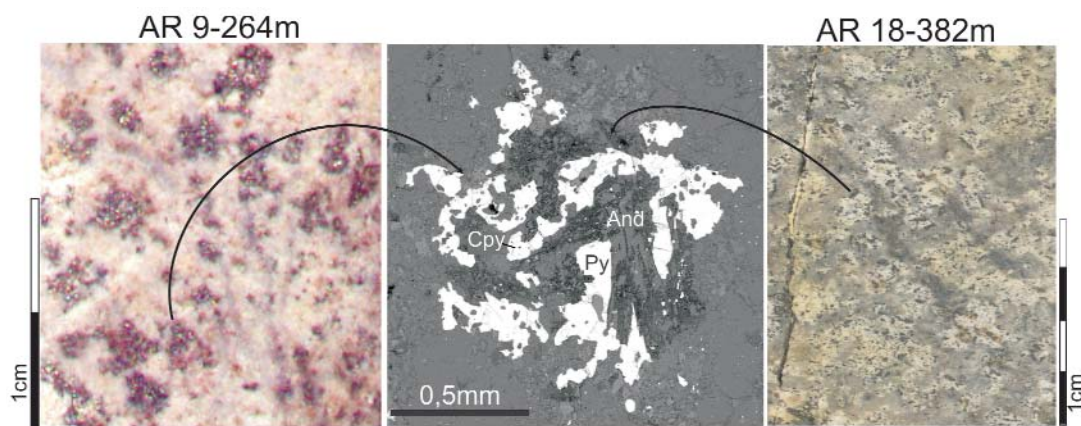


Figura 4: Ejemplos de la alteración transicional en los pórfidos Seca Norte (AR-09) y Trampeadero (AR-18). En el centro de la figura se muestra el detalle de las lentes de andalucita intercrecida con pirita, fotografía tomada con SEM. And= andalucita; Ccp= calcopirita; Py= pirita.

de Cu-Mo-Au en ambos pórfidos y en el metasedimento y ha sido asociada con la generación de una suite interdigitada y continua de brechas ígnea e hidrotermales (Landtwing *et al.* 2002). Está centralizada en la brecha hidrotermal Seca Norte (AR-82) que presenta texturas producidas durante el intenso lavado ácido (cuarzo residual) y se extiende hacia el este, afectando al pórfido Trampeadero (AR-18) y al metasedimento (AR-80) (Fig. 2b). Se caracteriza por la presencia de los minerales pirofilita, diásporo, zunyita, alunita (y aluminio-fosfatos-sulfatos) y pirita, covellina, enargita, azufre nativo con cantidades subordinadas de esfalerita, oro, melnicovita, entre otros. Según las texturas y las relaciones entre los minerales, se reconocieron estadios de alteración arci-

llosa avanzada anterior y posterior al brechamiento. Sin embargo, la superposición de estos estadios de alteración de un ambiente epitermal en la alteración tipo pórfido, a veces dificulta su identificación.

Brecha heterolitológica: Esta brecha hidrotermal fue interceptada por el sondeo AR-82 hasta los 300 m de profundidad (Figs. 2b y 5). Esta unidad consiste en fragmentos subangulares a subredondeados, poco seleccionados (0,3 cm a 40-50 cm de diámetro) insertos en una matriz que varía de clástica (harina de roca) a relleno hidrotermal y oquedades (entre 0,2mm y 2 cm de diámetro) (Fig. 6). También contiene varios clastos muy grandes (10 m de diámetro) de pórfido y metasedimento (Fig. 5) con alteración

muy fuerte. La brecha varía desde clasto-soportada (con 10-15% en vol. de matriz; AR-82, 45 y 96 m) a matriz-soportada (40-50% vol. matriz; AR-82, 146 m) y en este último caso los fragmentos son más redondeados y muestran los efectos de una fuerte rotación y transporte (Fig. 6). En los niveles superiores, los clastos consisten en cristales de cuarzo residuales con la típica textura con huecos (Fig. 6). Según la morfología de los agregados de cuarzo, se identificaron: 1) clastos de pórfido con fenocristales de cuarzo magmáticos rodeados por agregados de cuarzo de grano muy fino de la pasta silicificada, 2) clastos de metacuarcita constituidos por agregados cristalinos muy finos con esquistosidad relíctica y 3) clastos de ve-
nillas de cuarzo. Menos frecuentes son

CUADRO 2: Composición química de los minerales presentes en la alteración arcillosa avanzada.

Muestra	AR 9	AR 9	AR 82	AR 18	AR 80	AR 82	AR 18	AR 80	AR 82	AR 80	AR 18	AR 18
Profundidad	264 m	264 m	333 m	266 m	160 m	333 m	266 m	160 m	146 m	86 m	266 m	266 m
Mineral	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	6
Wt%												
SiO ₂	34,38	34,85	0,12	0,16	25,30	24,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,21	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	66,06	67,65	83,57	83,09	58,53	55,92	45,82	48,17	31,41	29,48	29,98	31,87
FeO	1,12	1,00	0,00	0,14	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00
MgO	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,01	0,20	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,57	2,84	7,35	9,64
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,14	0,18	0,15	0,10
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	4,90	5,43	0,12	0,93	0,00	0,05
F	0,00	0,00	0,00	0,00	5,59	4,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,01	0,02	0,00	0,00	2,92	3,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,34	5,24	2,16	1,81
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,00	0,06	0,44	0,30	0,63	0,00	13,75	14,97	13,93	18,08
SO ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	30,14	30,95	17,84	19,85	15,53	11,99
Total	101,91	103,78	83,91	83,47	92,78	88,62	81,55	84,55	81,17	73,80	69,10	73,54
Números de cationes sobre la base de *												
Si	0,92	0,91	0,01	0,00	5,78	5,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,08	2,09	1,33	1,33	15,76	15,76	3,87	3,95	3,82	3,59	3,90	3,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,31	0,87	1,09
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,45	0,48	0,02	0,12	0,00	0,01
F	0,00	0,00	0,00	0,00	4,04	3,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	1,13	1,24	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,04	0,31	0,14	0,11
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,06	0,04	0,00	1,20	1,31	1,30	1,61
S	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,62	1,61	1,38	1,54	1,29	0,95

*1: andalucita 5 (O); 2: diásporo 2 (O,OH); 3: zunyita 38 (O,OH,F); 4: alunita 11 (O,OH); 5: svanbergita 14 (O,OH); 6: woodhouseita 14 (O,OH).

¹ Todo el hierro como Fe³⁺

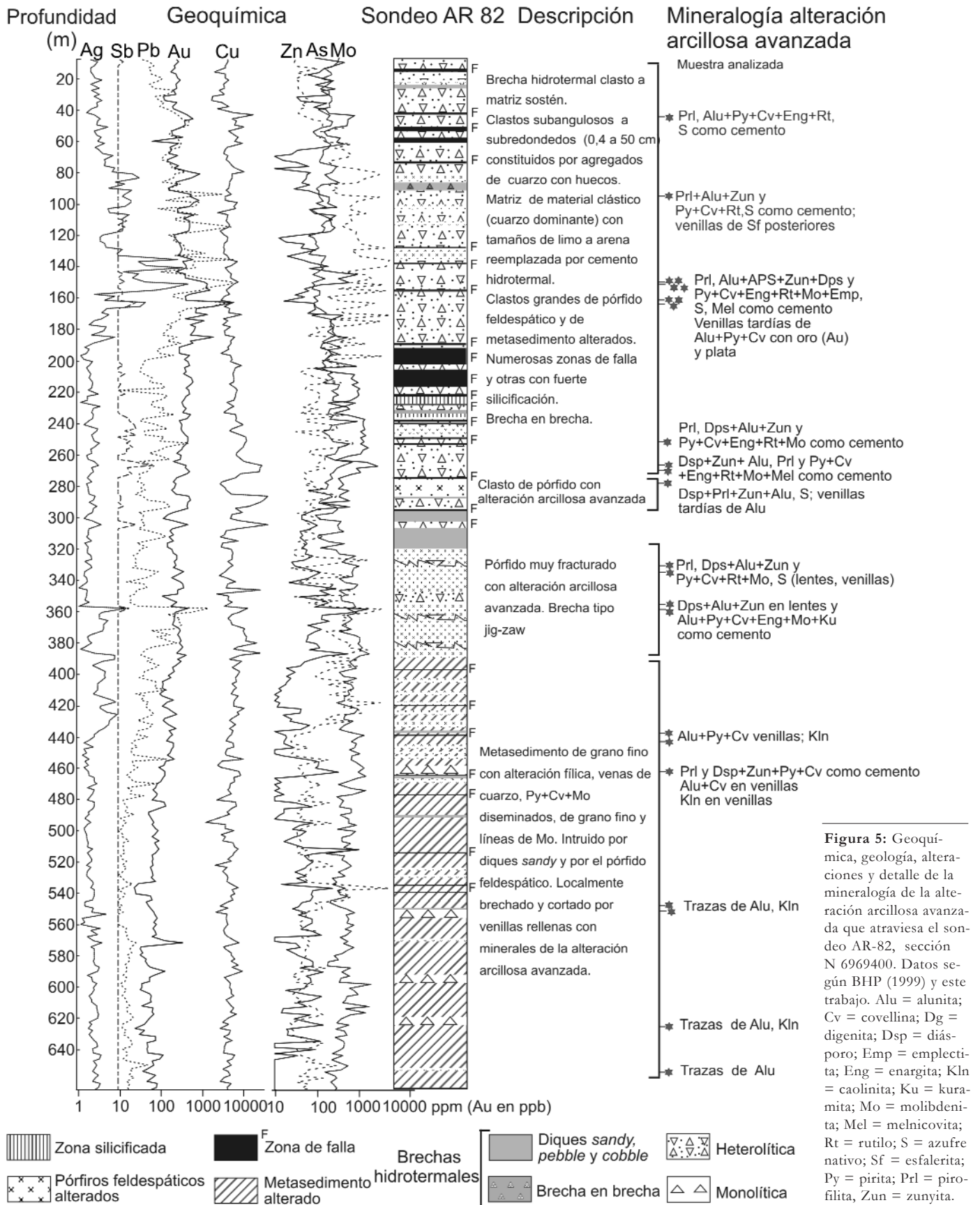
los clastos formados por agregados poli-granulares de pirita (con muy escasa covellina). La matriz clástica está formada por cristales subredondeados a subangulares de cuarzo con fragmentos de rocas de tamaños de arena a limo. El relleno hidrotermal: pirofilita, alunita (aluminio-fosfatos-sulfatos) + pirita + covellina + enargita (colusita) + diásporo + zunyita, azufre nativo, melnicovita y rutilo \pm molibdenita reemplaza a la matriz clástica, rellena los espacios entre fragmentos, las microfracturas y los cordones que cortan a los clastos de la brecha y también rellena las oquedades de los fragmentos (Fig. 6). En varias muestras la pirofilita aparece turbia y marrón y su relación con los restantes minerales de la alteración arcillosa avanzada, que son euhedrales y transparentes, no es clara. En contraste con los sulfuros del halo filico, la pirita y la covellina son de grano grueso y la covellina está en placas euhedrales hexagonales que alcanzan hasta 1cm de diámetro (Fig. 6), indicando un origen claramente hipogénico. Los cristales de pirita suelen presentar sus bordes coronados por una segunda generación de pirita porosa y anhedral (melnicovita?, AR-82 151 m, 152, 163m). Venillas tardías de esfalerita (AR-82 96 m), bandeadas de pirita + esfalerita (AR-82 122,90 m), de alunita + pirita de grano muy fino + covellina (AR 82 147, 8, 166 m) y alunita (AR-82 265 m) cortan a la brecha (Figs. 5 y 6). La presencia de clastos de brecha hidrotermal en una brecha hidrotermal matriz a clasto soportada y cementada por abundante pirita (AR-82 85 m; Fig. 5), indica al menos dos episodios de brechamiento. A partir de los 328 m de profundidad, la paragénesis mineral típica de la alteración filica está bien preservada en los fragmentos de la brecha con reemplazos y venillas de alunita + diásporo + pirita + covellina, sin pirofilita (Figs. 5 y 6). Las concentraciones de cobre en esta brecha son en promedio menores del 1%, con valores más comunes entre 0,2 y 0,6% Cu. Valores más altos de 1%, 2,7% y 3,7% Cu, se hallaron a mayores profundidades (264-270 m, 284-292 m y 302-

304 m, respectivamente) (Fig. 5). De forma similar al cobre, los valores más altos de arsénico (entre 0,1 y 0,27% As) se determinaron a los 234-270 m de profundidad (Fig. 5). A menor profundidad (entre los 76 y 196 m), la brecha está enriquecida en zinc (0,1-0,55%) y plomo (0,1-0,53%) (Fig. 5). Altos valores de oro y de plata (1- 1,8 g/t Au y 239-325 Ag a los 146-154 m; 5,6-1,7 g/t Au a los 160-164 m; Fig. 5) se hallaron en testigos de la brecha con venillas tardías y fracturas rellenas con alunita + pirita de grano muy fino + covellina; estas muestras también contienen emplectita y un sulfuro acicular de bismuto con cobre, plomo y zinc (grupo de la aikinita?) que rellena oquedades (Fig. 6).

Brechas monolitológicas: Entre los 77 y 157 m, a los 220 y a los 300 m de profundidad, el sondeo AR-18 (Fig. 6) interceptó una brecha hidrotermal clasto-soportada. Está formada por fragmentos angulares del pórfido feldespático Trampeadero y sus venillas de cuarzo del tipo B rodeados de una matriz clástica reemplazada por cemento hidrotermal con huecos pequeños (0,1-0,5mm). A diferencia de la brecha heterolitológica, los clastos en esta brecha han preservado su textura y mineralogía pre-brechamiento: máculas de pirofilita con relictos de mica incolora-illita rodeadas de sulfuros (pirita + covellina \pm molibdenita en cristales de grano muy fino) y ramilletes de rutilos están insertos en una masa silicificada y cortadas por venillas de cuarzo. El cemento hidrotermal consiste en pirita + covellina + alunita (aluminio-fosfatos-sulfatos) + diásporo y azufre nativo en cristales de tamaño grueso (Fig. 6). Este cemento reemplaza a la matriz, rellena venas y venillas que cortan a los fragmentos, algunas veces invaden los cúmulos y las venillas tempranas (diásporo + alunita según lentes de andalucita o pirofilita), en tanto que el azufre nativo rellena los huecos. La alunita (y aluminio-fosfatos-sulfatos) y la covellina están en cristales subhedrales a euhedrales que alcanzan 1mm longitud. Una brecha similar afecta al metasedimento debajo de la brecha heretolitológica

(sondeo AR-82 a los 460 y 579m; Fig. 5) y hacia el este de AR-18 (AR-80, entre los 4 y 166 m de profundidad; Fig. 6). Contiene fragmentos angulares de metasedimento alterado con tamaños que varían desde guija a guijarro (algunos son cantos) en una matriz compuesta por cemento hidrotermal con menor proporción de harina de roca (5% en vol.). Localmente los minerales del cemento están débilmente unidos y presentan huecos (Fig. 6). Los clastos del metasedimento contienen pirofilita y caolinita reemplazando a la mica de la alteración filica penetrativa (cuarzo \pm micas incoloras \pm pirita de grano fino \pm covellina de grano fino) con venillas de cuarzo continuas y discontinuas y preservan la laminación metamórfica y las segregaciones de cuarzo (Fig. 6). El cemento consiste en pirita + covellina + diásporo \pm zunyita con venillas rellenas con alunita + covellina en la brecha interceptada por el sondeo in AR-82 y alunita + pirita + enargita + zunyita en AR-80, que también invaden a los fragmentos del metasedimento alterado a través de fracturas (Fig. 6). En AR-80, la alunita está en cristales finos (0,02 mm) y en cristales bien terminados que alcanzan 0,5 mm longitud, con sus facetas que demarcan los huecos en la brecha. Ambas variedades de brechas monolitológicas (con fragmentos del pórfido y del metasedimento) varían desde típicas anastomosadas (en las cuales los clastos pueden acomodarse a su posición original) a débilmente rotadas. Los valores de cobre decrecen notablemente hacia el este (>1% Cu, con sectores que alcanza hasta 3,4% Cu en el pórfido brechado a <0,35 % Cu en el metasedimento brechado) como también el zinc, el oro y el plomo, en tanto que el arsénico muestra el comportamiento inverso (valores más altos en la brecha del metasedimento).

Brecha anastomosada: El pórfido Seca Norte intensamente alterado y fracturado, con apariencia de una brecha anastomosada (Sillitoe 1985) o brecha shatter (Baker *et al.* 1986) sin desplazamiento significativo de los clastos, fue interceptado por el sondeo AR-82 entre los 320 y 380



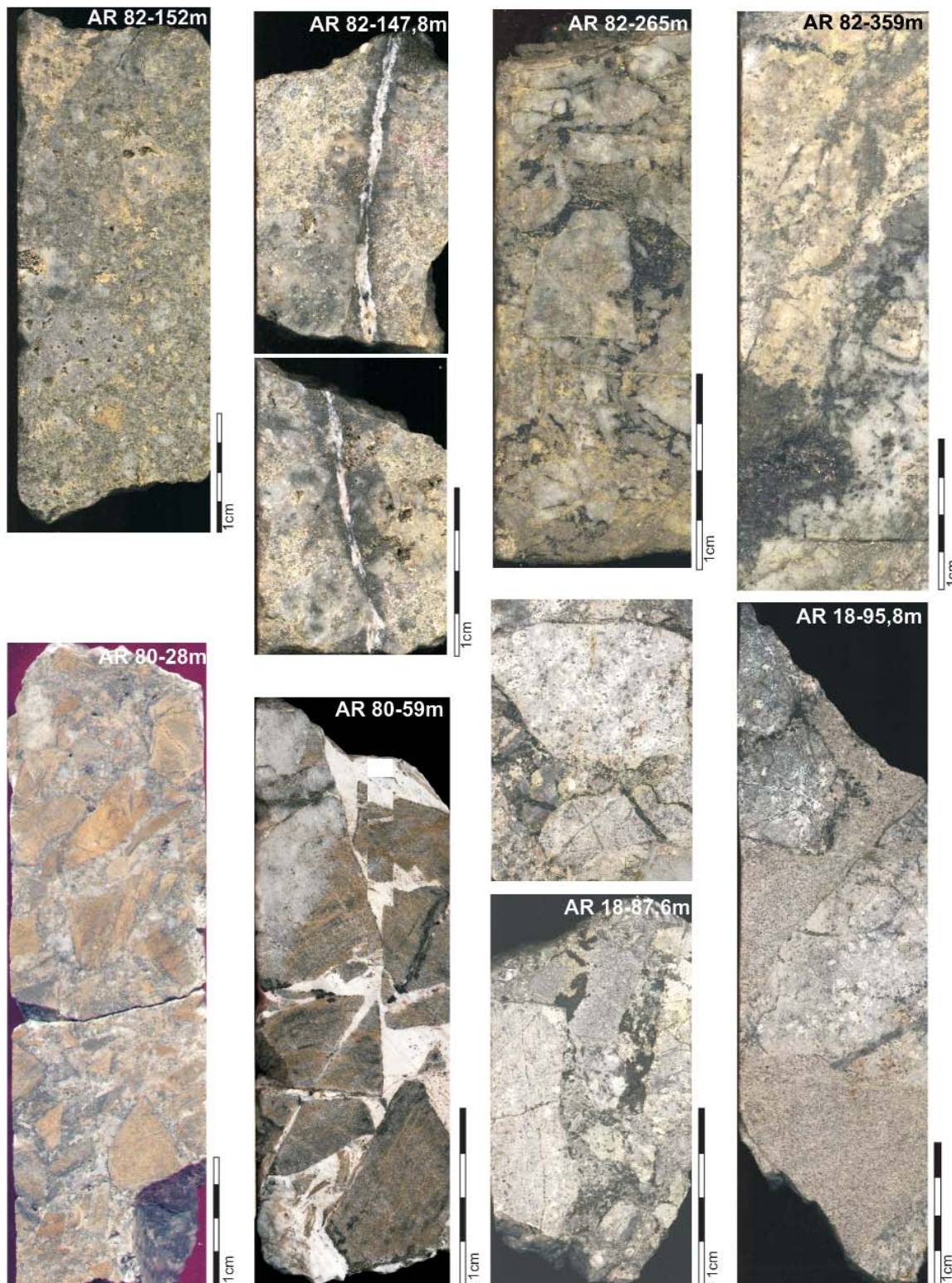


Figura 6: Ejemplos de brechas hidrotermales. AR 82-147m: brecha heterolitológica cortada por una venilla tardía de alunita + pirita + covellina; muestra rica en oro y plata (ver Fig. 5). AR 82-152 m: brecha heterolitológica con abundantes clastos de sílice residual con huecos cementados por cemento hidrotermal y tapizados por azufre nativo. AR 82-265 m: brecha heterolitológica clasto sostén cementada por abundante covellina hipogénica, además de pirita y enargita (ver Fig. 5). AR 82-359 m: brecha anastomosada, clastos del pórfido muy alterados con abundante covellina + pirita + enargita en el cemento hidrotermal. AR 18-87m: brecha monolitológica con clastos del pórfido Trampeadero y de la brecha *sandy dike*, cementados por covellina + pirita + alunita, indicando dos episodios de brechamiento. AR 18-87 m: brecha monolitológica con clastos alterados del pórfido Trampeadero invadidos por la brecha *sandy dike*. AR 80-28 m: brecha monolitológica con clastos del metasedimento alterados (pirofilita superpuesta a la alteración filica) cementados por pirita + alunita + zunyita + enargita y huecos. AR 80-59 m: en la misma brecha el cemento invade los clastos a través de las fracturas.

m de profundidad, debajo de la brecha heterolitológica y en transición a zonas más profundas no brechadas (Fig. 5). El pórfido y los fragmentos de pórfido consisten en cúmulos de pirofilita + diáspo-

ro en una pasta muy silicificada con venillas de cuarzo, todos cortados por numerosas fracturas. Los espacios entre los clastos, las fracturas en los clastos y las venillas de cuarzo tempranas reabiertas

están rellenos con alunita + pirita + covellina + enargita \pm kuramita, azufre nativo (Fig. 6); la kuramita está asociada a covellina y pirita. Como en las muestras previas, los cristales de pirita están rode-

ados de una segunda generación de pirita. La molibdenita y el rutilo están en grupo de cristales y la molibdenita también en venillas capilares; ambos minerales pudieron haber sido remobilizados de la alteración filica temprana. Este sector del pórfido brechado tiene altos valores de Cu ($>1, 2,4$ %Cu), As (0,15%), Zn (0,15 y 0,3%) y Pb (0,13%) (Fig. 5).

Brechas del tipo sand and pebble dikes: El sondeo AR-82 interceptó varios diques de brecha matriz-soportada que intruyen a la brecha heterolitológica y al metasedimento alterado (Fig. 5). En AR-18, a los 95,8 m de profundidad, uno de estos diques corta a la brecha monolitológica Trampeadero (Fig. 6) y a menor profundidad, fragmentos de este dique y de la brecha monolitológica Trampeadero están cementados por digenita (covellina), pirita + alunita + diásporo, sugiriendo al menos dos estadios de brechamiento (Fig. 6). Los diques de brechas analizados están constituidos por una matriz clástica de grano muy fino compuesta por cristales de cuarzo redondeados y agregados de cuarzo con alunita \pm pirita \pm rutilo \pm filosilicatos \pm covellina ocupando los intersticios y son similares a las típicas *tuffisitas* que se forman próximas a las diatremas.

Zonas no brechadas con alteración arcillosa avanzada: El sondeo AR-18 corta sectores del pórfido Trampeadero con pirofilita + diásporo y caolinita en cúmulos, azufre nativo en huecos y venillas de pirita + covellina \pm diásporo \pm alunita (aluminofosfatos-sulfatos), azufre nativo (entre 17 y 77 m y a los 266 m de profundidad) o venillas tardías de pirita con trazas de alunita, azufre nativo y caolinita (266-396 m) reemplazando a la alteración filica y a las lentes de andalucita. Las venillas y cúmulos de alunita + pirita \pm covellina o pirita + enargita con alunita, cortan y reemplazan al metasedimento con alteración filica fuerte en sectores no brechados interceptados por los sondeos AR-82 y AR-80 (Fig. 7), respectivamente.

Distribución de los minerales: La figura 8 muestra la distribución de los minerales de la alteración arcillosa avanzada, inclu-

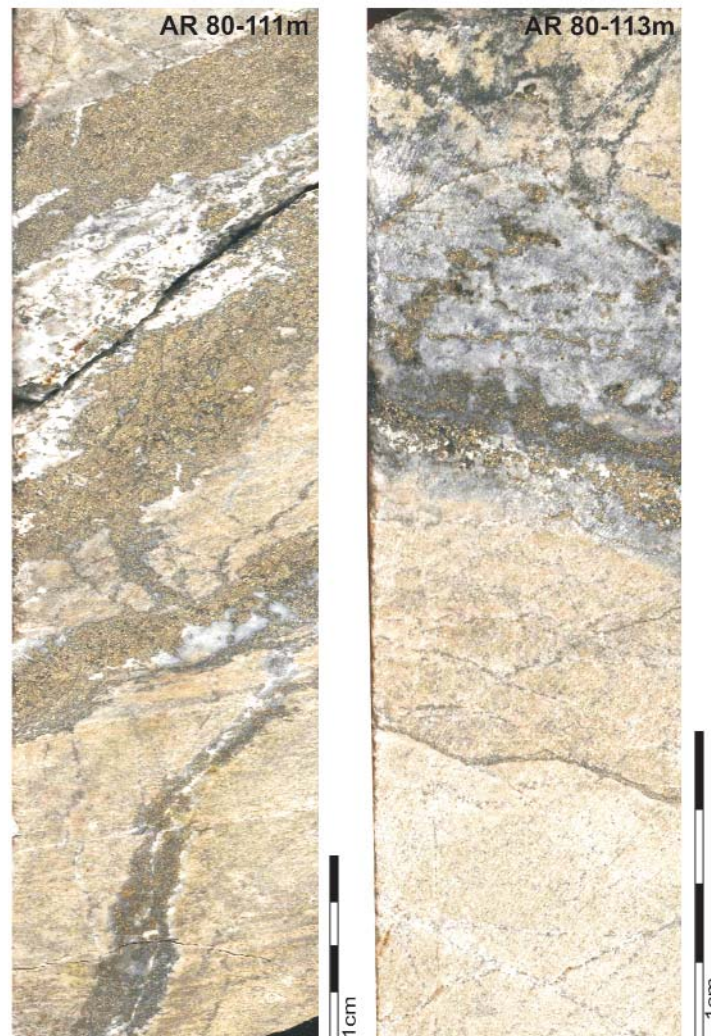


Figura 7: Ejemplos de la paragénesis epitermal distal controlada por fracturas. AR 80-111 y 113 m: metasedimento con alteración filica cortado por venillas de alunita + pirita \pm enargita. Nótese en AR 18-113 m cómo una antigua vena de cuarzo (posiblemente de origen metamórfico) ha sido reabierta y rellena con la paragénesis de alteración arcillosa avanzada.

yendo también a andalucita, y en los cuadros 1 al 3 se brindan algunos ejemplos con sus composiciones químicas. La andalucita se localiza en las zonas más profundas del halo de alteración filica del pórfido Trampeadero y del pórfido Seca Norte y no está relacionada o en contacto con los otros minerales de la paragénesis epitermal. La pirofilita es ubicua en el halo de alteración arcillosa avanzada y está presente junto con diásporo y zunyita en las brechas heterolitológica, monolitológicas y en la brecha anastomosada ubicadas en el centro de la sección. La pirofilita y el diásporo están en la brecha monolitológica Trampeadero y hacia el este, la pirofilita y la zunyita se hallaron en la brecha monolitológica del metasedimento, pero en ambos ejemplos estos minerales no parecen haberse formado al

mismo tiempo. La alunita es ubicua en la zona de alteración arcillosa avanzada y se extiende fuera del límite de la misma, en venillas y lentes que cortan y reemplazan a la alteración filica; en varias muestras analizadas con microsonda, también se encontraron relictos de aluminofosfatos-sulfatos (woodhouseita y svanbergita) rodeados y reemplazados por alunita. La caolinita sólo se encontró en la brecha monolitológica Trampeadero; otras muestras con caolinita están en el halo filico como mineral tardío en cúmulos (AR-9, AR-18) o en venillas (AR-82).

La pirita de grano grueso, típica de la paragénesis de alteración arcillosa avanzada, es ubicua en la sección; como la alunita, también está en venillas que cortan a la alteración filica. La covellina de grano grueso es abundante en las brechas cen-

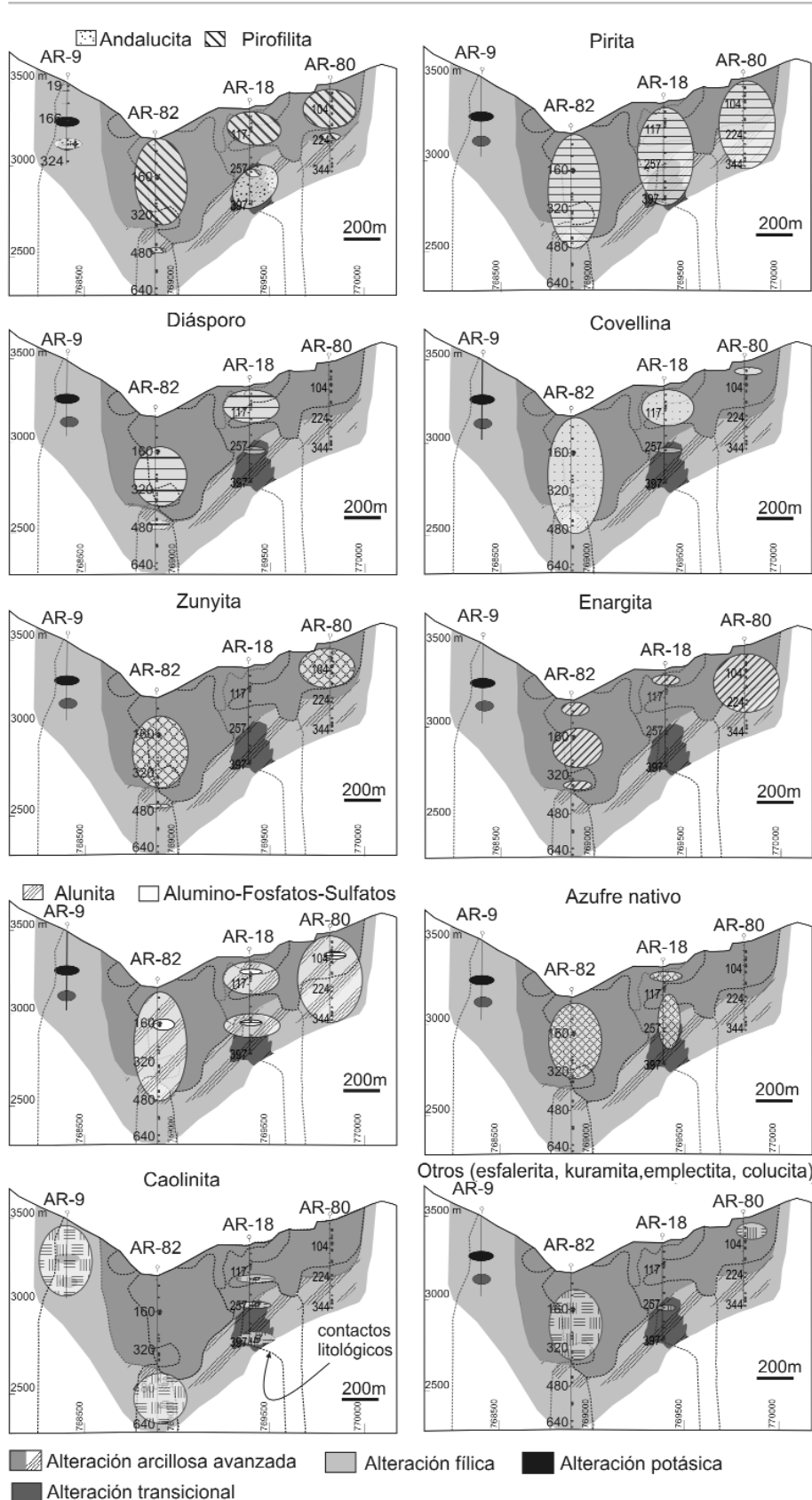


Figura 8: Distribución de los minerales formados durante el estadio epitermal de alta sulfuración (post-pórfidos, incluyendo a andalucita) en la sección E-O-6969400N.

trales heterolitológica y anastomosada, y a mayor profundidad, en el metasedimento brechado y en la brecha monolitológica Trampeadero. Excepto en la zona más superficial, está casi ausente hacia el este, en la brecha monolitológica del metasedimento. La enargita y el azufre nativo son abundantes en las brechas heterolitológica y anastomosada del centro de la sección. Hacia el este, el azufre nativo está a lo largo de la brecha monolitológica Trampeadero con escasa enargita, y la enargita se encuentra en la brecha del metasedimento y a mayor profundidad, en venillas que cortan al metasedimento con alteración filica, pero sin azufre nativo. Otros minerales, como esfalerita, kuramita, emplectita, colucita, un sulfuro de bismuto con cobre, plomo y zinc (del grupo de la aikinita?), se hallaron preferentemente en la brecha heterolitológica; sin embargo aún faltan determinar minerales en otros sectores de la sección.

DISCUSIÓN

El yacimiento de Cu-Mo-Au Agua Rica es un sistema telescópico en el cual las paragénesis hidrotermales de los eventos profundo, intermedio y superficial hoy están expuestas en el mismo nivel de erosión. En la sección E-O 6969400N analizada en este trabajo, dos de los tres estadios hidrotermales más importantes descritos por Landtwing *et al.* (2002 y trabajos allí citados) han sido identificados y consisten en el estadio de alteración tipo pórfido (profundo) y epitermal de alta sulfuración (intermedio). El evento más superficial y estéril que incluye a la diatrema y al dique de pórfido biotítico, no han sido interceptados por esta sección.

La alteración potásica temprana (parches relictos) y las venillas tipos A y B se preservan en el pórfido Seca Norte que, dada la abundancia de sulfuros hipogénicos, contiene leyes altas de cobre y oro (Figs. 2b y c). El pórfido Trampeadero sólo preserva venillas de cuarzo del tipo B y tiene leyes altas de molibdeno pero es deficiente en cobre y oro al compararlo con el pórfido Seca Norte (Fig. 2c). Las

características de las inclusiones fluidas hospedadas en el cuarzo de las venillas tipo B, indican la coexistencia de fluidos salinos y vapor de composición carbónica y sulfúrica durante este estadio inicial de alteración hidrotermal. Los resultados microtermométricos obtenidos al analizar estas inclusiones indican temperaturas de homogeneización comprendidas entre 370° y >550°C, siendo más bajas en las inclusiones fluidas alojadas en las venillas que cortan al pórfido Trampeadero. Es muy factible que estos fluidos hayan precipitado los sulfuros que acompañaron la alteración potásica en ambos pórfidos (pirita + molibdenita + calcopirita ± bornita ± pirrotina; pirita + magnetita ± hematita + calcopirita; BHP 1999), con fugacidades del azufre bajas a intermedias (Fig. 9; Einaudi *et al.* 2003). La mayor concentración de molibdeno en el pórfido Trampeadero (o bien en el pórfido de la brecha ígnea que lo intruye) (Fig. 2c), podría obedecer a una mayor profundidad de emplazamiento de este pórfido con respecto al pórfido Seca Norte y a su menor contenido en agua, argumentos que han sido empleados para diferenciar los pórfidos de Mo (Cu) de sus pares ricos en Cu (Woodcock y Hollister 1978, Candela y Holland1986); también debió haber acaecido cierto grado de cristalización en el magma precursor antes de exsolver fluidos con altas razones Mo/Cu (Candela y Holland 1986, Robb 2005). La abundancia de azufre en el sistema hidrotermal de Agua Rica y el posterior enfriamiento de estos fluidos portadores de molibdeno (hecho que explicaría las altas concentraciones de molibdeno también en el metasedimento con alteración filica) debieron haber favorecido la precipitación de molibdenita (Tingle y Fenn 1984, Wood *et al.* 1987, Cao 1989, Gu 1993). Los pórfidos Seca Norte y Trampeadero y el metasedimento presentan alteración filica fuerte y penetrativa acompañada de cristales de pirita y covellina de grano fino y diseminados; estos sulfuros reemplazan a calcopirita (hay relictos en ambos sulfuros) y posiblemente a bornita,

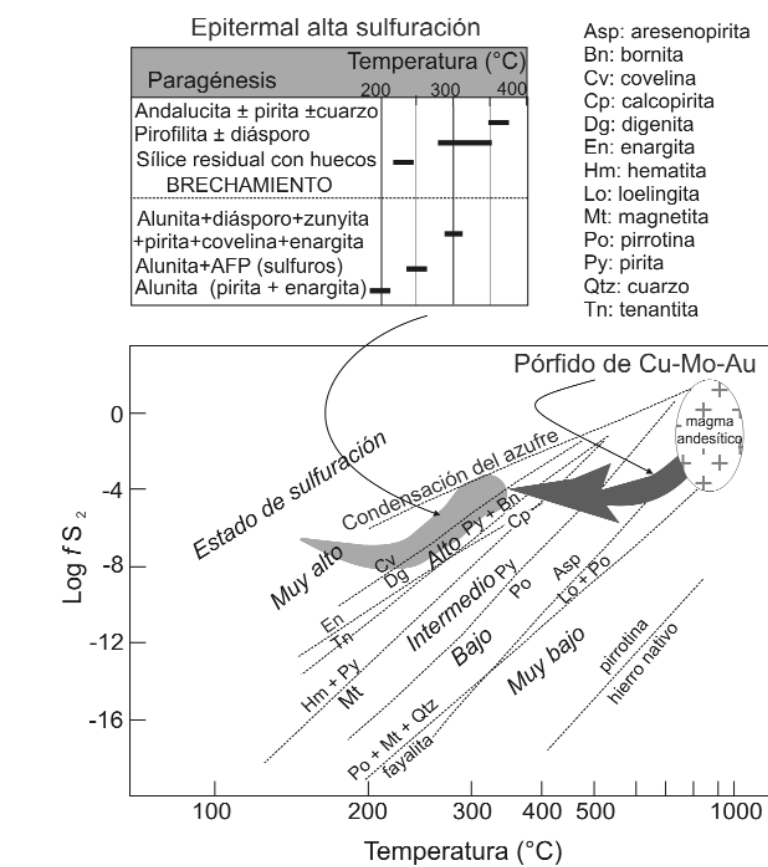


Figura 9: Diagrama logarítmico de fugacidad del azufre versus temperatura que muestra la evolución de los fluidos hidrotermales en Agua Rica. La flecha gris denominada pórfido de Cu (Mo, Au) señala las paragénesis iniciales de baja a intermedia sulfuración depositadas aproximadamente a 370->500°C que culmina con la paragénesis de alta sulfuración de la alteración filica (~350°C). La flecha más clara corresponde a las paragénesis del estadio epitermal de alta sulfuración, anterior y posterior al brechamiento. Las temperaturas estimadas para las paragénesis epitermales figuran en la tabla adjunta. Diagrama modificado de Einaudi *et al.*(2003) y referencias allí citadas.

considerando que tanto calcopirita como bornita son especialmente importantes en el evento mineralizador relacionado al emplazamiento del pórfido Seca Norte (BHP 1999). La covellina esparcida y diseminada en el halo de alteración filica se considera de origen hipogénico. Las venillas tempranas de los *stockworks* parecen haber sido despojadas de los sulfuros y de los óxidos de hierro (venillas portadoras de magnetita y hematita en el pórfido Seca Norte, BHP 1999) durante la alteración filica. Como resultado del rápido levantamiento regional, las alteraciones y mineralizaciones formadas a mayor profundidad y bajo determinadas condiciones físico-químicas, ascendieron a niveles más superficiales donde prevalecían pH más ácidos y alta fugacidad del azufre debido a la presencia de los gases magmá-

cos portadores de SO₂ que emanaron de la cámara magmática, se separaron de los fluidos salinos y se expandieron hacia los niveles menos profundos. En consecuencia, estas nuevas condiciones debieron haber ocasionado modificaciones en las paragénesis formadas en profundidad. La calcopirita y la bornita, que precipitaron de fluidos que tenían estados de sulfuración intermedios, debieron haber sido reconstituidas en covellina y los óxidos de hierro en pirita. Ambos sulfuros son estables en este nuevo ambiente de alta fugacidad del azufre. Los fluidos hidrotermales tienen que haber alcanzado estados de sulfuración muy altos a temperaturas de 350°C (Fig. 9; Einaudi *et al.* 2003). Las lentes de andalucita localmente preservadas en algunas zonas de los pórfidos con alteración filica (Fig. 2b),

también constituyen otro ejemplo de la superposición de la alteración arcillosa avanzada en el halo filico. Estas lentes y máculas de andalucita (\pm pirita \pm cuarzo \pm feldespatos potásicos) en las raíces del halo de alteración arcillosa avanzada podrían haberse formado a partir de las micas (véase Koukharsky y Morello 1995) a temperaturas menores de 400°C (Hemley *et al.* 1980).

Los clastos del pórfido Trampeadero y del metasedimento con alteración filica penetrativa, con venillas de cuarzo y mineralización de pirita + covellina \pm molibdenita de grano fino y diseminada en los clastos, están bien preservados en las brechas monolíticas ubicadas al este de la sección (Fig. 6). En consecuencia, el brechamiento fue posterior al estadio de alteración tipo pórfido, a la reconstitución hipogénica de los sulfuros depositados en este estadio más profundo y al remplazo de las micas por andalucita. En estos clastos, la pirofilita \pm diásporo reemplaza a la mica incolora de la paragénesis filica, hecho que sugiere que también es anterior al brechamiento. Esta relación no es tan clara en la brecha heterolítica central donde la pirofilita está junto con otros minerales de la paragénesis de la alteración arcillosa avanzada reemplazando a la matriz, cementando los clastos y rellenando huecos, pero a diferencia de los minerales que la acompañan, es marrón y turbia. En este estadio inicial de la alteración arcillosa avanzada parecen no haber precipitado sulfuros o sulfosales, por lo tanto no contribuyó con Cu o Au al contenido metálico del sistema.

La paragénesis pirofilita \pm diásporo se considera parte de la alteración arcillosa avanzada (AAA), formada a partir de aguas muy ácidas generadas durante la absorción de los vapores magmáticos por el agua de formación. La capacidad limitada de estos vapores de baja salinidad para transportar metales (Hedenquist y Lowenstern 1994, Hedenquist *et al.* 1994, Hedenquist 1995) explicaría la ausencia de metales en este estadio temprano de AAA. No se descarta que en

otros sectores de la sección, como en las brechas con clastos del metasedimento con alteración filica y pirofilita superpuesta, esta última se haya formado durante el enfriamiento de los fluidos responsables de la alteración filica (Hemley y Hunt 1992).

En el sector central y menos profundo del sistema, estas aguas muy ácidas lixiviaron los productos de la alteración previa dejando sílice residual con huecos, que quedó preservada en los clastos de la brecha hidrotermal heterolítica, entre los 10 y 160m de profundidad analizados (Fig. 5). La ausencia de sílice residual en las otras brechas localizadas hacia el este de la sección o en otros sectores del halo de alteración arcillosa avanzada, probablemente esté indicando la neutralización de estos fluidos muy ácidos durante su interacción con las rocas.

Los resultados preliminares del análisis de los isótopos estables en illita y pirofilita de este halo de alteración hidrotermal de la sección central, dieron valores anormalmente bajos de δD (p. ej. -148 en pirofilita de la muestra AR 82-248 m). La degasificación continua del magma en un sistema abierto como el de Agua Rica, podría dar como resultado fluidos tardíos con D muy empobrecidos (Taylor 1988). Valores δD tan bajos se obtuvieron en algunas muestras de los depósitos de Yerington y British Columbia (Hedenquist *et al.* 1998 y referencias allí citadas).

De acuerdo con Landwington *et al.* (2002), el brechamiento en Agua Rica tiene que haber resultado de la expulsión de los fluidos hidrotermales de magmas que claramente sucedieron a los pórfidos y a la alteración de los pórfidos. Según estos autores, la brecha ígnea (Fig. 2a) formada durante la liberación explosiva de la presión por oleadas de magma que rompieron el límite dúctil-frágil, parece haber servido como fuente de calor, de transporte de fluidos y de energía mecánica para la formación de las brechas hidrotermales. Hay coherencia entre esta hipótesis y la distribución de los minerales de la paragénesis de alteración arcillosa

avanzada post-brechamiento en la sección en consideración y su ausencia en el pórfido Seca Norte, emplazado más lejos de esta brecha ígnea (Figs. 2b y 8).

En contraste con el estadio inicial estéril de AAA, la presencia de alunita + zunyita + diásporo en equilibrio con pirita + covellina + enargita hipogénicas cementando las brechas hidrotermales, indica que en este estadio de AAA posterior al brechamiento, la alteración y la mineralización fueron sincrónicas. Este escenario ya ha sido observado en el yacimiento La Pepa (Munten y Einaudi 2001) y analizado sus posibles orígenes a partir de fluidos magmáticos que enfriaron por debajo de su temperatura crítica y la ebullición de estos fluidos originó el incremento progresivo de la salinidad. En otros modelos genéticos de depósitos epitermales de alta sulfuración, la alteración (cuarzo-alunita) que se forma a partir de vapores de baja salinidad, es seguida de un estadio tardío de mineralización formado por fluidos de alta salinidad (Arribas 1995, Hedenquist *et al.* 1998).

En este estadio post brechamiento de Agua Rica, las leyes de cobre son más elevadas en las partes más profundas de la brecha heterolítica central y en la brecha anastomosada, donde también se halló kuramita (con Sn) asociada a pirita y covellina. Sin embargo, la mineralización de oro, plata, con plomo, zinc y otros metales como bismuto, es tardía en el sistema, corta a la mineralización de cobre y arsénico y está en muestras de las brechas que contienen venillas tardías de pirita muy fina con alunita, rellenando oquedades en el cemento y en los fragmentos de la brecha.

Algunas consideraciones sobre las temperaturas de formación

La distribución de los minerales y sus paragénesis, junto con los resultados de los estudios experimentales (Hemley *et al.* 1980, Sverjensky *et al.* 1991, Frank *et al.* 1998) y las investigaciones de los sistemas geotermales activos (Reyes *et al.* 1993) permiten estimar el rango aproximado de las temperaturas en las que se

CUADRO 3: Composición química de los sulfuros

Muestra	AR 9 166 m	AR 9 166m	AR 9 166 m	AR 9 166 m	AR 82 359 m	AR 82 359 m	AR 82 359m	AR 82 359m	AR 82 359m	AR 82 160m	AR 82 160m	AR 82 160m	AR 82 160m	AR 82 160m	AR 82 160m	AR 82 160m	AR 82 160m
Mineral	1	2	3	4	5	6	6	7	2	4	8	8	9	9	7	10	10
S	34,31	31,59	24,93	53,60	32,85	34,15	34,14	42,10	34,05	53,92	31,90	31,79	21,31	21,13	31,51	31,75	31,13
Cu	37,70	67,61	74,32	0,22	47,72	44,49	45,04	0,20	67,64	0,05	0,07	0,20	19,28	19,30	0,03	49,96	49,61
Fe	28,26	0,66	0,49	44,70	0,26	0,03	0,35	0,04	0,27	46,03	0,00	0,07	0,03	0,10	0,08	0,08	0,28
Zn	0,28	0,10	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	66,56	65,50	0,11	0,00	0,01	0,01	0,00
As	0,00	0,00	0,00	0,00	18,74	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,71	7,96
Mo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	58,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	56,87	0,00	0,00
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,09	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,28	23,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,61	6,60
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	60,15	60,41	0,00	0,02	0,03
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,13	2,95
Total	100,55	99,96	99,8	98,52	99,09	101,94	102,86	100,82	102,15	100,13	98,57	97,56	100,88	100,94	88,50	99,26	98,56

1: Calcopirita; 2: Covellina; 3: Digenita; 4: Pirita; 5: Enargita; 6: Kuramita; 7: Molibdenita; 8: Esfalerita; 9: Emplectita; 10: Colucita

formaron los minerales de alteración y también brindan información sobre la composiciones de los fluidos.

Sobre la base de los datos microtermométricos, las alteraciones y mineralizaciones del tipo pórfido tuvieron lugar en un rango de temperaturas (homogeneización) de 375->500°C, a expensas de fluidos hipersalinos (con vapor) con fugacidad del azufre intermedia según la mineralogía dominante de los sulfuros (pirita + calcopirita; Fig. 9). Estos rangos coinciden con las temperaturas estimadas para los pórfidos de Cu-Au en South Lepanto (Hedenquist *et al.* 1998) y en Bajo de la Alumbrera (Ulrich y Heinrich 2001). La paragénesis pirita + covellina + mica incolora + cuarzo del halo filico señala condiciones de muy alta sulfuración a temperaturas próximas a los 360°C (Fig. 9).

En las raíces del halo de alteración arcillosa avanzada, las lentes de andalucita con pirita, cuarzo y feldespato potásico indican temperaturas del orden de los 360-375°C (Hemley *et al.* 1980); la inestabilidad de la andalucita y su reemplazo parcial por mica incolora, probablemente haya obedecido a fluctuaciones en la fracción molar K^+/H^+ en los fluidos hidrotermales o bien a la disminución de la temperatura. La paragénesis de alteración arcillosa avanzada pirofilita ± diásporo que reemplaza a la alteración filica y que fue previa al brechamiento, indica un rango de temperaturas de formación de 280

a 360°C. Por otro lado, la asociación diásporo y alunita reemplazando las lentes de andalucita, indican temperaturas entre 270° y 320°C (Fig. 9). Los clastos de sílice residual con huecos en la brecha hidrotermal indican fluidos con temperaturas <250° C y lo suficientemente ácidos (pH <2; Stoffregen 1987) como para provocar la destrucción casi total de los componentes de la roca menos el cuarzo. Excepto por una muestra de la brecha Trampeadero, la caolinita está rodeando a la zona de alteración arcillosa avanzada, superpuesta en el halo filico y sugiere que en esta zona los fluidos alcanzaron a enfriarse lo suficiente para su formación.

Para las paragénesis minerales post-brechamiento, la coexistencia de alunita- aluminofosfatos-sulfatos (AFS, woodhouseita y svanbergita) con diásporo y zunyita en el cemento de las brechas hidrotermales, indica temperaturas próximas a los 300°C; cabe destacar que esta paragénesis está acompañada de pirita + covellina + enargita ± kuramita, minerales que deben haberse formado a partir de fluidos hidrotermales con alta fugacidad del azufre (Fig. 9, Einaudi *et al.* 2003). También la composición de la esfalerita de las venillas que cortan a la brecha (sin FeO, Cuadro 3), señala muy alta fugacidad del azufre en los fluidos tardíos (Czamskane 1974). La zunyita se forma a expensas de fluidos hidrotermales ricos en flúor y en cloro (Meyer y Hemley 1967). Las venillas de alunita y AFS que cortan a la alte-

ración filica, indican temperaturas de 250°C y la alunita sin AFS, temperaturas de 200°C (Watanabe y Hedenquist 2001). Los AFS han sido considerados minerales netamente hipogénicos, formados a partir de la alteración de apatita (Stoffregen y Alpers 1987). Con el enfriamiento, los fluidos hidrotermales muy ricos en SO_2 se vuelven más reactivos por disociación del HCl_1 y el H_2SO_4 , provocando la disolución de los AFS y su reemplazo por alunita. Es decir, su transformación en alunita implica no sólo la disminución de la temperatura, sino también la disminución del pH del fluido hidrotermal (Watanabe y Hedenquist 2001). Finalmente, la abundancia de azufre nativo rellenando cavidades probablemente representa sublimados tardíos y/o fumarolas de alta temperatura venteadando a la paleo superficie.

CONCLUSIONES

Agua Rica es un yacimiento de clase mundial complejo dado que las alteraciones y las mineralizaciones que por lo general se forman a distancias verticales de 1 km (pórfido de Cu (Mo, Au)-epitermal de alta sulfuración), están en el mismo nivel de erosión. En el pórfido Seca Norte se preservan relictos de la alteración potásica de alta temperatura con mineralización de Cu (Mo, Au) de ambiente de sulfuración baja a intermedia, encapsuladas en un halo de alteración filica que afecta

a todas las litologías de la sección. Este halo fílico tiene una característica distintiva: el enriquecimiento hipogénico de Cu y la reconstitución de los sulfuros precipitados previamente en sulfuros estables en ambientes de alta sulfuración (pirita, covellina). La andalucita y la pirofilita \pm diásporo, formados durante la absorción de los vapores magmáticos por el agua de formación, se preservan en las raíces y en los clastos de las brechas del halo de alteración arcillosa avanzada. Los clastos de sílice residual con huecos en la zona más superficial de la brecha indican que a menores temperaturas, los fluidos alcanzaron pH muy ácidos (común en los yacimientos epitermales de alta sulfuración). Luego del brechamiento causado por las oleadas de magma que rompieron el límite dúctil-frágil, y de la formación de brechas hidrotermales interdigitadas con una brecha ígnea, los fluidos hidrotermales cementaron los fragmentos de rocas alteradas con paragénesis de temperaturas intermedias y abundante covellina + enargita \pm kuramita, además de pirita, en las zonas más profundas de las brechas. Los sulfuros de zinc, plomo y bismuto con oro y plata están en zonas superficiales de las brechas hidrotermales y su formación parece tardía en la secuencia paragenética, probablemente a menor temperatura pero en un ambiente aún con alta actividad del azufre, como lo señala la ausencia de hierro en la esfalerita.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro reconocimiento al Dr. Pablo Marcet, ex gerente de la empresa Minera Agua Rica, quien nos autorizó para iniciar este estudio. Un reconocimiento especial al Lic. Claudio Devaux, a los asistentes de la empresa en Andalgalá, a los becarios R. López y E. Gobb que colaboraron con las tareas de campo, y al actual gerente de Agua Rica, Dr. J. L. Martín y al Lic. Pedro Ruiz. También agradecemos al director y al personal del Centro de Desarrollo de Tecnología Nuclear (laboratorio de inclu-

siones fluidas y metalogénesis- EC4) y Laboratorio de Microanálisis (CDTN-UFMG) por permitirnos realizar los análisis de las inclusiones fluidas y numerosos análisis químicos de los minerales de Agua Rica. Finalmente, nuestro reconocimiento a las Dras. Koukharsky y Brodtkorb cuyos comentarios nos permitieron mejorar el manuscrito. Este estudio fue financiado parcialmente por un PIP plurianual de CONICET n° 6043 y un proyecto plurianual del FONCYT 07-12633.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W. 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau. *Geological Society of America Bulletin* 97: 1070-1082.
- Arribas, A. Jr. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. En Thompson, J.F.H. (ed.) *Magma, Fluids, and Ore Deposits*, Mineralogical Association of Canada Short Course Series 23: 419-454, Victoria.
- Baker, E.M., Kirwin, D.J. y Taylor, R.G. 1986. Hydrothermal breccia pipes. *Contributions of the Economic Geology Research Unit, Geology Department, James Cook University of North Queensland, Economic Geology Research Unit contribution 12*, 45 p.
- BHP 1999. The Agua Rica porphyry Cu-Mo-Au deposit, Catamarca. *Geology and Mineral Resources Update*, (informe inédito), 442 p.
- Bissig, T., Lee, J.K.W., Clark, A.H. y Heather, K.B. 2001. The Cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the central Andean flat-slab region: New ^{40}Ar - ^{39}Ar constraints from the El Indio-Pascua Au (Ag, Cu) belt, $29^\circ 20' - 30^\circ 30'$ S. *International Geology Review* 43: 312-340.
- Caelles, J.C., Clark, A.H., Farrar, E., McBride, S.L. y Quirt, S. 1971. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rocks in the Farallón Negro-Capillitas district, Catamarca, Argentina. *Economic Geology* 66: 961-964.
- Candela, P.A. y Holland, H.D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum magmatic hydrothermal systems: the origin porphyry-type ore deposits. *Economic Geology* 81: 1-19.
- Cao, X. 1989. Solubility of molybdenite and the transport of molybdenum in hydrothermal solutions. PhD thesis, Iowa State University, (inédita), 180 p., Ames.
- Czamanske, G.K. 1974. The FeS content of sphalerite along the chalcopyrite-pyrite-bornite sulfur fugacity buffer. *Economic Geology* 69: 1328-1334.
- Einaudi, M.T., Hedenquist, J.W. e Inan, E. 2003. Sulfidation state of hydrothermal fluids: The porphyry-epithermal transition and beyond. En Simmons, S.F. y Graham, I.J. (eds.) *Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth*. Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10 (15): 285-313.
- Frank, M.R., Candela, P.A. y Piccoli, P.M. 1998. K-feldspar-muscovite andalusite-quartz-brine phase equilibria: An experimental study at 25 to 60 MPa and 400 to 550°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 3717-3727.
- Gu, Y. 1993. Theoretical and experimental studies of the hydrothermal geochemistry of molybdenum. PhD thesis, Monash University, (inédita), 170 p., Victoria.
- Gustafson, L.B. y Hunt, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology* 70: 857-912.
- Hedenquist, J.W. 1995. The ascent of magmatic fluid: Discharge versus mineralization. En Thompson, J.F.H. (ed.) *Magma, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 23: 263-289.
- Hedenquist, J.W. y Lowenstern, J. B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature* 320: 519-527.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A. y Reynolds, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology* 93: 373-404.
- Hedenquist, J.W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N.C., Giggenbach, W.F. y Aoki, M. 1994. GeoZlogy, geochemistry, and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. *Economic Geology* 89: 1-30.
- Hemley, J.J. y Hunt, J.P. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II. Some general geo-

- logic applications. *Economic Geology* 87: 23-43.
- Hemley, J.J., Montoya, J.W., Marinenko, J.W. y Luce, R.W. 1980. Equilibria in the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O and some general implications for alteration- mineralization processes. *Economic Geology* 75: 210- 228.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W. 1986. The Sierra Pampeanas of Argentina: A modern analog of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Koukharsky, M. y Morello, O. 1995. Paragénesis hidrotermal con andalucita y corindón en el área de Agua Rica (ex Mi Vida), provincia de Catamarca. 5° Congreso Nacional de Geología Económica. Simposio de Metalogenia Andina de Sudamérica, Actas 1: 409-413, San Juan.
- Koukharsky, M. y Mirrè, J.C. 1976. Mi Vida prospect: a porphyry copper-type deposit in north-western Argentina. *Economic Geology* 71: 849-863.
- Landtwing, M. 1998. Breccias in the Cu-Mo-Au prospect of Agua Rica, Argentina: Evolution of amagmatic-hydrothermal system during progressive unroofing. Diploma thesis, ETH Zürich, (inédita), 60 p., Zürich.
- Landtwing, M., Dillenbeck, E., Leake, M. y Heinrich, C. 2002. Evolution of the breccia-hosted porphyry-Cu-Mo-Au deposit at Agua Rica, Argentina: Progressive unroofing of a magmatic-hydrothermal system. *Economic Geology* 97: 1273-1292.
- Meyer, C. y Hemley, J.J. 1967. Wall rock alteration. En Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Holt, Rhinehart & Winston, 166-232 p., New York.
- Moore, D.M. y Reynolds, R. jr. 1997. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, 378 p., New York.
- Muntean, J.L. y Einaudi, M.T. 2001. Porphyry-epithermal transition: Maricunga Belt, northern Chile. *Economic Geology* 96: 743-772.
- Navarro, H. 1986. Geología general y económica del pórfido de cobre-molibdeno "Mi Vida", Andalgalá, Catamarca. *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional de Jujuy* 6: 127-154.
- Perelló, J., Rojas, N., Devaux, C., Fava, L., Etchart, E. y Harman, P. 1998. Discovery of the Agua Rica porphyry Cu-Mo-Au deposit, Catamarca Province, northwestern Argentina, Part II: Geology. En Porter, T.M. (ed.) Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits, a global perspective, Australian Mineral Foundation, Symposium: 117-132, Perth.
- Reyes, A.G., Giggenbach, W.F., Saleras, J.R.M., Salonga, N.D. y Vergara, M.C. 1993. Petrology and geochemistry of Alto Peak, a vapor-cored hydrothermal system, Leyte province, Philippines. *Geothermics* 22: 479-519.
- Robb L. 2005. *Introduction to Ore-forming Processes*. Blackwell Publishing. Oxford, Inglaterra, 373p.
- Rohrlach, B.D. 2003. Tectonic evolution, petrochemistry, geochronology and paleohydrology of the Tampakan Porphyry and high-sulfidation epithermal Cu-Au deposit, Mindanao, Philippines. PhD thesis, Australian National University, (inédita), 499 p. y 23 app., Canberra.
- Rojas, N., Perelló, J., Harman, P., Cabello, J., Devaux, C., Fava, L. y Etchart, E. 1998. Discovery of the Agua Rica porphyry Cu-Mo-Au deposit, Catamarca Province, northwestern Argentina, Part I: Exploration and discovery. En Porter, T.M. (ed.) *Porphyry and hydrothermal copper and gold deposits, a global perspective*. Australian Mineral Foundation, Symposium: 111-117, Perth.
- Roco, R. y Koukharsky, M. 1999. El pórfiro cupro-molibdenífero Agua Rica y las manifestaciones epitermales asociadas, Catamarca. En Zappettini, E. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1479-1492, Buenos Aires.
- Sasso, A.M. 1997. Geological evolution and metallogenetic relationships of the Farallón Negro volcanic complex, NW Argentina. Ph.D. thesis, Queen's University, (inédita), 842 p., Kingston.
- Sasso, A.M. y Clark, A.H. 1998. Magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *Society of Economic Geologists (SEG) Newsletter* 34: 8-18.
- Seedorff, E. y Einaudi, M. 2004. Henderson Porphyry Mo System, Colorado: I. Sequence and Abundance of Hydrothermal Mineral Assemblages, Flow Paths and Evolving Fluids and Evolutionary Style. *Economic Geology* 99: 3-37.
- Sillitoe, R.H. 1985. Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology* 80: 1467-1514.
- Stoffregen, R.E. 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology* 82: 1575-1591.
- Stoffregen, R.E. y Alpers, C.N. 1987. Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: Products of apatite destruction during advanced argillic alteration. *Canadian Mineralogist* 25: 201-211.
- Sverjensky, D.A., Hemley, J.J. y D'Angelo, W.M. 1991. Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 989-1004.
- Taylor, B.E. 1988. Degassing of rhyolitic magmas: Hydrogen isotope evidence and implications for magmatic-hydrothermal ore deposits. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume* 39: 33-49.
- Tingle, T.N. y Fenn, P.M. 1984. Transport and concentration of molybdenum in granite molybdenite systems: effects of fluorine and sulfur. *Geology* 12, 156-158. *Economic Geology* 66: 1105-1111.
- Ulrich, T. y Heinrich, C.A. 2001. The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. *Economic Geology* 96: 1743-1774.
- Watanabe, Y. y Hedenquist, J.W. 2001. Mineralogical and stable isotope zonation at the surface over the El Salvador porphyry Cu deposit, Chile. *Economic Geology* 96: 1775-1797.
- Wood, S.A., Crerar, D.A. y Borcsik, M.P. 1987. Solubility of the assemblage pyrite-pyrrhotite-magnetite-phalerite-galena-Au-stibnite-bismuthinite-argentite-molybdenite in H_2O - CO_2 - NaCl solutions from 200°C to 350°C. *Economic Geology* 82: 1864- 1887.
- Woodcock, J.R. y Hollister, V.F. 1978. Porphyry molybdenite deposits of the North American cordillera. *Minerals Science and Engineering* 10: 3-1.

Recibido: 08 de septiembre, 2008

Aceptado: 01 de marzo, 2009