

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL YACIMIENTO EPITERMAL MANANTIAL ESPEJO, MACIZO DEL DESEADO, SANTA CRUZ, ARGENTINA

Horacio J. ECHEVESTE^{1,2}, Luciano LÓPEZ^{1,3}, María E. RODRÍGUEZ¹ y Clemente RECIO⁴

¹ Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata.
E-mail: hecheves@inremi.unlp.edu.ar

² Comisión Nacional de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires (CICBA).

³ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

⁴ Servicio General de Isótopos Estables, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, España.

RESUMEN

Manantial Espejo es un yacimiento de plata y oro ubicado en el sudoeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Cuenta con reservas de 5,2 Mt con 127 g/t de Ag y 2,05 g/t de Au. Es un depósito vetiforme emplazado en rocas volcánicas jurásicas del Grupo Bahía Laura. Las vetas principales ocupan fallas directas de orientación ONO, subverticales, producto de una tectónica extensional. Fueron reconocidas cuatro zonas de alteración hidrotermal: silicificación, cuarzo-illita, argílica y propilitica. La silicificación acompaña a las vetas como una delgada banda paralela y también como reemplazo de rocas permeables (travertinos, tobas de caída ricas en cenizas o brechas), no estrictamente relacionadas a las estructuras mineralizadas. Una zona de cuarzo-illita rodea la silicificación donde los pómez y cristaloclastos lixiviados de plagioclasa son reemplazados por cuarzo, acompañado por cristales de adularia e illita-sericita. La alteración argílica rodea a las anteriores y es la más extendida, se manifiesta como reemplazos de plagioclasas por illita-esmectita y en ocasiones como vetillas cortando a los cristales de feldespato. La alteración propilitica, con moderada cloritización de los minerales máficos y sericitización y/o calcitización de las plagioclasas, afecta rocas de composición andesítica y dacítica. El análisis geoquímico comparado con rocas similares inalteradas y el balance de masa de una de las unidades volcánicas caja de vetas, revela un metasomatismo potásico con enriquecimiento en sílice, K₂O y Rb y pérdida de Na₂O, CaO, MgO, FeO y Sr, más marcado en las rocas con alteración cuarzo-illita. La composición isotópica de δ¹⁸O del fluido en equilibrio con cuarzo y caolinita y la presencia de turmalina en la alteración argílica indica una fuerte influencia de soluciones residuales de la cristalización de los cuerpos riolíticos someros enriquecidos en K₂O en la composición de los fluidos mineralizantes.

Palabras clave: *Silicificación, Cuarzo-illita, Argilización, Propilitización, Metasomatismo potásico*

ABSTRACT

Hydrothermal alteration of the ManantialEspejo epithermal ore deposit, Deseado Massif, Santa Cruz, Argentina

Manantial Espejo is a Ag and Au vein type ore deposit that is located in the southwestern area of Deseado Massif, Santa Cruz province, Argentina and is hosted by the volcanoclastic rocks of the Middle to Late Jurassic Bahía Laura Group. This deposit contains 5.2 Mt of ore reserves with 127 g/t Ag and 2.05 g/t Au. The main veins are located in WNW subvertical normal faults related to an extensional tectonic setting. Four hydrothermal alteration zones were identified: silicification, quartz-illite, argillic and propylitic. Silicification usually occurs as narrow (2 cm) bands parallel to veins, and as replacement of permeable rocks (travertine, ash-rich tuffs or breccia), not always related to mineralized structures. The quartz-illite zone surrounds the silicification zone, and within it pumice and lixiviated crystals were replaced by quartz, adularia crystals and illite-sericite. Argillic alteration which is widespread surrounding the above mentioned zones consists of illite-smectite replacement of plagioclase, with occasional veinlets crosscutting feldspar crystals. Propylitic alteration results in moderate chloritization of mafic minerals and sericitization and/or calcitization of plagioclase, affecting andesites and dacites. Geochemical analyses of fresh and altered host rocks and mass balance considerations hint towards potassic metasomatism, resulting in silica, K₂O and Rb enrichment, and depletion of Na₂O, CaO, MgO, FeO and, particularly in quartz-illite alteration zone. δ¹⁸O values of the fluid in equilibrium with vein quartz and kaolinite, and the presence of tourmaline in the argillic alteration zone, suggest the participation of the final fluids derived from the crystallization of shallow K₂O-rich rhyolitic bodies in the composition of the hydrothermal fluids.

Keywords: *Silicification, Quartz-illite, Argillic, Propylitic, K-metasomatism*

INTRODUCCIÓN

La provincia geológica Macizo del De-

seado está caracterizada por la presencia de un extenso plateau compuesto por rocas intermedias a ácidas incluidas en el

Grupo Bahía Laura de edad Jurásico Medio a Tardío, integrado por las Formaciones Bajo Pobre (Lesta y Ferello 1972),

Chon Aike y La Matilde (Stipanovic y Reig 1956). Asociado a este vulcanismo se desarrollaron sistemas hidrotermales de baja sulfuración a sulfuración intermedia de oro y plata que permitieron a Schalamuk *et al.* (1999) definir la provincia au-roargentífera del Deseado. En la actualidad se encuentran en producción cinco minas (Manantial Espejo, Cerro Vanguardia, Cerro Negro, Lomada de Leiva y San José) y decenas de proyectos de exploración en diverso estado de avance.

Manantial Espejo es un yacimiento epitermal de plata y oro de baja sulfuración a sulfuración intermedia (Echeveste 2005a, Wallier 2009). Se encuentra en el sector sudoeste del Macizo del Deseado, en el centro de la provincia de Santa Cruz, a 44 km al este de la población de Gobernador Gregores y a 166 km de Puerto San Julián (Fig. 1). Este yacimiento se encuentra constituido por un conjunto de vetas de cuarzo alojadas en rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas de composición intermedia a ácida. A diciembre de 2012 contaba con reservas, entre probadas y probables de 5,2 millones de toneladas con 127 gramos por tonelada de plata y 2,05 gramos por tonelada de oro (Pan American Silver Corp. 2014). La mineralización presenta una relación Ag: Au > 50, lo que permitió a Fernández *et al.* (2008) caracterizarlo como un depósito Ag > Au. En este trabajo se abordan la descripción e interpretación de los procesos responsables de la alteración hidrotermal asociada a la mineralización del yacimiento desde el punto de vista mineralógico y geoquímico con el objetivo de establecer su distribución espacial y determinar las características físico-químicas de los fluidos que la generaron.

MARCO GEOLÓGICO

La característica geológica dominante del Macizo del Deseado es la presencia de una fuerte actividad volcánica riolítica explosiva de edad jurásica que formó, junto al Macizo Nordpatagónico y parte de la Península Antártica, una de las más grandes provincias ígneas silíceas (Pankhurst *et al.* 1998). El intenso volca-

nismo bimodal, andesítico-riolítico, correspondiente al Complejo Bahía Laura (Feruglio 1949), se desarrolló en un régimen de deformación de tipo extensional en un ambiente tectónico de retroarco, inducido por una subducción lenta a muy lenta en el margen suroccidental de Gondwana (Ramos 1988) y vinculado a la apertura del Océano Atlántico (Uliana *et al.* 1985, Pankhurst y Rapela 1995, Riley *et al.* 2001). Este vulcanismo tuvo su máximo desarrollo entre 175 y 165 Ma (Ramos 2002), aunque persistió al menos hasta los 144 Ma (Féraud *et al.* 1999).

Durante el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano y Cretácico ocurre el relleno de pequeñas cuencas extensionales por materiales volcanoclásticos y sedimentarios de ambiente continental reconocidos en las Formaciones Bajo Grande y Baqueró respectivamente. El Terciario está caracterizado por la sedimentación de facies marinas correspondientes a las Formaciones Monte León y San Julián y por depósitos continentales de la Formación Santa Cruz. Durante el Terciario y Cuaternario se registraron extensas coladas basálticas (Panza *et al.* 1998).

El régimen de deformación de tipo extensional al que se vincula la actividad volcánica jurásica (Uliana *et al.* 1985, Kaye *et al.* 1989, Macdonald *et al.* 2003, Japas *et al.* 2013), presenta un eje extensional SO-NE (Giacosa *et al.* 2010) que favoreció la formación de fracturas que se comportaron como conductos y trampas de los fluidos acuosos mineralizantes asociados a los estadios finales de ese vulcanismo (Fernández *et al.* 2008). Se generaron de esta manera numerosos depósitos epitermales de oro y plata de baja sulfuración a sulfuración intermedia (Schalamuk *et al.* 1997, Guido y Schalamuk 2003, Permuy Vidal 2014, entre otros).

GEOLOGÍA LOCAL

La zona del distrito Manantial Espejo está integrada, casi en su totalidad, por rocas volcánicas y volcanoclásticas jurásicas, intermedias a ácidas del Grupo Bahía Laura (Fig. 1). Fueron reconocidas 14 unidades volcánicas y volcanoclásticas (*sensu* Fisher

y Schmincke 1984), la mayoría ignimbritas y lavas intermedias y ácidas (Echeveste 2005a).

La unidad jurásica aflorante más antigua es la Lava andesítica; por encima se reconocieron 7 unidades ignimbriticas de alto grado de soldadura, una de composición dacítica (Ignimbrita dacítica ME1) y el resto riolíticas, con intercalaciones de tobas de caída y tufitas (reunidas en la unidad "Toba de caída"). Intercalados entre las unidades volcánicas se reconocieron depósitos químicos y biogénicos de carbonatos y sílice, asociados a un ambiente de *hotspring* (Echeveste 2005b). Pequeños domos riolíticos y diques cogenéticos de rumbo NNO cortan la secuencia volcano-sedimentaria. La interacción de estos magmas ácidos en ascenso con aguas subterráneas o sedimentos saturados, produjo una brecha freatomagmática (*sensu* Sillitoe 1985) conformada por fragmentos de lava, de las rocas de caja y de depósitos superficiales, principalmente tobas de caída y tufitas. La brecha cubre, en afloramientos discontinuos, un área de aproximadamente 1.800 hectáreas (Fig. 1). Posteriormente se depositaron al menos cuatro flujos ignimbriticos, cuyas relaciones temporales no son del todo claras debido a la ausencia de contactos estratigráficos entre ellos.

El conjunto de vetas de cuarzo portadoras de Ag y Au ocupa una faja de rumbo ONO-ESE de aproximadamente 15 km de largo por 4 km de ancho. La orientación principal de las vetas es ONO con inclinaciones cercanas a la vertical, están asociadas a fallas directas y de desplazamiento de rumbo de tipo dextral, que cortan a la secuencia volcánica (Echeveste 2010). La más importante en cuanto a sus reservas, y sobre la que se han hecho los mayores esfuerzos exploratorios, es la veta María, que se ubica en la zona central del distrito, tiene una longitud de aproximadamente 1000 m y alcanza espesores de hasta 22 m, con una media en torno a 8 metros. Esta veta que presenta estructura bandeada, de relleno multiepisódico, con texturas costriiformes-coloformes, está formada por bandas paralelas de cuarzo de varias generaciones, de algu-

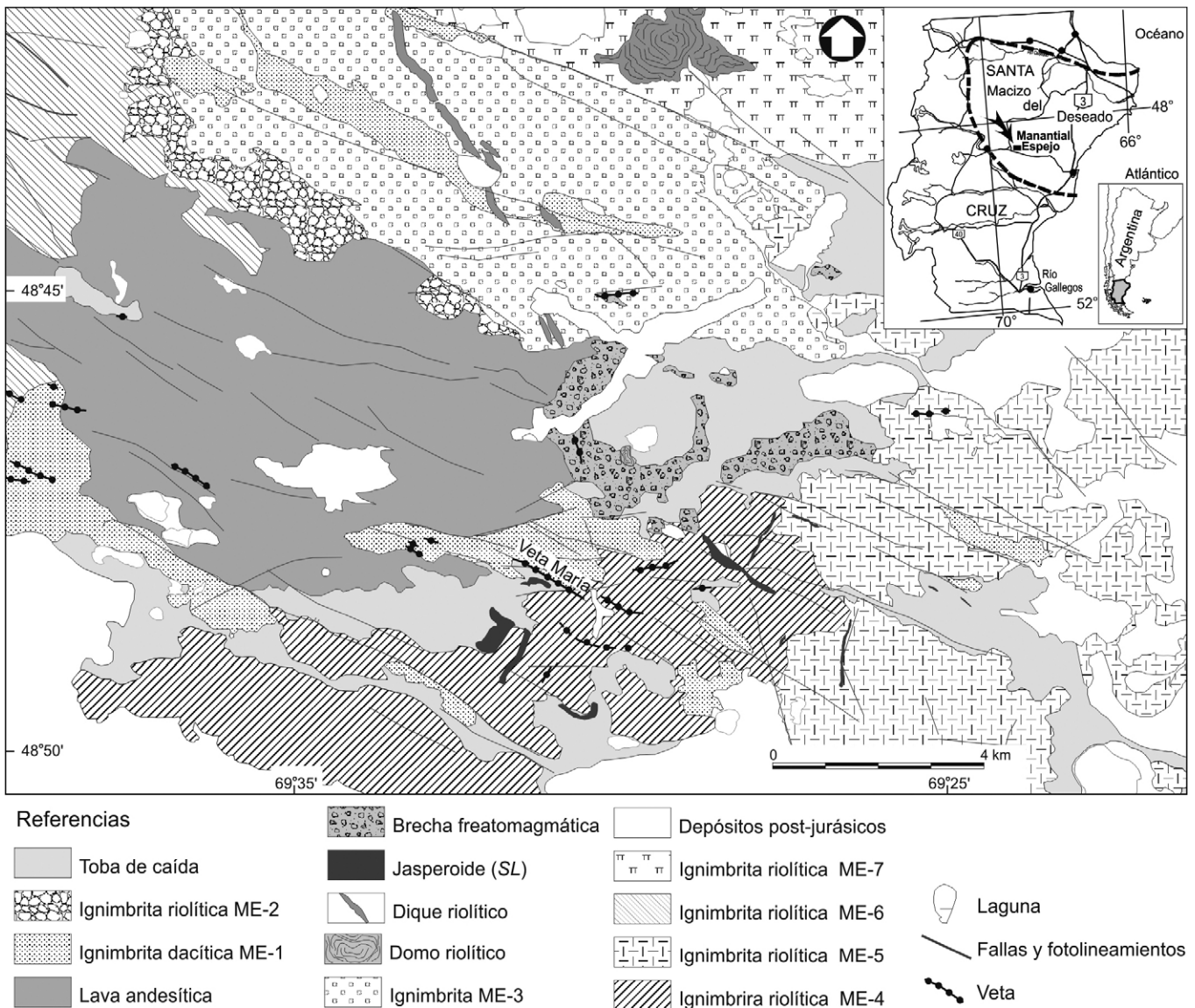


Figura 1: Mapa geológico-minero del distrito argento-aurífero Manantial Espejo (modificado de Echeveste 2005a).

nos milímetros a centímetro de espesor, escasamente anastomosadas y de variados colores: blanco, gris, amarillento y rosado. La veta es portadora de varios clavos (*ore shoot*) de variadas formas y disposición, con una relación Ag/Au de ≥ 50 . Los minerales primarios de mena identificados fueron: oro, electrum, pirita, arsenopirita, esfalerita, marcasita, galena, calcopirita, tetraedrita, argentita, enargita, pirargirita, freibergita, stromeyerita, uyttenbogaardita, hematita y magnetita.

La circulación de fluidos produjo en la roca hospedante una alteración hidrotermal caracterizada por silicificación de las cajas

en la zona de contacto con las vetas, rodeada por una zona de cuarzo-illita, y ésta por una zona argílica (Echeveste 2005a, Echeveste *et al.* 2010), con un fuerte incremento en las concentraciones de SiO_2 , Al_2O_3 y K_2O y disminución FeO , MgO , CaO , Na_2O y en menor medida MnO en las últimas dos (Echeveste y López 2014). Dataciones U-Pb por el método SHRIMP en cristales de circón de la Ignimbrita dacítica ME1, indican para el volcanismo de la zona de Manantial Espejo una edad entre 165 y 157 Ma (Moreira *et al.* 2009, Wallier 2009). La mineralización fue datada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre cristales de

adularia de las vetas del distrito obteniéndose edades entre $152,8 \pm 0,8$ y $156,6 \pm 0,8$ Ma (Wallier, 2009), mientras que la alteración hidrotermal producida en la caja de la veta María dio una edad U-Pb (SHRIMP) de $158,9 \pm 0,5$ Ma (Moreira *et al.* 2009).

Por encima de las unidades jurásicas se reconocieron pequeños afloramientos aislados de la Formación Monte León, de edad oligocena, y psefitas de la Formación La Avenida del Pleitoceno inferior.

MATERIALES Y MÉTODOS

La tipología y distribución de las distintas

alteraciones hidrotermales se analizaron a partir del reconocimiento de campo, del estudio microscópico de 140 láminas delgadas de muestras de roca, análisis mineralógico por ASD (*Analytical Spectral Devices*) y análisis geoquímico de elementos mayores y trazas y de isótopos estables.

Para el estudio de espectros (ASD) se utilizó un espectrómetro de reflectancia portátil *SD Field Spec Pro TM*, el cual emplea la región del espectro electromagnético del infrarrojo de onda corta (SWL) para reconocer minerales de alteración tales como filosilicatos (micas y arcillas), carbonatos, sulfatos e identificar variaciones composicionales en las especies minerales. Se analizaron 153 muestras de fragmentos de rocas con varios puntos en cada una de las muestras, obteniéndose así más de un espectro por muestra (se obtuvieron un total de 500 espectros). Para la interpretación de los espectros se utilizó el *software SpecWin TM* versión 1.8, que cuenta con una base de datos de espectros patrones que son empleados para el reconocimiento de los minerales y que a su vez permite crear mezclas entre varias especies en distintas proporciones. Se analizó además la longitud de onda de absorción de AlOH de la illita, ya que esta propiedad varía con la composición.

Sesenta muestras de roca del distrito fueron analizadas por elementos mayores y trazas en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Trieste, con un espectrómetro XRF Phillips PW 1404.

Se realizó un balance de masas mediante el sistema de precursor único (MacLean y Kranidiotis 1987, MacLean y Barrett 1993) que utiliza la relación entre un elemento incompatible que se comporta como inmóvil frente a la alteración hidrotermal respecto a aquéllos que resultan móviles. Los cálculos se hicieron mediante planilla de cálculo según Gifkins *et al.* (2005).

Los análisis isotópicos se realizaron en el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, mediante un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, modelo SIRA-II, equipado con "coldfinger" para análisis de muestras pe-

queñas y sistema múltiple de admisión de muestras. En la preparación de las muestras de cuarzo, feldespatos y sanidina se utilizó la línea de fluorinación. Los resultados se expresan con relación al SMOW (*Standard Mean Ocean Water*). Para el cálculo de la composición isotópica del agua en equilibrio se utilizaron los factores de fraccionamiento isotópico de Zheng (1993; cuarzo en vetas y jasperoides), Matsuhisa *et al.* (1978; cuarzo de roca) y Sheppard y Gilg (1996) y Gilg y Sheppard (1996; caolinita). El error analítico, determinado por análisis repetido de materiales de referencia, se estimó en $\pm 0,3\%$ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 1\%$ para δD .

Para calcular la composición isotópica del fluido (H_2O) en equilibrio con el mineral (Min) se utilizó la ecuación:

$$10^3 \ln \alpha (\text{Min}-\text{H}_2\text{O}) = D (10^6/T)^2 + E (10^3/T)^1 + F \text{ (Zheng 1993)}$$

donde D, E y F son constantes determinadas experimentalmente y T es la temperatura en grados K.

Las temperaturas utilizadas para los cálculos en cuarzo de veta y jasperoides son las obtenidas por Ríos *et al.* (1994), Schalamuk *et al.* (1995) y Schalamuk *et al.* (1998b). Para la caolinita se ha asumido una temperatura de formación $\sim 150^\circ\text{C}$, indicada por Hedenquist *et al.* 2000, como la temperatura media de formación de este mineral en yacimientos epitermales de baja sulfuración. La temperatura de 800°C utilizada para el cálculo del fluido en equilibrio con lavas riolíticas es la obtenida por Busà *et al.* (2004) como temperatura de homogeneización de inclusiones fundidas en cuarzo de la Ignimbrita Flecha Negra (Echeveste *et al.* 1999), de la zona centro-occidental del Macizo del Deseado.

RESULTADOS

Alteración hidrotermal

El reconocimiento de campo, el análisis mineralógico y los estudios de ASD permitieron reconocer distintas zonas de alteración hidrotermal: silicificación, cuarzo-illita, argílica y propilítica. Su distribución está, en la mayoría de los casos, vinculada espacialmente a las vetas

y en otros alejada de ellas (Fig. 2).

Silicificación: Cuando está espacialmente asociada a las vetas, suele acompañar al relleno silíceo como una delgada banda paralela de hasta 2 cm de espesor de reemplazo penetrativo completo de la roca de caja que destruye totalmente la textura original, conservándose solamente los cristaloclastos de cuarzo. Sin embargo, en general se presenta como reemplazo de rocas tales como travertinos, toba de caída ricas en cenizas y brechas (jasperoides *sensu* Lovering 1972) no estrictamente relacionada a las estructuras mineralizadas. Los cuerpos silicificados volumétricamente más importantes los constituyen los reemplazos de travertinos termógenos (*sensu* Pentecost y Viles 1994 y Pentecost 1995) y de brechas tectónicas y volcánicas. Se reconocieron jasperoides subhorizontales y subverticales, los primeros, producto de reemplazo en depósitos de travertino superficiales y en la brecha freatomagmática, mientras que los subverticales son el resultado de la silicificación de brechas tectónicas y vetas de calcita (Echeveste 2005b). En algunos casos los reemplazos de travertinos subhorizontales conservan la estructura laminada original y otras características como la presencia de nódulos singenéticos de pedernal y pequeños conos y conductos o volcanes de escape de fluidos (Fig. 3a). En ocasiones el reemplazo no es total, coexistiendo en una misma muestra zonas reemplazadas y sin reemplazar (Fig. 3b). Dentro de este grupo se han identificado algunos afloramientos de superficies redondeadas con estructuras groseramente estratificadas y disposición más o menos concéntrica formando abultamientos subsféricos, similares morfológicamente a las estructuras estromatolíticas reconocidas en otros *hotspring* del Macizo del Deseado (por ejemplo en estancia La Marcelina, Marchionni *et al.* 1999). Otro extendido jasperoide de morfología subhorizontal es el producto de reemplazo de parte de la brecha freatomagmática aflorante al norte de la zona de vetas. Si bien la intensa alteración penetrativa en general ha borrado las estructuras y texturas originales de la roca, en algunos casos se reconoce una estructura

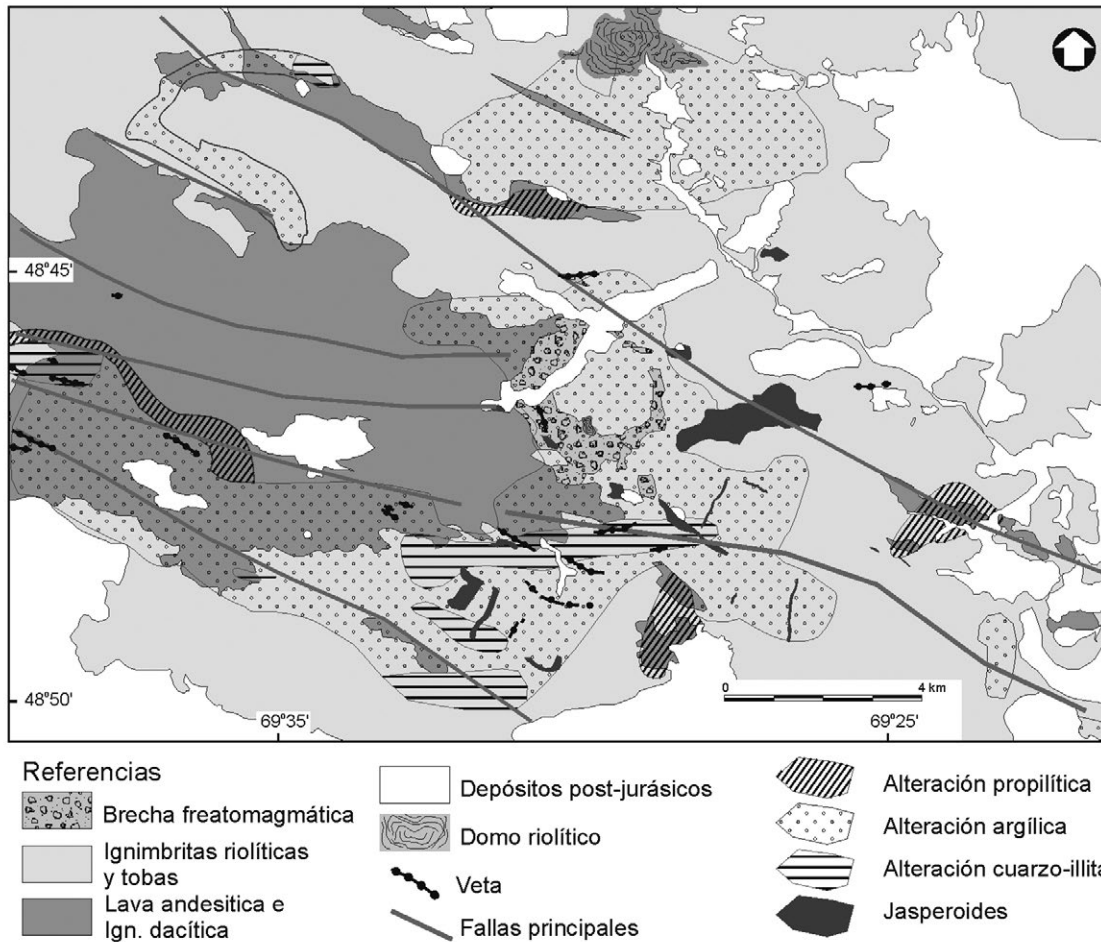


Figura 2: Mapa litológico y de alteración hidrotermal elaborado a partir de observaciones de campo y determinaciones mineralógicas por microscopía y ASD.

brechosa de mala selección (Fig. 3c), con fragmentos angulosos, en general de color blanco o gris claro, dispuestos en una matriz también brechosa con clastos de menor tamaño.

Los jasperoides verticales son cuerpos alargados de hasta 6 m de ancho (Fig. 3d) dispuestos con rumbo NNE y en menor medida NO, en algunos casos alcanzan longitudes superiores a 1000 metros. Los jasperoides son el resultado del reemplazo de travertinos que rellenaban las fracturas extensionales utilizadas por las soluciones ascendentes (travertinos de fisura *sensu* Hancock *et al.* 1999) y de brechas tectónicas.

Alteración cuarzo-illita (\pm *adularia* \pm *sericita* \pm *pirita* \pm *clorita* \pm *caolinita*): En general se dispone en la roca encajante inmediata a las vetas, desde algunos centímetros hasta unos 2 m del contacto, aunque también se la ha reconocido asociada a fallas no mineralizadas pero que habrían inter-

venido en la circulación de fluidos. En el caso de las cajas de la veta María, Ignimbrita dacítica ME1 e Ignimbrita riolítica ME4, la observación de campo revela una fuerte decoloración de las rocas, que adquieren color gris claro con brillo sedoso y pérdida de tenacidad. El análisis microscópico y espectroscópico revela una fuerte variación en cuanto a la intensidad de esta alteración, desde el reemplazo parcial de la matriz de la roca por illita y cuarzo de grano fino de textura en mosaico, acompañado de la lixiviación total de las plagioclasas lo cual enmascara totalmente la textura original de la roca, hasta la sericitización moderada que pasa transicionalmente a zonas de alteración argílica. Las oquedades producto de la lixiviación de cristaloclastos de plagioclasa o de pómez suelen estar parcialmente rellenas por cristales de cuarzo en forma de geodas, acompañados en ocasiones por cristales de *adularia*. Este mineral se presenta

en dos variedades (Ametrano y Echeveste 1996), una tabular, de hasta 2 mm de largo de color rosado pálido y otra pseudorómbica solo observable al microscopio (Fig. 4a).

Cuando los cristaloclastos de plagioclasa no han sido totalmente lixiviados se presentan parcial a totalmente reemplazados por illita/sericita, y en ocasiones cloritizados, con sectores alterados a minerales arcillosos, posiblemente como producto de meteorización sobreimpuesta. La biotita primaria también se presenta parcial a totalmente sericitizada y con reemplazo por minerales opacos en forma de parches rojos o como un fino punteado de óxidos hidróxidos de hierro. La sanidina en general se conserva fresca, aunque en las zonas de alteración más intensa las frecuentes fracturas que presentan los cristaloclastos suelen estar rellenas de un fino agregado de cristales de illita.

La alteración cuarzo-illita más intensa, en

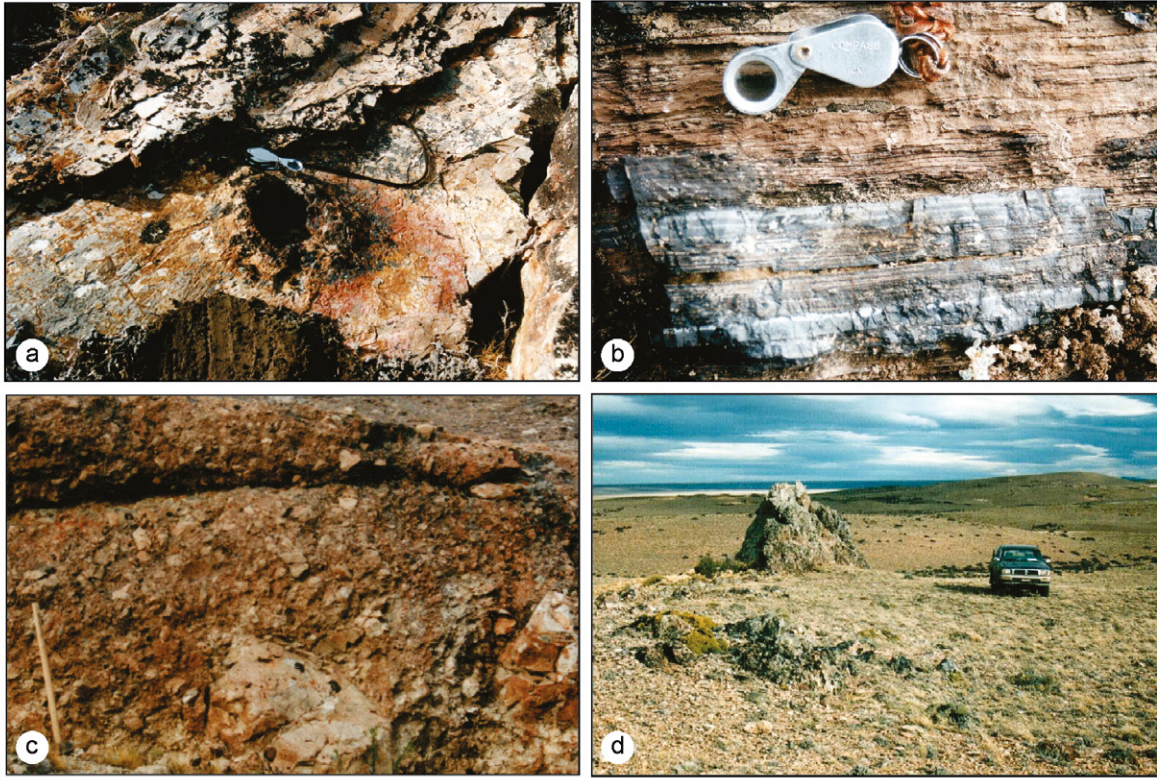


Figura 3: Fotos de afloramientos con silicificación. a) Silicificación de travertinos laminados horizontales donde se distingue un cono de escape de fluidos; b) Travertino con fina laminación subhorizontal, parcialmente reemplazado por sílice gris blanquecina; c) Brecha freatomagmática silicificada, mal seleccionada, aflorante al norte de la zona de las vetas. El mango de la maza mide 1 metro; d) Jasperoide subvertical producto del reemplazo de travertino generado por soluciones ascendentes en una fractura extensional.

la zona inmediata a las vetas, está acompañada de pirritización. Los cristales de pirita son euhedrales, con desarrollos del cubo como forma principal y tamaños de 40 a 60 μm , aunque en ocasiones pueden alcanzar hasta 1,5 mm de lado; suelen estar reemplazados por jarosita o limonitas producto de alteración meteórica. En las muestras recolectadas en superficie la pirita se presenta limonitizada, comenzando a aparecer fresca en los sondajes a partir de ~ 30 m de profundidad.

Alteración argílica (illita \pm esmectita \pm caolinita \pm sericita \pm turmalina): La argílica es la más extendida de las alteraciones reconocidas; cubre la zona de las vetas y como ésta, presenta una forma alargada en dirección ONO (Fig. 2). Asimismo, afecta con bastante intensidad a algunos sectores de la brecha freatomagmática. Cuando es intensa se manifiesta, a nivel macroscópico, por un blanqueamiento de la roca, acompañado generalmente por una disminución en su tenacidad.

El análisis microscópico muestra que la alteración argílica se presenta especialmente como una transformación de las plagioclasas, con reemplazos por illita-esmectita en forma de parches y en ocasiones como finas vetillas cortando a los cristales de feldespato según fracturas subparalelas (Fig. 4c). La biotita suele presentar reemplazo parcial por óxidos de hierro, sericita y clorita subordinada. La sanidina se conserva fresca.

En forma sobreimpuesta se reconocen en las vetas y en el encajante inmediato, una alteración representada por caolinita que se dispone como vetillas de hasta 2 cm de ancho que cortan a la roca de caja o como relleno de geodas en los filones.

En la brecha freatomagmática se identificó un sector con una alteración argílica intensa con sectores de sílice porosa donde además del crecimiento de cuarzo y adularia en las oquedades se identificaron agregados de pequeños cristales prismáticos de turmalina dispuestos en peque-

ñas concentraciones (~ 1 mm de diámetro) diseminadas en la roca (Fig. 4b)

Alteración propilitica (clorita-calcita \pm sericita, pirita): La alteración propilitica se manifiesta principalmente en dos de las unidades volcánicas reconocidas; la Lava andesítica y la Ignimbrita dacítica (Fig. 3). En el primer caso se presenta como una moderada cloritización de los minerales máficos (clinopiroxenos) y sericitización y/o calcitización de las plagioclasas (Fig. 4d). En algunas ocasiones la roca puede estar cortada por venillas de calcita.

En la Ignimbrita dacítica, la propilitización se presenta como cloritización de biotitas (frecuentemente pennina) acompañada por óxidos de hierro; los anfíboles y plagioclasas están parcial a totalmente reemplazados por calcita y clorita.

Alteración supergénica: Una alteración argílica de origen supergénico, constituida por una asociación de caolinita, óxidos e hidróxidos de hierro y presencia de jarosita, se sobreimpone a la alteración hidro-

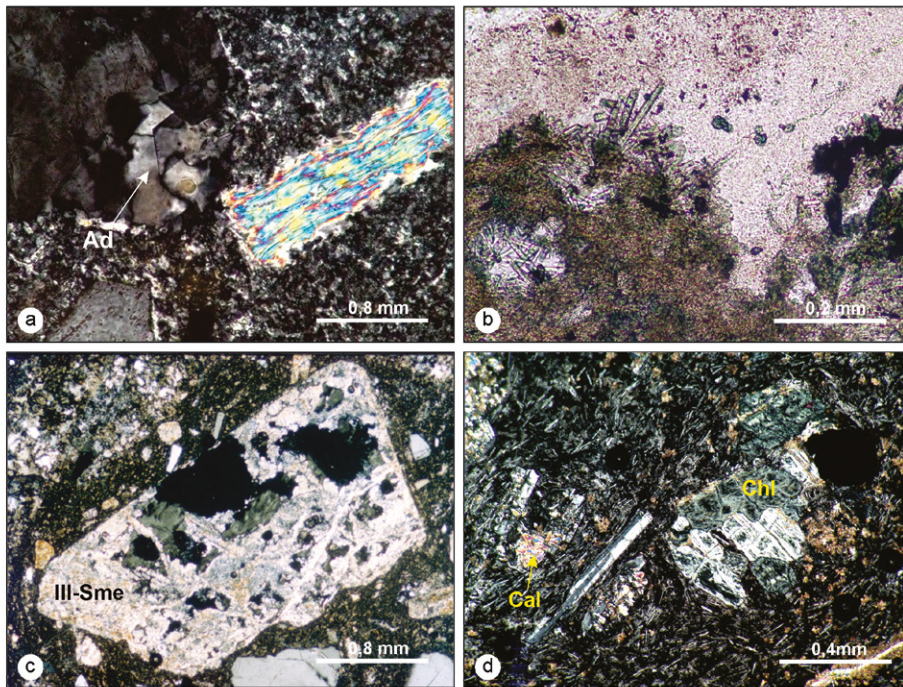


Figura 4: Fotomicrografías. a) Pequeños cristales de adularia pseudorómbica asociada a cuarzo relleno una cavidad producto de la lixiviación de plagioclasa y un cristaloclasto de biotita reemplazado totalmente por sericita en una muestra de la zona de alteración cuarzo-illita; b) Cristales de turmalina producto de la intensa alteración cuarzo-illita de la brecha freatomagmática; c) Cristaloclasto de plagioclasa totalmente reemplazado por illita-esmectita (Ill-Sme) en forma de parches y finas vetillas según fracturas subparalelas (zona de alteración argílica); d) Alteración propilítica en una muestra de Lava andesítica que se manifiesta por reemplazo de minerales máficos (clinopiroxeno) por clorita (Chl) y de plagioclasas por calcita (Cal).

termal que alcanza en algunos sectores profundidades de hasta 30 m.

Geoquímica

Las alteraciones descritas se manifiestan, desde el punto de vista químico, como una modificación en los contenidos de elementos mayores y traza, especialmente álcalis y Rb. En el Cuadro 1 se presentan los resultados de los análisis químicos de elementos mayoritarios y traza en las rocas de Manantial Espejo donde se han discriminado muestras alteradas y frescas. En este apartado se explora primeramente la variabilidad de los elementos químicos presentes en las rocas de Manantial Espejo, comparándola con la variabilidad en rocas similares, inalteradas, de la zona central del Macizo del Deseado. Se utilizaron para este fin, análisis químicos de 39 muestras de ignimbritas inalteradas, dacíticas a riolíticas, de elementos mayoritarios (Alperin *et al.* 2007) y traza, que presentan un conteni-

do en sílice que varía entre 66,76 a 77,30 % en peso (recalculadas al 100% en base anhidra). Los resultados del análisis de elementos traza de estas ignimbritas inalteradas se muestran en el Cuadro 2.

El principal objetivo de este examen apunta a determinar en qué medida la variabilidad encontrada en el contenido de elementos mayores (especialmente de K y Na) y traza en las rocas de Manantial Espejo responden a procesos de alteración hidrotermal, comparándolos con rocas inalteradas de origen y composición química similares. Al proyectar los coeficientes de variación de óxidos y elementos traza (razón entre el desvío estándar y la media, expresado en forma porcentual) de las rocas de ambas poblaciones (Fig. 5), se observa en primer lugar que entre las rocas inalteradas hay un conjunto de elementos que presentan variabilidad relativamente alta, superior al 20 % (TiO_2 , FeO, MnO, MgO, CaO, P_2O_5 , Cr, Ni, Ba y Sr), en tanto que SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O ,

Rb, Nb, Zr, Y, La, Ce y Nd tienen una dispersión relativamente baja, menor al 20 %, para el rango indicado en el contenido de sílice. Esta variabilidad representa los procesos evolutivos en la formación de las rocas (variación tipo Harker). En segundo lugar, la variabilidad de las rocas de Manantial Espejo es, en casi todos los elementos, mayor que en las rocas inalteradas, marcadamente mayor en los casos de FeO, MnO, CaO, Na_2O , K_2O , Rb, Ba, Sr, Nb, La, Ce y Nd.

Con el objeto de discriminar de manera gráfica como se explica esta variabilidad, en la figura 6 se muestran los valores de los contenidos de estos últimos elementos normalizados respecto a la media de las ignimbritas inalteradas, diferenciándolos por el tipo de alteración hidrotermal. También se han proyectado los campos entre los valores máximo y mínimo de esos elementos en las ignimbritas inalteradas. Las rocas con alteración propilítica son las que en menor medida han visto modificada su composición química, la mayoría de las muestras se ubican en el campo de variación de las ignimbritas inalteradas, con leve incremento en FeO y K_2O en algunas muestras. Las rocas con alteración cuarzo-illita y argílica presentan importantes variaciones en su composición química, con fuertes pérdidas de Na_2O , CaO y FeO (en algunos casos en los dos primeros elementos hasta dos órdenes de magnitud), marcado aumento en K_2O y Rb, menos evidente en Ba y disminución moderada en el resto de los elementos analizados (Sr, Nb, La, Ce y Nd). En síntesis, las muestras del distrito alteradas hidrotermalmente presentan una fuerte variación en álcalis, CaO, FeO y Rb, elementos que acompaña al K_2O incrementándose con él.

Balance de masas: Se realizó el balance de masas sobre 14 muestras de la unidad Ignimbrita dacítica ME.1, roca de caja de la veta María con alteración cuarzo-illita y argílica con la finalidad de investigar los cambios químicos de los elementos mayoritarios producidos por la interacción fluido-roca en la zona más próxima a las vetas. El método se basa en dos condiciones fundamentales, la primera indica que

CUADRO 1: Composición química de rocas de Manantial Espejo discriminadas en alteradas y frescas.

Unidad	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Alteración	
Ign.ME1	1754	68,77	0,40	15,92	3,50	0,08	1,94	2,72	2,76	3,73	0,09	Propilítica	
	1757	69,96	0,45	20,49	1,38	0,01	0,44	0,34	0,14	6,62	0,05	Argilica	
	1752	72,16	0,40	16,38	0,54	0,01	0,17	0,06	0,19	9,93	0,03	Qz-Ililita	
	1753	66,04	0,52	15,81	4,58	0,09	2,66	4,02	3,18	2,88	0,14	Propilítica	
	1344	68,23	0,46	16,64	3,71	0,05	1,61	0,49	3,55	5,05	0,11	Argilica	
	1345	69,97	0,39	17,22	3,29	0,03	0,74	0,42	3,22	4,54	0,10	Argilica	
	1336	67,57	0,46	18,64	3,88	0,05	1,19	0,23	1,63	6,26	0,01	Argilica	
	1337	70,10	0,39	15,43	3,44	0,05	1,87	2,27	2,49	3,78	0,09	Argilica	
	1332	67,26	0,34	17,81	3,89	0,03	0,92	2,88	0,23	6,48	0,07	Propilítica	
	1333	69,53	0,38	17,58	3,30	0,05	0,68	0,74	3,29	4,28	0,10	Argilica	
	1334	69,66	0,38	17,65	3,30	0,03	0,53	0,67	3,05	4,55	0,09	Argilica	
	1375	69,79	0,45	19,94	0,76	0,01	0,21	0,18	2,41	6,18	0,07	Argilica	
	1925	67,58	0,46	16,35	3,85	0,07	1,45	3,26	2,86	4,01	0,11	Propilítica	
	2553	74,52	0,34	15,52	1,20	0,01	0,33	0,08	0,16	7,83	0,01	Qz-Ililita	
Ign.ME2	1909	67,90	0,34	16,39	3,50	0,09	1,23	2,99	3,58	3,87	0,11	Propilítica	
	1341	84,68	0,22	10,42	1,55	0,01	0,47	0,27	0,07	2,25	0,02	Qz-Ililita	
Ign.ME3	1774	76,38	0,11	13,78	1,09	0,02	0,49	1,50	1,52	5,02	0,02	Propilítica	
Ign.ME3	1773	73,33	0,18	15,82	1,73	0,02	0,52	0,35	2,64	5,27	0,06	Argilica	
	1772	73,77	0,16	17,91	0,79	0,01	0,27	0,19	0,27	6,51	0,02	Argilica	
	1907	75,07	0,10	15,07	0,40	0,01	0,19	0,06	0,22	8,87	0,01	Argilica	
	1908	73,53	0,15	15,33	1,55	0,06	0,54	1,16	2,50	5,14	0,04	Propilítica	
	1914	72,67	0,17	19,48	0,52	0,01	0,17	0,19	0,83	5,93	0,03	Argilica	
	1916	74,24	0,15	16,75	0,64	0,01	0,26	0,24	1,02	6,68	0,01	Argilica	
	1935	72,89	0,13	17,16	1,94	0,01	0,40	0,12	0,68	6,65	0,02	Argilica	
	Ign.ME4	1755	74,07	0,07	15,97	1,02	0,02	0,72	0,42	0,56	7,05	0,02	Argilica
1775		76,36	0,10	14,47	0,62	0,01	0,14	0,01	0,18	8,01	0,00	Argilica	
1348		73,20	0,08	17,61	0,74	0,01	0,44	0,52	0,52	6,75	0,03	Qz-Ililita	
1350		73,62	0,10	17,99	1,24	0,01	0,35	0,43	0,22	5,94	0,01	Qz-Ililita	
1751		76,61	0,06	15,21	0,46	0,01	0,50	0,60	1,51	4,98	0,00	Argilica	
1347		75,07	0,08	16,55	1,06	0,01	0,17	0,16	0,17	6,61	0,02	Qz-Ililita	
1342		73,52	0,10	16,04	1,42	0,01	0,26	0,70	0,25	7,55	0,04	Qz-Ililita	
1329		73,53	0,11	16,87	1,30	0,01	0,15	0,03	1,36	6,50	0,03	Argilica	
1372		70,73	0,35	18,87	0,33	0,01	0,33	0,05	0,17	9,14	0,02	Qz-Ililita	
1373		75,79	0,10	16,65	0,38	0,01	0,32	0,04	0,34	6,36	0,01	Qz-Ililita	
1977		81,02	0,12	13,54	0,27	0,01	0,62	0,10	0,11	4,20	0,01	Qz-Ililita	
Ign.ME5		1777	75,42	0,11	15,23	0,49	0,01	0,27	0,26	0,47	7,61	0,00	Argilica
		1776	74,19	0,09	15,81	1,36	0,02	0,44	0,83	1,51	5,66	0,01	Argilica
	1924	75,76	0,09	13,87	1,33	0,01	0,12	0,38	2,96	5,47	0,01	Argilica	
	1929	73,87	0,11	17,76	0,53	0,01	0,21	0,06	0,28	7,16	0,01	Argilica	
Ign.ME6	1948	73,50	0,12	16,29	0,51	0,01	0,20	0,29	0,88	8,17	0,03	Argilica	
	1913	71,77	0,30	15,74	2,26	0,02	0,68	3,05	2,50	3,62	0,06	Sin alteración	
Brecha freatomagmática	1986	71,68	0,29	15,52	2,21	0,04	0,63	2,90	2,34	4,33	0,06	Sin alteración	
	1760	83,61	0,10	10,03	0,51	0,01	0,13	0,02	0,16	5,36	0,02	Qz-Ililita	
Lavas riolíticas (diques y domos)	1758	75,96	0,10	12,91	1,38	0,01	0,01	0,01	0,29	9,31	0,02	Qz-Ililita	
	1770	73,74	0,15	15,13	1,27	0,01	0,22	0,09	0,20	9,09	0,01	Sin alteración	
	1762	80,39	0,06	11,04	1,55	0,01	0,00	0,00	0,18	6,70	0,01	Argilica	
	1937	75,88	0,10	13,13	1,03	0,01	0,12	0,14	0,53	8,99	0,07	Sin alteración	
	1938	73,85	0,07	14,55	1,31	0,01	0,02	0,14	1,07	8,97	0,01	Sin alteración	
	1939	72,46	0,08	15,42	0,63	0,01	0,06	0,25	0,93	10,14	0,02	Argilica	
	1941	74,87	0,08	13,67	1,04	0,01	0,05	0,07	1,17	8,99	0,05	Argilica	
	1912	73,09	0,08	15,44	1,59	0,01	0,12	0,01	0,40	9,24	0,02	Sin alteración	
Toba de caída	1330	80,29	0,10	13,56	0,61	0,01	0,10	0,00	0,19	5,07	0,01	Argilica	
	1335	79,57	0,08	13,93	1,02	0,01	0,46	0,79	1,73	2,34	0,01	Argilica	
	1346	76,01	0,19	18,48	0,46	0,01	0,55	0,44	0,14	3,66	0,01	Qz-Ililita	
	1339	72,63	0,26	15,03	2,31	0,07	0,69	2,62	1,78	4,47	0,06	Sin alteración	
	1349	78,36	0,20	13,50	1,98	0,02	0,62	0,18	2,02	3,00	0,05	Argilica	
	1756	74,30	0,10	18,11	1,60	0,01	0,94	1,58	0,09	3,18	0,01	Argilica	
1950	81,08	0,08	10,69	1,06	0,01	0,21	0,49	0,63	5,74	0,01	Qz-Ililita		

Unidad	Muestra	Cr	Ni	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd
Ign.ME1	1754	115	7	179	816	214	8	147	27	23	49	26
	1757	116	7	360	803	113	9	158	36	27	55	27
	1752	140	6	462	822	92	7	128	20	32	58	24
	1753	118	4	128	1170	273	10	156	28	37	74	30
	1344	103	7	234	801	181	8	158	32	22	59	28
	1345	102	10	208	710	159	8	143	23	21	52	30
	1336	133	6	276	963	69	9	143	29	35	64	26
	1337	159	8	130	1677	212	8	150	26	44	61	33
	1332	116	6	264	1050	56	9	151	29	31	56	25
	1333	101	7	181	177	138	8	136	23	22	47	21
	1334	115	8	216	975	121	9	150	32	33	64	31
	1375	10	12	270	1100	143	9	144	25	45	79	32
	1925	11	16	175	785	233	13	161	28	32	58	23
	2553	13	11	400	745	47	8	136	17	27	58	20
1909	7	14	172	1292	222	14	209	35	31	63	28	
1341	147	3	114	1345	27	4	77	12	25	50	21	
Ign.ME2	1774	151	3	200	825	123	9	112	28	31	58	28
Ign.ME3	1773	109	8	233	759	55	9	156	47	29	46	34
	1772	109	6	298	553	43	8	172	34	31	76	36
	1907	10	17	401	951	41	4	147	35	33	56	35
	1908	8	5	239	1298	7	12	156	38	36	72	34
	1914	3	10	283	1821	46	14	163	25	53	97	39
	1916	7	15	322	1069	35	11	144	30	32	54	26
	1935	7	18	70	1123	34	9	1123	36	37	70	34
Ign.ME4	1755	119	5	268	1212	41	8	94	39	38	67	28
	1775	153	3	371	1406	55	7	116	21	34	67	27
	1348	141	4	293	1017	41	12	108	47	25	55	23
	1350	90	6	272	956	20	11	122	40	23	43	21
	1751	158	5	190	735	73	10	78	36	27	58	26
	1347	131	5	325	1023	31	9	106	31	26	49	23
	1342	135	6	356	783	27	10	129	47	29	59	23
	1329	106	4	340	1320	29	8	139	27	27	46	17
	1372	14	13	511	763	81	4	168	24	35	68	33
	1373	8	16	230	1102	54	6	135	13	13	25	12
	1977	13	13	238	640	61	5	113	19	25	51	19
Ign.ME5	1777	157	6	435	1740	51	8	145	28	27	42	23
	1776	103	7	225	558	77	10	106	44	27	62	30
	1924	7	21	281	896	55	7	139	62	29	47	33
	1929	5	10	366	5045	45	10	135	27	30	38	14
	1944	5	18	338	1218	44	7	123	47	44	62	40
	1948	6	12	363	1569	49	10	157	38	43	81	36
Ign.ME6	1913	7	14	156	898	331	12	156	18	32	59	22
	1986	6	12	183	942	220	12	159	29	40	65	27
Ign.ME7	1933	4	19	336	863	26	7	108	24	17	33	19
Brecha freatomagmática	1760	78	6	198	958	45	5	83	17	40	66	29
Lavas riolíticas (diques y domos)	1758	2	21	278	1218	26	6	152	19	12	24	11
	1770	109	6	294	1289	20	7	145	27	14	32	11
	1762	120	3	195	1552	16	8	85	27	35	62	24
	1937	5	19	264	1087	23	6	173	30	32	62	29
	1938	2	20	319	981	29	5	167	61	27	45	25
	1939	11	23	350	871	35	3	171	29	36	74	41
	1941	4	16	334	894	31	4	163	31	47	61	42
1912	1	15	439	1276	26	8	129	36	28	48	26	
Toba de caída	1330	65	6	181	834	34	7	113	23	28	66	23
	1335	24	2	144	985	27	8	111	23	19	47	22
	1346	38	3	159	972	48	8	140	24	27	53	25
	1339	63	5	213	948	265	9	154	29	44	86	35
	1349	121	4	137	532	134	7	101	19	24	44	27
	1756	86	3	107	1883	25	8	104	37	42	81	35
	1950	4	12	225	2766	74	9	173	41	44	47	35

CUADRO 2: Resultados de análisis químicos de elementos traza de ignimbritas inalteradas de la zona central del Macizo del Deseado.

Muestra	Cr	Ni	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y	La	Ce	Nd
PT17	8	4	150	896	307	9	172	27	36	78	28
PT18	6	1	168	843	308	10	176	27	40	71	26
PT28	1	2	286	661	44	13	117	63	25	52	29
PT33	8	2	140	849	296	10	173	25	39	75	31
PT35	1	4	191	760	50	13	102	35	32	62	26
PT36	1	1	208	584	44	15	109	49	30	68	30
PT37	1	5	198	565	43	13	97	36	32	58	25
PT 45	1	3	166	1227	173	10	134	30	40	75	29
PT 46	1	1	169	1234	169	11	161	32	46	84	31
PT 47	3	1	167	1239	189	11	166	29	47	77	30
PT48	1	1	210	474	37	14	96	44	26	52	26
PT49	1	1	238	403	43	15	107	58	36	70	34
PT50	1	1	191	717	49	14	109	32	33	60	29
PT51	1	1	230	832	64	15	120	53	36	71	34
PT87	2	2	207	901	206	12	151	22	35	55	18
PT89	11	10	142,5	872	353	11	184	28	37	71	28
PT90	8	5	171	900	441	12	144	26	37	62	26
PT91	11	3	165,5	940	240	13	146	22	35	63	26
PT92	7	5	159,5	984	274	11	185	21	34	67	26
PT93	9	9	147,5	955	343	13	182	28	40	66	27
PT95	16	5	152	876	334	12	174	27	37	64	26
PT96	4	6	184,5	1248	184	12	149	27	36	76	27
PT102	6	2	166,5	1195	185	14	147	29	48	84	37
PT103	9	3	195,5	1248	166	13	158	28	51	85	37
PT106	4	3	188,5	1241	157	13	147	29	40	76	30
PT107	5	1	200,5	971	67	14	117	36	40	75	33
PT109	5	3	210,5	1295	164	13	152	32	36	63	27
PT110	1	3	162	1363	209	13	156	25	43	81	31
PT121	7	3	156	969	291	12	178	24	40	73	28
PT122	11	0	176,5	1384	241	14	156	27	50	87	33
PT123	1	6	204,5	1194	231	12	160	30	41	80	31
PT124	8	4	201	1185	181	13	143	31	46	75	32
PT125	8	3	197,5	1333	229	11	158	26	40	76	31
PT130	8	2	196,5	971	344		142	23	32	60	24
PT158	4	5	175	1119	181	7	110	25	38	72	30
PT161	5	6	234	879	59	12	106	40	32	73	32
PT168	16	10	139	866	356	9	152	25	29	63	24
PT175	7	2	175	1049	150	7	119	18	36	62	24
PT176	7	8	158	989	219	8	174	24	35	70	24
Max	16	10	286	1384	441	15	185	63	51	87	37
Min	1	0	139	403	37	7	96	18	25	52	18
Prom	5,5	3,5	184,1	979,8	195,4	11,9	144,3	31,1	37,6	70,1	28,7
Desv	4,1	2,6	30,8	249,2	109,0	2,1	27,0	10,0	6,0	9,0	3,9
Coef.Var	0,8	0,7	0,2	0,3	0,6	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1
Coef.Var%	75	73	17	25	56	17	19	32	16	13	13
n=39											

existen elementos que permanecen inmóviles frente a procesos de fraccionamiento y de alteración hidrotermal. Elementos mayoritarios como Al y Ti, y traza como Zr, Nb, Y y las REE (*High Field Strength Elements*, HFSE) generalmente se com-

portan como inmóviles en rocas alteradas hidrotermalmente (MacLean y Kranidiotis 1987, MacLean y Barrett 1993). El grado de inmovilidad puede estimarse según la premisa que indica que la relación entre un par de elementos que se han man-

tenido inmóviles en muestras de rocas que han sido alteradas hidrotermalmente se ordenarán según una disposición altamente correlacionable ($r:0,90-0,99$) según una recta que pasa por el origen (Greensens 1967, Grant 1986, MacLean y Barrett 1993). Un punto de la línea representa la roca no alterada o precursor; los puntos de la línea entre este y el origen representan ganancia de masa, y los ubicados por arriba del precursor, pérdida de masa. La segunda condición es que el elemento inmóvil utilizado para el cálculo de cambio de masa sea un elemento traza altamente incompatible (MacLean y Barrett 1993), con coeficiente de distribución sólido/fundido $< 0,1$.

En suites calcoalcalinas, como es la representada por el Grupo Bahía Laura, los elementos de alto potencial iónico suelen comportarse como compatibles (MacLean y Barrett 1993). Sin embargo, en el caso de un único flujo volcánico, es decir de un precursor único como es el presentado en este caso, y utilizando los procedimientos descritos por MacLean y Kranidiotis (1987), se encontró que la relación entre Zr y Nb del conjunto de muestras alteradas y no alteradas presentan una alta correlación, con un $r = 0,91$ (Fig. 7). Esta relación indica que ambos elementos se han comportado como inmóviles. Por lo tanto se eligió al Zr como elemento inmóvil para el cálculo de balance de masas.

Como precursor se usó el promedio de las muestras 1754 y 1753, con débil alteración propilítica. Para la realización del cálculo de ganancia y pérdida de los elementos móviles, previamente se calculó la masa de la muestra después de la alteración (según el método de MacLean y Barrett 1993), denominada Composición Reconstruida (CR), según la ecuación:

$$CR = \frac{(A \text{ precursor} * B \% \text{ alterada})}{(A \text{ alterada})}$$

Donde A precursor es la concentración del elemento inmóvil incompatible en la muestra inalterada (precursor), A alterada es la concentración del elemento inmóvil incompatible en la muestra alterada y $B \%$ alterada es la concentración del elemento móvil en la muestra alterada.

El cambio de masa (ΔM) responde a la ecuación: $\Delta M = CR - B\%$ precursor, donde $B\%$ precursor es la concentración del elemento móvil del precursor. En la figura 8 se muestran los resultados del balance de masa para la Ignimbrita dacítica ME1. El gráfico muestra un fuerte incremento en las concentraciones de sílice, alúmina y óxido de potasio; disminución de los óxidos de hierro, magnesio, calcio, sodio y en menor medida manganeso; mientras que los óxidos de titanio y fósforo no muestran variaciones apreciables. Las muestras con alteración cuarzo-illita son las que presentan los mayores incrementos en sílice y potasio, mientras que el aumento de alúmina se da en valores similares en ambos tipos de alteración (cuarzo-illita y argílica).

Isótopos estables. *Isótopos de oxígeno y deuterio en cuarzo, sanidina y caolinita:* El análisis isotópico de oxígeno en 14 muestras de sanidina, cuarzo (hidrotermal y de roca) y de oxígeno y deuterio de 4 muestras de caolinitas hidrotermales, permitió plantear algunas consideraciones respecto a la evolución de los fluidos responsables de la alteración hidrotermal y de la mineralización argento-aurífera. En los cuadros 3 y 4 se muestran los resultados de los análisis isotópicos.

Los valores isotópicos de cuarzo y sanidina de ignimbritas, tobas de caída y lavas riolíticas presentan una muy baja dispersión, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ mineral entre 8,2 y 9,6, en equilibrio con fluidos compatibles con aguas magmáticas. En la figura 9 se puede apreciar que los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ del fluido en equilibrio con cuarzo y sanidina de roca (campo gris claro) se superponen al campo de las aguas magmáticas de Sheppard (1986), asumiendo los mismos valores de δD de este autor.

Por otra parte los fluidos en equilibrio con cuarzo de veta ocupan un amplio rango en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ desde composiciones isotópicas análogas a las de los fluidos magmáticos, hasta similares a las aguas meteóricas jurásicas de esa zona del Macizo del Deseado (Cravero *et al.* 1991) aunque, en el caso de las caolinitas, algo más ligeras en δD con respecto a éstas, en

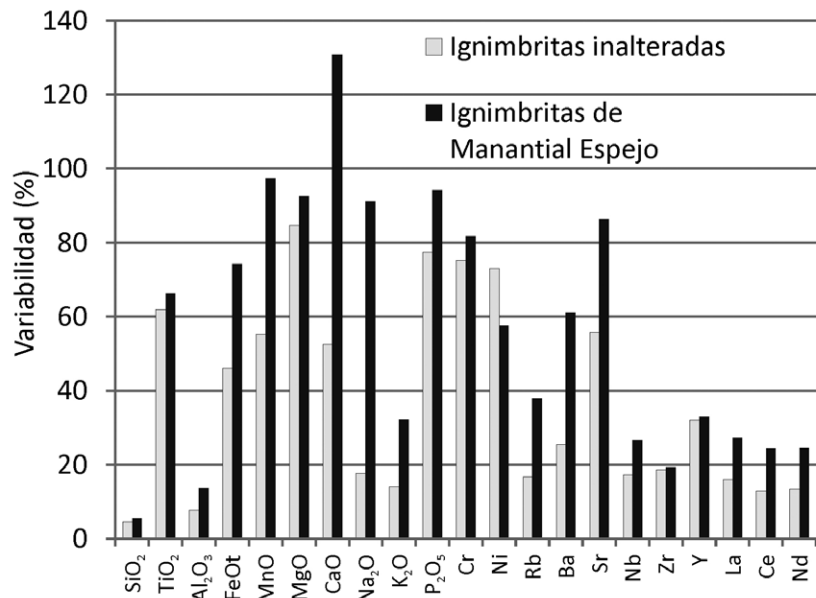


Figura 5: Coeficiente de variación, expresado en forma porcentual, del contenido de elementos mayores (expresados en óxidos) y trazas de ignimbritas inalteradas de la zona central de Macizo del Deseado y de Manantial Espejo. Nótese la baja dispersión de SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, Rb, Nb, Zr, La, Ce y Nd.

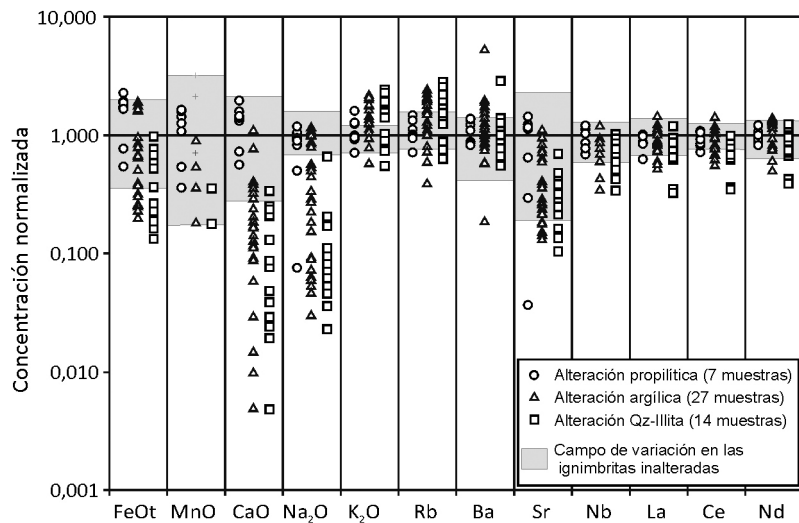


Figura 6: Diagrama de variación donde se observan los contenidos de elementos mayores y trazas en muestras alteradas de Manantial Espejo respecto a valores "normales" del elemento en las ignimbritas inalteradas. La concentración del elemento en cada muestra fue normalizada con el valor medio de ese elemento en las ignimbritas inalteradas

tanto que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los jasperioides se sitúan próximos a los de las aguas meteóricas.

INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La alteración hidrotermal en depósitos epitermales de baja sulfuración general-

mente se dispone en halos rodeando los filones, con una zona de alteración cuarzo-sericitica en las rocas que forman el contacto, rodeada de una zona argílica y ésta por una zona de alteración propilítica (Buchanan 1981, Hedenquist *et al.* 2000, Cooke y Simmons 2000, Echavarría *et al.* 2005, Taylor 2007). Asimismo, se suelen desarrollar sectores con mode-

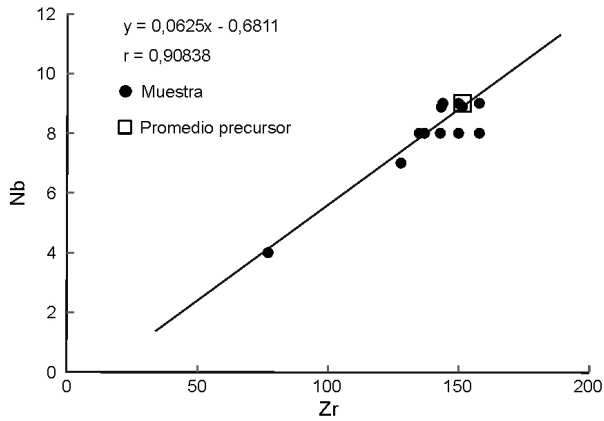


Figura 7: Prueba de correlación Nb/Zr de muestras de la Ignimbrita dacítica ME.1.

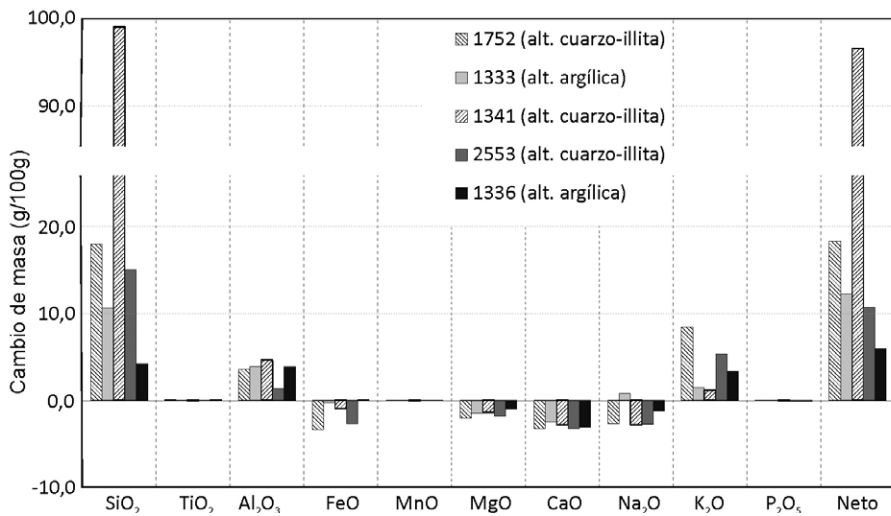


Figura 8: Gráfico de ganancia y pérdida de elementos mayores de muestras más representativas de la Ignimbrita dacítica ME1 con alteración cuarzo-illita y argílica. El valor neto representa la sumatoria de todos los elementos para cada muestra y evidencia la importancia de la sílice en el cambio total de masa.

rada a intensa silicificación, en muchos casos asociados a las zonas superficiales de los depósitos (mantos de calcedonia por debajo del nivel freático o terrazas de sinte r superficiales). En general las alteraciones son de escaso desarrollo, y frecuentemente limitadas a la zona de contacto de los filones.

La silicificación de la roca de caja en Manantial Espejo desarrollada en el contacto con las vetas, se corresponde con la zona mineralógica interna definida por Taylor (2007) para los depósitos de baja sulfuración. Por otra parte, los extensos cuerpos de jasperoides son los que podrían generar distintas interpretaciones en cuanto a su génesis. Según los modelos vigentes de depósitos epitermales de baja sulfuración, la silicificación que forma bancos

subhorizontales puede producirse a partir de distintas situaciones (Hedenquist *et al.* 2000), cuatro de las cuales pueden generar cuerpos silicificados con forma de manto: (a) por precipitación química directa de ópalo donde los fluidos hidrotermales descargan en la superficie cuando el nivel freático intersecta la superficie del terreno en valles o cuencas, formando sinte rs (Sillitoe 1993); (b) por silicificación penetrativa masiva de horizontes porosos controlados por el nivel freático, comúnmente conocida como capa de sílice (*silicacap*, Buchanan 1981) o manto de calcedonia (*chalcedony blanket*, Hedenquist *et al.* 2000); (c) por lixiviación ácida y generación de niveles de sílice porosa o sílice residual en la zona vadosa, y (d) por silicificación de niveles permeables por debajo

del nivel freático.

En uno de los primeros trabajos publicados de Manantial Espejo (Schalamuk *et al.* 1998) se consideró a los mantos con fina estratificación laminada como niveles de sinte r intercalados en tobas finas (tufitas) y asociados a brechas silicificadas. Esta interpretación ubica a estos niveles laminados síliceos como formados en la superficie, en exposición subaérea vinculados a un *hotspring* (de acuerdo al modelo de Buchanan 1981). Sin embargo, la revisión detallada de los niveles síliceos laminados no reveló la presencia de estructuras verticales de crecimiento algal, cuya identificación, junto a evidencias de evaporación, son los únicos criterios diagnósticos de la presencia de un sinte r (White *et al.* 1989). Asimismo, tampoco tienen características texturales, como sílice porosa, propias del producto de la lixiviación ácida generada por aguas calentadas por vapor. En el modelo planteado en este trabajo, y sobre la base de la preservación en ocasiones de las texturas originales, los laminados síliceos son mayormente producto del reemplazo, por migración lateral de los fluidos, de mantos de travertino (estromatolitos o precipitados químicos) y/o tufitas finas, que junto al reemplazo de brechas y tobas de caída forman los cuerpos de jasperoides subhorizontales (Echeveste 2005b).

La silicificación estuvo controlada principalmente por la composición química y permeabilidad del protolito y no necesariamente por la posición del nivel freático ya que afectó de manera selectiva a materiales que ocupaban profundidades similares. En este sentido, Sillitoe (1993) indica que los horizontes silicificados pueden desarrollarse en unidades litológicas permeables por debajo del nivel freático y cita como ejemplo de esta situación a un conglomerado descrito por Muntean *et al.* (1990) para el depósito epitermal Pueblo Viejo de República Dominicana.

Con respecto a la alteración cuarzo-illita, se corresponde con la zona de alteración externa, potásica-sericítica (fílica), de Taylor (2007) y, según lo que sucede actualmente en muchos sistemas geotermales activos (Browne 1978, Simmons y Browne 2000), se habría originado a partir del

ascenso de soluciones cloruradas reducidas, con pH neutro a levemente alcalino (Simpson y Mauk 2007, Simmons *et al.* 2005).

El estudio de ASD permitió determinar que la longitud de onda de absorción del AIOH de la illita, tanto de la alteración cuarzo-illita como argílica, se ubica entre 2,195 a 2,208 μm , con un promedio de 2,204 μm , lo que indica una composición potásica con una débil tendencia paragonítica (Herrmann *et al.* 2001).

La alteración argílica con turmalina de la brecha freatomagmática está genéticamente vinculada con la intrusión de magma riolítico en un ambiente de rocas saturadas en agua. Los fluidos acuosos calientes provenientes del magma, junto al agua freática (aguas calentadas por vapor?), estuvieron involucrados en la formación de la brecha y en la fuerte alteración hidrotermal que la afecta, favorecida por su alta permeabilidad. Estos fluidos, posiblemente con una fase vapor de origen magmático, con contenidos altos de K y elementos volátiles como B, generaron la alteración de plagioclasas con lixiviación de Na y precipitación de adularia y turmalina entre los fragmentos de brecha. Por otra parte, si bien la presencia de turmalina es infrecuente en depósitos epitermales, ha sido reportada en algunos depósitos epitermales de alta sulfuración y sulfuración intermedia asociada a fuerte alteración sericitica y silicificación (Richard *et al.* 2006, Baksheev *et al.* 2012, Fornadel *et al.* 2012), en todos los casos como diseminaciones y vetillas de cuarzo y turmalina en brechas hidrotermales o diatremas.

Con respecto a la alteración propilítica, que afecta principalmente a la unidad Lava andesítica, resulta difícil poder atribuirla positivamente solo a la actividad hidrotermal; es oportuno recordar aquí que las lavas andesíticas de la Formación Bajo Pobre (equivalentes a la unidad Lava andesítica) suelen presentar una moderada a fuerte alteración deutérica propilítica que consiste en reemplazo de los núcleos de las plagioclasas por calcita, alteración de biotitas a cloritas y minerales opacos y alteración del vidrio de la pas-

CUADRO 3: Resultados de análisis isotópico de Oxígeno en muestras de cuarzo (hidrotermal y de roca) y sanidina.

Muestra	Mineral	Procedencia	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}_{\text{SMOW}} \text{‰}$	Temp.	$\Delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}_{\text{SMOW}} \text{‰}$ (Calculado)
2116	Cuarzo	Veta María cuarzo fino	2,4	200°C	-9,2*
2115	Cuarzo	Veta María cuarzo grueso	15,6	250°C	6,6*
2117	Cuarzo	Veta María cuarzo grueso	16,6	250°C	7,6*
2118	Cuarzo	Vetilla del sudoeste	6,7	200°C	-4,9*
1995	Cuarzo	Relleno zona de reemplazo	12,1	180°C	-0,9*
1992	Cuarzo	Jasperoide laminado	12,9	90°C	-11,2*
1763	Cuarzo	Jasperoide laminado	14,4	90°C	-9,7*
1906	Cuarzo	Jasperoide laminado	20,4	90°C	-3,7*
1912	Cuarzo	Lava riolítica ME3	8,7	800°C	8,1**
1752	Cuarzo	Ign. dacítica ME1	9,6	800°C	8,9**
1940	Cuarzo	Lava riolítica ME3	9	800°C	8,4**
1940	Sanidina	Lava riolítica ME3	8,3	800°C	8,4**
1775	Cuarzo	Tobas de caída ME1	9,2	800°C	8,6**
2553	Cuarzo	Ign. dacítica ME1	8,2	800°C	7,6**

CUADRO 4: Resultados de análisis isotópico de oxígeno y deuterio en muestras de caolinitas hidrotermales.

Muestra	Procedencia	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Min}} \text{‰}$	Temp.	$\Delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \text{‰}$ (Calculado)	% H ₂ O	$\delta \text{D Min} \text{‰}$	$\delta \text{D H}_2\text{O} \text{‰}$ (Calculado)
2115	Caja Norte	14,5	150°C	8,9	11,7	-102,9	-85,4
1999	Vetilla	15,5	150°C	9,9	13,9	-99	-81,5
1374	Vetilla	15,4	150°C	9,8	14,0	-102,6	-85,1
2000	Veta María	10,3	150°C	4,7	6,2	-101,4	-83,9

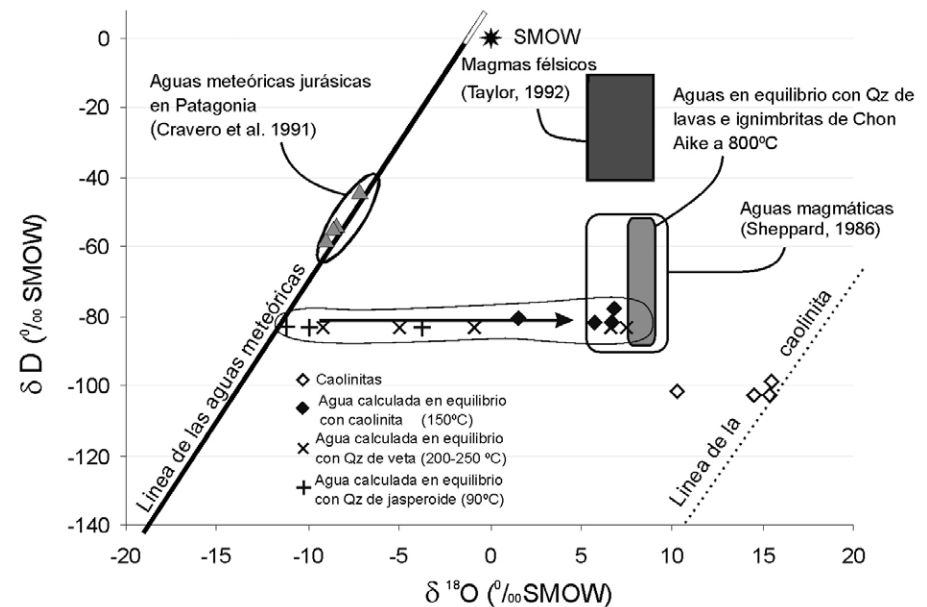


Figura 9: Valores isotópicos de O e H de caolinitas y aguas calculadas en equilibrio con caolinita, cuarzo de roca, cuarzo de vetas y jasperoides de Manantial Espejo (Cuadros 3 y 4). También se han proyectado los campos de las aguas magmáticas (Sheppard 1986), de los magmas félsicos (Taylor 1992) y de las aguas meteorológicas jurásicas próximas al distrito Manantial Espejo calculadas por Cravero *et al.* (1991). La flecha indica una posible evolución de los fluidos de origen principalmente meteórico. Los valores de δD de las aguas calculadas en equilibrio con cuarzo de vetas y jasperoides se han asumido como similares a los valores de δD de las aguas en equilibrio con caolinita.

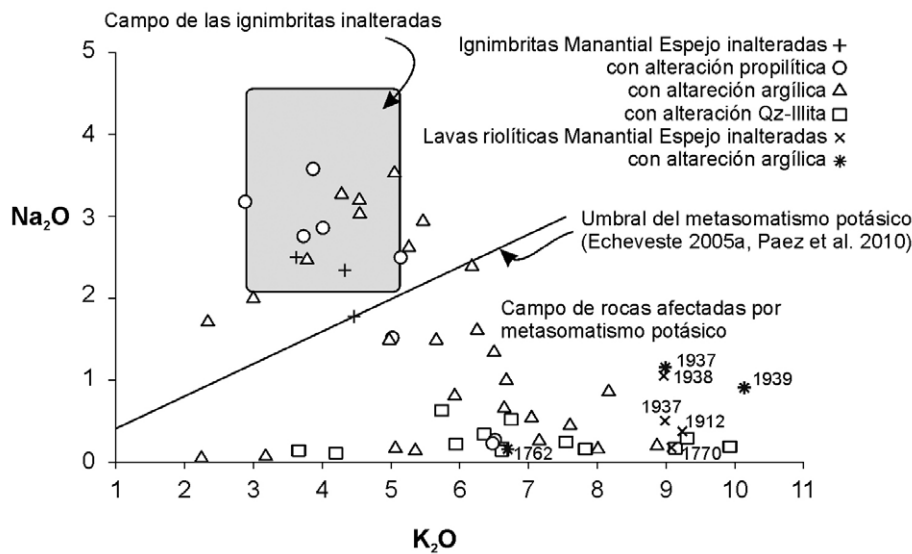


Figura 10: Diagrama de relación K_2O vs Na_2O . Las muestras presentan una alta dispersión en su distribución con un marcado aumento de K_2O y disminución de Na_2O en los tres tipos de alteración, especialmente en la cuarzo-illita y argílica. Es importante destacar los altos contenidos en K_2O y bajos en Na_2O de las lavas riolíticas, a pesar de que la mayoría de ellas no muestran signos de alteración hidrotermal.

ta a cuarzo, carbonatos, clorita y zeolita (Echeveste *et al.* 2001, Guido 2002, Fantauzzi 2003). Por otra parte, la propilitización típicamente clorítica (sin epidoto, excepto en niveles profundos), asociada a yacimientos epitermales de baja sulfuración, suele ocupar un área relativamente grande en torno al depósito mineral, y en algunos casos podría ser de origen deutérico y por lo tanto tener una cuestionable relación genética directa con el sistema hidrotermal (Hedenquist *et al.* 2000).

Geoquímica: Los cambios químicos producto de la alteración hidrotermal en las rocas del distrito, con enriquecimiento K_2O y pérdida de Na_2O , CaO , MgO , FeO y Sr , especialmente en las zonas de alteración cuarzo-illita y argílica, revelan un intenso metasomatismo potásico, común a otros depósitos epitermales de baja sulfuración y sulfuración intermedia de clase mundial (Kontis *et al.* 1994, Gemmell 2007, Warren *et al.* 2007, Booden *et al.* 2011). La existencia de metasomatismo potásico en rocas jurásicas del Macizo del Deseado, especialmente en las de composición riolítica, ha sido reconocida por varios investigadores (Uliana *et al.* 1985, Sruoga 1989, Pankhurst *et al.* 1993); en algunos casos claramente relacionadas a actividad hidrotermal asocia-

da a mineralizaciones epitermales (Moreira 2005, Echeveste 2005a, Echavarría *et al.* 2005, Páez *et al.* 2010). Uliana *et al.* (1985) señalan que relaciones K_2O/Na_2O superiores a 13 indican metasomatismo potásico, es decir que no son representativas de la composición magmática original. Por otra parte, Pankhurst *et al.* (1993), señalan que rocas con concentraciones de K_2O superiores a 6% han sido modificadas por alteración deutérica. En este sentido, Echeveste (2005a) y Páez *et al.* (2010) coinciden en definir un valor de 2,5 para la relación K_2O/Na_2O como umbral para separar las rocas con o sin metasomatismo potásico relacionado con la actividad hidrotermal.

Los análisis químicos de las ignimbritas inalteradas de la zona central del Macizo del Deseado presentan contenidos en K_2O que varían entre 2,93 y 5,04, mientras los de Na_2O varían entre 2,12 y 4,83. Asimismo, la relación K_2O/Na_2O varía entre 0,61 y 1,99. En el diagrama de relación K_2O vs Na_2O (Fig. 10) se han volcado el campo ocupado por las ignimbritas inalteradas y las muestras de Manantial Espejo (ignimbritas, tobas de caída, brechas y lavas riolíticas), obteniéndose en éstas una dispersión de puntos bastante alta. La mayoría de las muestras de Manantial Es-

pejo que se apartan del campo de las rocas inalteradas, lo hacen en general por aumento de K_2O y disminución de Na_2O , de manera creciente desde la alteración propilitica a las alteraciones argílica y cuarzo-illita. Esta variación está controlada principalmente por la pérdida de Na que se produce por la lixiviación de este elemento de las plagioclasas y por la ganancia de K, en algunos casos por el crecimiento secundario de adularia e illita/sericita durante la alteración hidrotermal. De esta manera la relación K_2O/Na_2O puede llegar a valores superiores a 50 (Echeveste 2005a). La recta $K_2O=2,5 Na_2O$ definida por Echeveste (2005a) y Páez *et al.* (2010), representa el umbral que separa a las rocas con metasomatismo potásico, por debajo de ella, de las que no lo poseen, por arriba. No se puede descartar que la alteración argílica de origen meteórico superpuesta haya afectado también la relación entre los álcalis; durante ésta, las plagioclasas pierden sus álcalis transformándose en arcillas, mientras que la sanidina, principal mineral primario portador de K, puede permanecer inalterada, generando de esta manera también relaciones K_2O/Na_2O altas.

En el diagrama de la figura 10 se han discriminado las muestras provenientes de los intrusivos dómicos y diques riolíticos aflorantes al norte de la zona central del distrito que presentan alteración argílica (tres muestras) o están inalterados (cuatro muestras), en todos los casos se ubican en el campo de las rocas afectadas por metasomatismo potásico con relaciones K_2O/Na_2O que varían entre 2,56 y 52,25. El examen microscópico de las lavas inalteradas no revela cambios mineralógicos apreciables, la presencia de plagioclasa es relativamente minoritaria o está muy subordinada respecto a la sanidina, y la matriz está desvitrificada en esferulitas, producto característico de desvitrificación a alta temperatura (Lofgren 1971 a y b). Estas rocas presentan contenidos en K_2O entre 8 y 10% en peso, muy superiores al valor máximo de 5,13 % considerado en este trabajo como normal para ignimbritas y tobas de caída no afectadas por alteración hidrotermal o al de 6,28% recono-

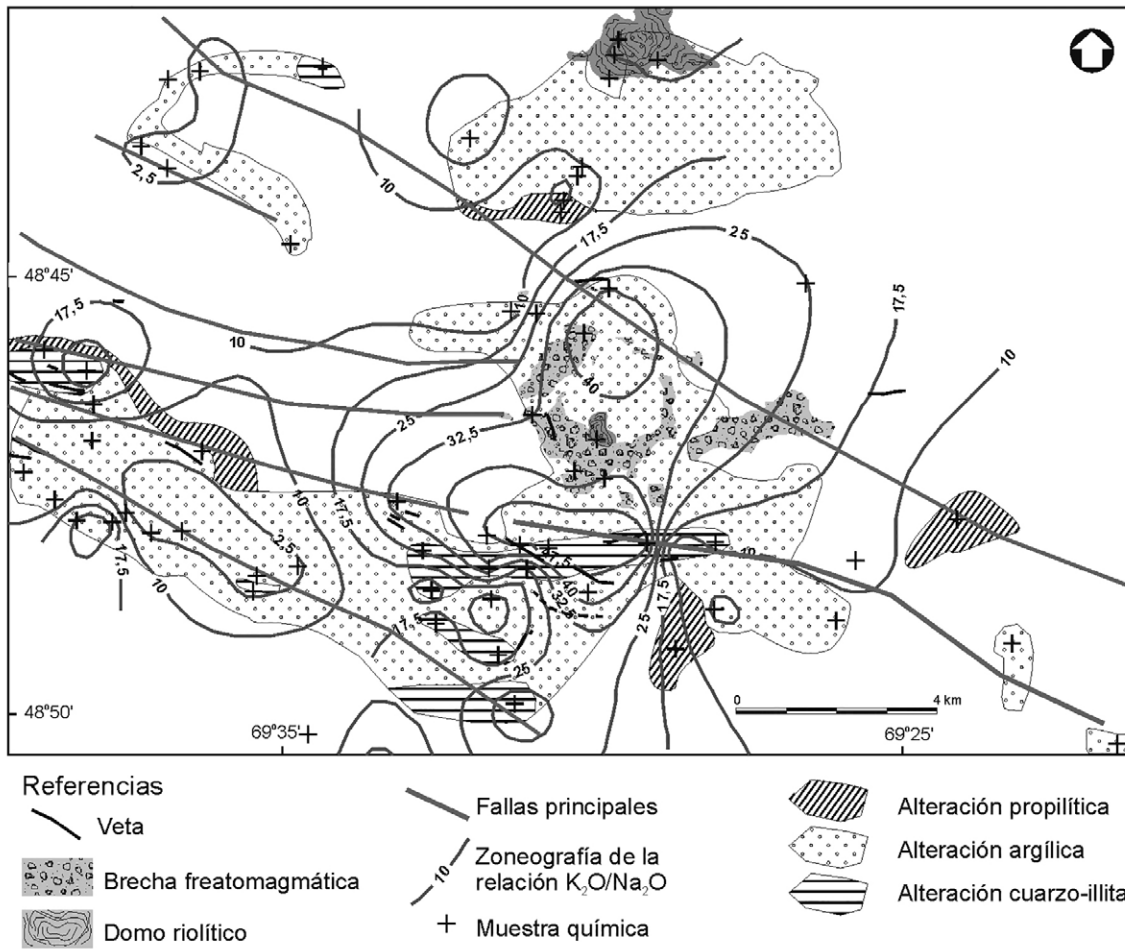


Figura 11: Zoneografía de la relación K_2O/Na_2O . Los valores más altos coinciden con la alteración cuarzo-illita de la zona central de vetas y con la alteración argílica en torno al domo riolítico y brecha freatomagmática asociada.

cido por Páez *et al.* (2010).

Las muy altas relaciones K_2O/Na_2O de estas rocas revelan una relación inicial alta, sin descartar procesos deutéricos posteriores. En efecto, el posible intercambio iónico alcalino (Sruoga 1989) y procesos de hidratación del vidrio durante la desvitrificación están asociados con ganancia de K y pérdida de Na (Pankhurst *et al.* 1998) y resultan en cambios apreciables en la composición química de la roca, especialmente en relación a SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O , K_2O y Na_2O (Lipman 1965, Lofgren 1970, Weaver *et al.* 1990).

En Manantial Espejo resulta claro que gran parte de las rocas afectadas por metasomatismo potásico (Ignimbritas ME1, ME4 y ME5, y brecha freatomagmática), están directamente vinculadas a las alteraciones cuarzo-illita y argílica, caracteriza-

CUADRO 5: Valores de $\delta^{18}O$ del fluido en equilibrio con cuarzo y caolinitas de vetas obtenido en esta investigación comparado por los calculados por otros autores en éste y otros distritos mineros del Macizo del Deseado.

Distrito	$\delta^{18}O$ ‰ calculado del fluido	Referencia
Manantial Espejo	-6,4 a 2,8	Schalamuk <i>et al.</i> 1998
El Dorado-Monserrat	-3,1 a -1,9	Echavarría 1997
Varios (Zona Oriental)	-3,1 a -9,9	Guido 2002
Bajo Pobre	-3,5 a 2	Schalamuk <i>et al.</i> 1999
La Josefina	-11 a 0,1	Moreira 2005
Mina Marta	-8,1 a -2,8	Páez 2012
Cerro Negro	-8,8 a 0,8	Permy Vidal 2014
El Tranquilo-Cerro Leon	-3,1 a 3,7	Jovic 2009
Manantial Espejo	-11,2 a 8,6	Esta investigación

das por la presencia de minerales secundarios con K (adularia, illita, sericita), que crecen en la mayoría de los casos reemplazando a las plagioclasas o rellenado espacios donde éstas fueron totalmente lixi-

viadas (pérdida de Na_2O). Su distribución espacial es similar, aunque más amplia, a la encontrada por Echavarría (1997) en el distrito Dorado-Montserrat; afecta con mayor intensidad a la zona central del dis-

trito en torno a las vetas principales y a la brecha freatomagmática (Fig. 11).

Los fluidos hidrotermales, que producen la alteración en el distrito, estarían fuertemente influenciados por las soluciones residuales de la cristalización de los cuerpos riolíticos someros enriquecidos en K_2O . En este sentido, sobre la base de la proximidad espacial del sector mineralizado con los cuerpos subvolcánicos someros, el trend de datos de $\delta^{18}O$ que representan las aguas en equilibrio con caolinitas y cuarzo de vetas y jasperoides (sin considerar la variación en el δD del fluido) puede ser explicado por la participación de aguas magmáticas. El valor de $\delta^{18}O$ del fluido en equilibrio con cuarzo y caolinitas de vetas obtenido en esta investigación es mayor al calculado por otros autores en éste y otros distritos mineros del Macizo del Deseado (Cuadro 5). Los valores altos de $\delta^{18}O$ del fluido en equilibrio con caolinitas y cuarzo de algunas vetas, en el campo de las aguas magmáticas (Sheppard 1986), indican una marcada participación de éstas en los fluidos responsables de la alteración hidrotermal del distrito. Asimismo, la presencia de turmalina en la alteración argílica de la brecha freatomagmática, que indica la participación de elementos volátiles afines a aguas hidrotermales de origen magmático (Large *et al.* 1996), es también una evidencia que apunta a la intervención de aguas magmáticas en el sistema, relacionadas a las lavas riolíticas muy evolucionadas del área de estudio.

Por lo expuesto, además de la participación de aguas meteóricas en el fluido involucrado responsable de la mineralización del distrito, está claramente indicada la participación de aguas magmáticas, al menos en parte de la alteración hidrotermal.

CONCLUSIONES

La alteración hidrotermal de Manantial Espejo es similar a la de otros depósitos epitermales de baja sulfuración a sulfuración intermedia. La distribución de las distintas asociaciones minerales producto de la alteración hidrotermal está con-

trolada en primer lugar por las principales fracturas que cortan el distrito (fallas normales) y en segundo término, especialmente para el caso de la silicificación, por la porosidad y receptividad de la roca encajante. La silicificación penetrativa de travertinos formados en un ambiente de *hotspring* asociados a tufitas y brecha freatomagmática constituye niveles de jasperoides que se extienden ampliamente en la zona central del distrito, ocupando un intervalo estratigráfico bastante restringido. Adyacente a las vetas se presenta una zona de alteración cuarzo-illita, con este último mineral reemplazando a plagioclasa y biotita, con adularia y piritita subordinada. Una zona de alteración argílica rodea a la anterior, con una distribución superficial mucho más amplia, con turmalina en la brecha freatomagmática que rodea a un pequeño domo riolítico. La alteración propilítica está limitada a las unidades volcánicas andesíticas y dacíticas, en el primer caso posiblemente como producto de alteración deutérica. La alteración hidrotermal se pone de manifiesto también en modificaciones químicas de las rocas encajantes, especialmente por la incorporación de K_2O y pérdida de Na_2O , produciendo una amplia aureola de metasomatismo potásico en el distrito. La composición isotópica (^{18}O) calculada para los fluidos en equilibrio con cuarzo y caolinita indica que los fluidos responsables de la alteración estaban compuestos por una mezcla de aguas meteóricas con aguas magmáticas enriquecidas en K_2O . Los fluidos provenientes de los intrusivos subvolcánicos someros, producen una fuerte alteración sobre la brecha freatomagmática con deposición de turmalina como mineral indicador de la presencia de volátiles en los mismos. Las lavas presentan una elevada relación K_2O/Na_2O , producto de la combinación de una característica propia de un magma muy evolucionado (contenidos elevados en K_2O) y de procesos de alteración deutérica. La modificación química se manifiesta a nivel mineralógico por la destrucción parcial a total de las plagioclasas y crecimiento secundario de illita/sericita y adularia.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el marco del proyecto BID 802/OC AR PID 32/98. Se agradece al Dr. Raúl Fernández y a un revisor anónimo por la detallada lectura del manuscrito y sus invaluable comentarios y opiniones que permitieron mejorar y enriquecer el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alperin M., Echeveste H., Fernández R. y Bellieni G. 2007. Análisis estadístico de datos geoquímicos de volcanitas jurásicas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 200-209.
- Ametrano S. y Echeveste H. 1996. La adularia del distrito aurífero Manantial Espejo. Provincia de Santa Cruz. Argentina. Su interpretación metalogénica. III Reunión de Mineralogía y Metalogénesis: 49-54, La Plata.
- Bakshiev, I.A., Plotinskaya, O.Y., Yapaskurt, V.O., Vigasina, M.F., Bryzgalov, I.A., Groznova, E.O. y Marushchenko, L.I. 2012. Tourmaline from Deposits of the Birgil'da-Tomino Ore Cluster, South Urals. *Geology of Ore Deposits* 54: 458-473.
- Booden, M.A., Mauk, J.L. y Simpson, M.P. 2011. Quantifying Metasomatism in Epithermal Au-Ag Deposits: A Case Study from the Waitakauri Area, New Zealand. *Economic Geology* 106: 999-1030.
- Browne, P.R.L. 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 6: 229-250.
- Buchanan L.J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Arizona Geological Society Digests* 14: 237-262.
- Busà, T., Fantauzzi, G., Bellieni, G., Echeveste, H., Fernández, R. y Piccirillo, E.M. 2004. Geodynamic implications of the Deseado Massif volcanism (Patagonia, Argentina). 14th Annual Goldschmidt Conference 5.2: 589, Copenhagen.
- Cooke, D.R. y Simmons, S.F. 2000. Characteristics and genesis of epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology* 13: 221-244.
- Cravero, F., Domínguez, E. y Murray, H. 1991. Valores $\delta^{18}O$ en caolinitas indicadoras de un clima templado-húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. Re-

- vista de la Asociación Geológica Argentina 46: 20-25.
- Echavarría, L. 1997. Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz: descripción e implicancias genéticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 491-503.
- Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B. y Etcheverry, R.O. 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 415-432.
- Echeveste, H. 2005a. Metalogénesis del distrito argento-aurífero Manantial Espejo, Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 251 p., La Plata.
- Echeveste, H. 2005b. Travertinos y jasperoides de Manantial Espejo, un ambiente hot spring jurásico. Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12: 23-39.
- Echeveste H. 2010. Control estructural de la mineralización epitermal del distrito Manantial Espejo, Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 325-334.
- Echeveste, H. y López, L. 2014. Balance de masa en la evaluación de la alteración hidrotermal de Manantial Espejo, un yacimiento epitermal de plata y oro. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: T5-25, Córdoba.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Llabrás, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Piccirillo, E. y De Min, A. 1999. Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike. Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 182-185, Salta.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Llabrás, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Piccirillo, E. y De Min, A. 2001. Relaciones entre las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 548-558.
- Echeveste, H., Rodríguez, M.E. y López, L. 2010. Caracterización de la alteración hidrotermal del yacimiento epitermal (Ag-Au) Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 10° Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 179-186, Río Cuarto.
- Fantauzzi, G. 2003. Magmatismo Giurassico del Macizo Deseado (Argentina): estudio petrologico e sue implicazion i geodinamiche. Tesis Doctoral, Universita Degli Studi di Trieste (inédito), 221 p., Trieste.
- Féraud, G., Alric V., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller M. 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172: 83-96.
- Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada de Palomera, P. y Tessone, M. 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 665-681.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales 1: 17-19, Buenos Aires
- Fisher, R. y Schmincke, H. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer, 472 p, Berlin.
- Fornadel, A.P., Voudouris, P. Ch., Spry, P.G. y Melfos V. 2012. Mineralogical, stable isotope, and fluid inclusion studies of spatially related porphyry Cu and epithermal Au-Te mineralization, Fakos Peninsula, Limnos Island, Greece. *Mineralogy and Petrology* 105: 85-111.
- Gemmell, J.B. 2007. Hydrothermal Alteration Associated with the Gosowong Epithermal Au-Ag Deposit, Halmahera, Indonesia: Mineralogy, Geochemistry, and Exploration Implications. *Economic Geology* 102: 893-922.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M., y Allard, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- Gifkins, C., Herrmann, W. y Large, R. 2005. Altered volcanic rocks - A guide to description and interpretation. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 275 p. Australia.
- Gilg, H.A. y Sheppard, S.M.F. 1996. Hydrogen isotope fractionation between kaolinite and water revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 529-533.
- Grant, J.A. 1986. The isocondiagrama simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.
- Gresens, R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2: 47-65.
- Guido, D. 2002. Geología y metalogénesis del sector oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 226 p., La Plata.
- Guido, D. y Schalamuk, I. 2003. Genesis and exploration potential of epithermal deposits from the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. En: Eliopoulos, D. (eds.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Balkema I: 489-492, Rotterdam.
- Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E. y Cakir, Z. 1999. Travertines: using travertines in active faults studies. *Journal of Structural Geology* 21: 903-916.
- Hedenquist, J., Arribas, A. y Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology* 13: 245-278.
- Herrmann, W., Blake, M., Doyle, M., Huston, D., Kamprad, J., Merry, N. y Pontual, S. 2001. Short wavelength infrared (SWIR) spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulphide deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland. *Economic Geology* 96: 939-955.
- Japas, M.S., Sruoga, P., Kleiman, L.E., Gayone, M.R., Maloberti, A. y Comito, O. 2013. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la Provincia Silíceá Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 16-30.
- Jovic, S. 2009. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área el Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédita), 267 p., La Plata.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Kontis, E., Kelepertsis, A.E. y Skounakis, S. 1994. Geochemistry and alteration facies associated with epithermal precious metal mi-

- neralization in an active geothermal system, northern Lesbos, Greece. *Mineralium Deposita* 29: 430-433.
- Large, R.R., Doyle, M.G., Raymond, O.L., Cooke, D. R., Jones, A.T. y Heasman, L. 1996. Evaluation of the role of Cambrian granites in the genesis of world-class VHMS deposits in Tasmania: *Ore Geology Reviews* 10: 215-230.
- Lesta, P. y Ferello, R. 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (ed.), *Geología Regional Argentina: Academia Nacional de Ciencias*, 601-653, Córdoba.
- Lipman, P.W. 1965. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. *USGS Bulletin* 1201-D: 24 p.
- Lofgren, G. 1970. Experimental devitrification rate of rhyolite glass. *Geological Society of America Bulletin* 81: 553-560.
- Lofgren, G. 1971a. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research* 76: 5635-5648.
- Lofgren, G. 1971b. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. *Geological Society of America Bulletin* 82: 111-124.
- Lovering, T.G. 1972. Jasperoid in the United States - its characteristics, origin, and economic significance. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 710: 1-164.
- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. y Paton, D. 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology* 20: 287-308.
- MacLean, W.H. y Barrett, T.J. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: 109-133.
- MacLean, W.H., y Kranidiotis, P. 1987. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration - Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology* 82: 951-62.
- Marchionni, D., de Barrio, R., Tessone, M., Del Blanco, M., y Echeveste, H. 1999. Hallazgo de estructuras estromatolíticas en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 173-176.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R. y Clayton, R.N. 1978. Mechanisms of hydrothermal crystallization of quartz at 250°C and 15 kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42: 173-182.
- Moreira, P., 2005. *Geología y Metalogénesis del Distrito La Josefina, Macizodel Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédita)*, 383 p., La Plata.
- Moreira P., Echeveste H., Fernández R., Hartmann L., Santos J. y Schalamuk I. 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold-silver ore in the Deseado Massif, Patagonia, Argentina, based on Manantial Espejo and La Josefina prospects. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 253: 25-40.
- Muntean, J.L., Kesler, S.E., Rusell, N, y Polanco, J. 1990. Evolution of the Monte Negro acid sulfate Au-Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic: Important factor in grade development. *Economic Geology* 85: 1738-1758.
- Páez, G.N. 2012. Génesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata (inédita)*, 241 p., La Plata.
- Páez, G.N., Ruiz, R., Guido, D.M., Jovic, S.M. y Schalamuk, I.B. 2010. The effects of K-metasomatism in the Bahía Laura Volcanic Complex, Deseado Massif, Argentina: Petrologic and metallogenic consequences. *Chemical Geology* 273: 300-313.
- Pan American Silver Corp. 2014. Manantial Espejo. <http://www.panamericansilver.com/spanish/operaciones/argentina/manantial-espejo/>.
- Pankhurst, R.S. y Rapela, C. W. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23-36.
- Pankhurst, R.J., Sruoga, P. y Rapela, C.W. 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos ChonAike y El Quemado a los 47°30' L.S. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 171-178, Mendoza.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. y Riley, T.R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.
- Panza, J., Marín G. y Zubia M. 1998. Hoja Geológica 4969-I, Gobernador Gregores, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín* 239, 104 p., Buenos Aires.
- Pentecost, A., 1995. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Reviews* 14: 1005-1028.
- Pentecost, A. y Viles, H.A. 1994. A review and re-assessment of travertine classification. *Geographie physique et Quaternaire* 48:305-314.
- Permy Vidal, C. 2014. Caracterización detallada de la mineralización en veta Eureka, y su comparación con otras mineralizaciones del Distrito Cerro Negro, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito)*, 204 p. La Plata.
- Ramos, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A collisional history. *Episodes* 11: 168-175.
- Ramos V. 2002. Evolución Tectónica. En: Haller, M. (ed), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio 15° Congreso Geológico Argentino*: 365-387, El Calafate.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. y Ullrich, T. 2006. Geology of the Sari Gunay Epithermal Gold Deposit, Northwest Iran. *Economic Geology* 101:1455-1496.
- Riley, T., Leat, P., Pankhurst, R. y Harris, C. 2001. Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42: 1043-1065.
- Rios, F., Fuzikawa, K., Schalamuk, I. y Pimenta, M. 1994. Resultados preliminares del estudio de IF en cuarzo mineralizado del área Manantial Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz., *Reunión Mineralogía y Metalogenia, Actas* 2: 345-351, Mendoza.
- Schalamuk, I.B., Rios, F., Fuzikawa, K. y Pimenta, M. 1995. Fluid inclusions studies in auriferous-quartz deposits of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Actas del 13° ECROFI. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 18: 220-221.
- Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, R. 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12: 173-186.
- Schalamuk, I.B., Echeveste, H., Etcheverry, R. y Ametrano, S. 1998. Metalogénesis del yacimiento de oro-plata "Manantial Espejo", Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.

- Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales 50: 217-236, Buenos Aires.
- Schalamuk, I.B., de Barrio, R., Zubia, M., Genini, A. y Echeveste, H. 1999. Provincia Au-roargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Zappettini, E. (ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188, Buenos Aires.
- Sheppard, S. 1986. Stable isotope in high temperature geological processes. En: Valley, J., Taylor, H. y O'Neill, J. (eds.), Capítulo 6. Reviews in Mineralogy 16: 165-184, Washington.
- Sheppard, S. y Gilg, H.A. 1996. Stable isotope geochemistry of clay minerals, Clay Minerals 31: 1-24.
- Sillitoe, R.H. 1985. Ore related brecciation in volcano-plutonic arcs. Economic Geology 80: 1467-1514.
- Sillitoe, R.H. 1993. Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. Geological Association of Canada Special Paper 40: 403-417.
- Simmons, S.F. y Browne, P.R.L. 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. Economic Geology 95: 971-999.
- Simmons, S.F., White, N.C. y John, D.A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. En: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. y Richards, J.P. (eds.), Economic Geology One Hundredth Anniversary 1905-2005: 485-522, Littleton.
- Simpson, M.P. y Mauk, J. L. 2007. The Favona Epithermal Gold-Silver Deposit, Waihi, New Zealand. Economic Geology 102: 817-839.
- Sruoga, P. 1989. Estudio petrológico del plateau ignimbrítico jurásico a los 47°30' lat. S. Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inérita), 400 p., La Plata.
- Stipanović, P. y Reig, A. 1956. El "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.
- Taylor, B. 1992. Degassing of H₂O from rhyolite magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. Japan Geological Survey Report 279: 190-194.
- Taylor, B. 2007. Epithermal gold deposits. En: Goodfellow, W.D. (ed.), Mineral Deposits of Canada, A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5:113-140.
- Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. y Gust, D. 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40: 231-253.
- Wallier, S. 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (-gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral, University of British Columbia (inérita), 383 p., Vancouver.
- Warren, I., Simmons, S.F. y Mauk, J.L. 2007. Evaluating Hydrothermal Alteration, Mass Changes, and Compositional Gradients Associated with Epithermal Au-Ag Mineralization. Economic Geology 102: 923-948.
- Weaver, S.D., Gibson I.L., Houghton, B.F. y Wilson, C. 1990. Mobility of rare earth and other elements during crystallization of peralkaline silicic lavas. Journal of Volcanology and Geothermal Research 43: 57-70.
- White, N.C., Wood, D.G., y Lee, M.C. 1989. Epithermal sinters of Paleozoic age in north Queensland, Australia. Geology 17: 718-722.
- Zheng Y. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta 57: 1079-1091.

Recibido: 25 de agosto de 2015
Aceptado: 12 de abril de 2016