

# PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD IGNEA QUEBRADA BLANCA, SIERRA DE LA HUERTA, PROVINCIA DE SAN JUAN

Brígida CASTRO de MACHUCA<sup>1,2,3</sup>, Alicia CONTE-GRAND<sup>2,3</sup>, Sandra PONTORIERO<sup>2,3</sup>, Diego MORATA<sup>4</sup>, Celina SUMAY<sup>2,3</sup>, Estela MEISSEL<sup>2,3</sup> y Maria Gimena LÓPEZ<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> CONICET. E-mail: bcastro@unsj-cuim.edu.ar

<sup>2</sup> Instituto de Geología (INGEO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. San Juan, Argentina.

<sup>3</sup> Departamentos de Geología y de Geofísica y Astronomía, FCEF, UNSJ, San Juan.

<sup>4</sup> Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP-CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago de Chile.

## RESUMEN

La unidad ígnea Quebrada Blanca (Pérmico Superior-Triásico Inferior), que intruye al basamento cristalino de la sierra de La Huerta, Sierras Pampeanas Occidentales, es el término más diferenciado de un grupo de rocas ígneas de edad y características similares. Está compuesta por un cuerpo hipabisal de pórfido riolítico, una brecha hidrotermal-intrusiva en la que se distinguen dos facies con marcadas diferencias texturales y composicionales, y diques felsíticos/riolíticos. Esta asociación rocosa define la raíz de una diatrema expuesta por la erosión. La génesis de la brecha estuvo asociada a la cristalización del pórfido riolítico, al brechamiento explosivo y a la exsolución de fluidos magmático-hidrotermales que fracturaron la caperuzza solidificada del intrusivo y las rocas metamórficas circundantes, transportando los fragmentos hacia niveles más superficiales. El pórfido se terminó de emplazar con posterioridad, probablemente ocupando el conducto alimentador. Los datos geoquímicos indican para estas litologías contenidos altos en sílice, carácter subalcalino, calcoalcalino de alto K, y afinidad metaluminosa a débilmente peraluminosa. Los contenidos de elementos litófilos de gran radio iónico son altos mientras que los de Sr, P y Ti son bajos. Presentan enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE con la relación  $(La/Yb)_N = 3,37$  a  $13,67$ . Las características geoquímicas son compatibles con las de rocas ígneas generadas en arcos volcánicos. Esta unidad es correlacionada tentativamente con la sección superior (dacítica-riolítica) del Grupo Choiyoi, y se la asigna a las etapas finales de la evolución del arco magmático continental emplazado a lo largo del borde occidental de Gondwana a partir del Carbonífero superior.

**Palabras clave:** *Pórfido riolítico, brechas magmáticas-hidrotermales, magmatismo gondwánico, Grupo Choiyoi, Sierras Pampeanas Occidentales.*

## ABSTRACT

*Petrology and geochemistry of the Quebrada Blanca Igneous Unit, Sierra de La Huerta, province of San Juan.*

The Quebrada Blanca igneous unit (Upper Permian-Lower Triassic) intruding the crystalline basement of the Sierra de La Huerta, Western Sierras Pampeanas, is the most differentiated member of a group of similar age and magmatic features distributed in the cited range. It comprises a hypabyssal rhyolite porphyry, a hydrothermal-intrusive breccia wherein two facies with contrasting texture and composition were distinguished, and felsite/rhyolite dikes. This association defines the root zone of a diatreme-type breccia which has been exposed by erosion. Breccia formation was associated with crystallization of the porphyry rhyolite, explosive brecciation, and exsolution of magmatic hydrothermal fluids which broke off and carried upward fragments of the solidified porphyry carapace and metamorphic wall rocks. The rhyolite porphyry was emplaced afterwards probably occupying the feeder conduit. The geochemistry data indicate a high-silica, subalkaline, high-K calc-alkaline and metaluminous to slightly peraluminous affinity for the Quebrada Blanca Igneous Unit. Large-ion lithophile elements contents are high whilst Sr, P and Ti contents are low. They show enrichment of LREE and HREE depletion ( $La/Yb_N = 3.37$  to  $13.67$ ). Geochemical characteristics are compatible with igneous rocks related to volcanic arcs. The studied rocks are tentatively correlated to the dacitic-rhyolitic upper section of the Choiyoi Group and could be assigned to the final stages of the continental magmatic arc developed along the western margin of Gondwana since the Late Carboniferous.

**Keywords:** *Rhyolite porphyry, magmatic-hydrothermal breccias, gondwanic magmatism, Choiyoi Group, Western Sierras Pampeanas.*

## INTRODUCCIÓN

La quebrada Blanca, en la sierra de La Huerta, distrito minero Marayes, se conoce desde épocas coloniales por sus yacimientos de plomo-cinc-plata y oro intensamente explotados. Estos depósitos minerales se vinculan genéticamente con cuerpos ígneos volcánicos-subvolcánicos a los que Ramos *et al.* (1988) reunieron colectivamente en la Formación El Temblor o Riolita El Temblor por su similitud con afloramientos reconocidos en el área del cerro El Temblor, en la quebrada Rosarito, unos 4 a 4,5 km en línea recta al NNO del área de estudio.

En este trabajo, las litologías ígneas aflorantes en la quebrada Blanca se agrupan en una unidad denominada unidad ígnea Quebrada Blanca, entendiendo como unidad ígnea al conjunto de cuerpos ígneos de similar composición litológica que se intruye y/o se extruye al mismo tiempo, con pasajes transicionales entre ellos, durante un pulso de mayor intensidad de la actividad magmática de una región (Llambías 2008). Esta unidad comprende un cuerpo hipabisal/subvolcánico de pórfido riolítico (Riolita Quebrada Blanca), un cuerpo de brechas magmático-hidrotermales y diques felsítico-riolíticos que intruyen al basamento cristalino que conforma la sierra.

Las brechas constituyen la litología más ampliamente extendida y fueron clasificadas originalmente como tobas por Stoll (1958). Castro de Machuca y Bastías (1983) reconocieron por primera vez la presencia de una brecha de tipo hidrotermal intrusiva, en tanto Ramos *et al.* (1988) las consideraron como brechas volcánicas. Más recientemente, Sumay *et al.* (2008) las interpretaron como resultado de la intrusión forzada de fluidos magmático-hidrotermales (*push up breccias*, Taylor y Pollard 1993), que comprende tanto a las brechas de diatremas como a las brechas hidrotermales intrusivas.

La edad correspondiente al Pérmico Superior más alto-Triásico Inferior de  $246 \pm 8$  Ma (método K/Ar sobre roca total) obtenida por Ramos *et al.* (1988) en la

brecha riolítica de la quebrada Blanca, permite asignar esta actividad volcánica a las etapas póstumas del ciclo orogénico-metalogénico gondwánico (*ca.* 250-290 Ma, Ramos 1999). La actividad magmática del mencionado ciclo en el área ha sido corroborada por Castro de Machuca *et al.* (1998, 2005, 2007). Esta edad, así como las características petrográficas y geoquímicas de la unidad ígnea Quebrada Blanca permiten incluirla dentro del Grupo Choiyoi, desarrollado tanto a lo largo del cinturón orogénico del borde occidental de Gondwana como en el antepaís (Llambías 1999). El evento magmático Choiyoi en el antepaís tuvo amplia distribución al sur de los 36° S en el macizo Norpatagónico y en el bloque de Chadileuvú, pero está escasamente representado al norte de esa latitud y sólo se encuentran algunos núcleos magmáticos pequeños y aislados en las Sierras Pampeanas, como los de la sierra de La Huerta (Llambías 1999).

En este trabajo se dan a conocer las principales características petrográficas y geoquímicas de las rocas que componen la unidad ígnea Quebrada Blanca, y se plantean las implicancias tectonomagmáticas.

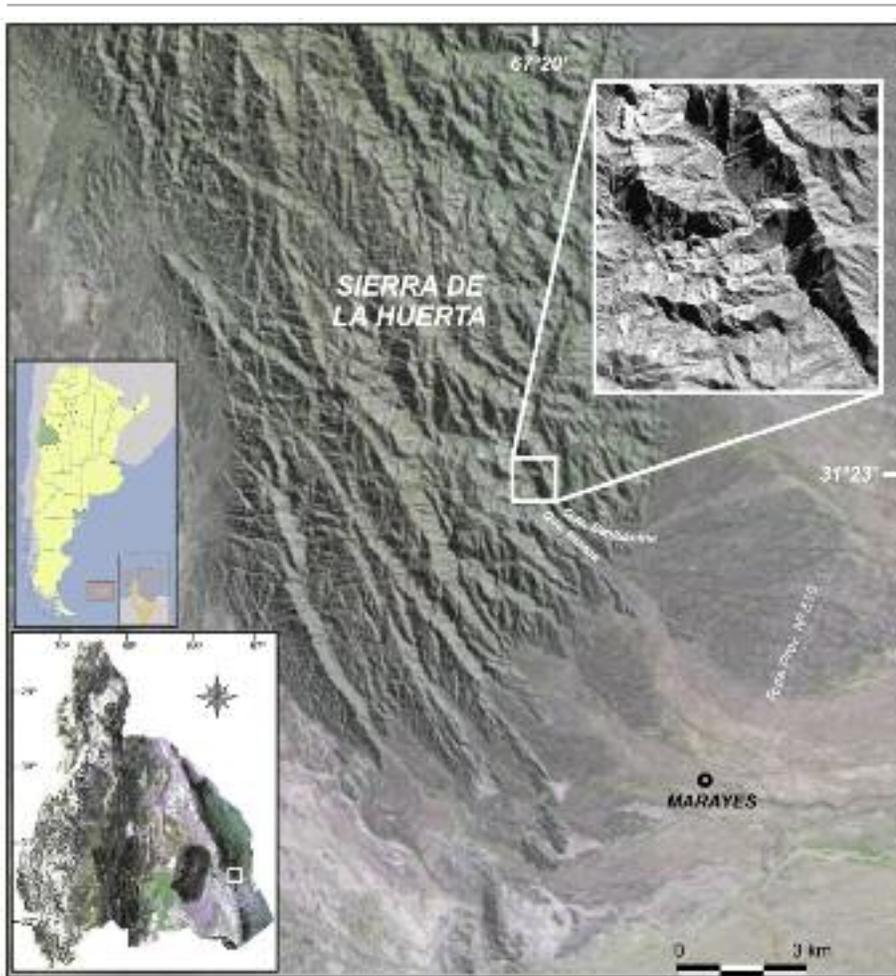
## UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio está ubicada en el faldedo sudeste de la sierra de la Huerta, en el tramo medio-inferior de la quebrada Blanca aproximadamente a los 31°23'30"S y 67°19'56"O, a unos 150 km al este de la ciudad de San Juan y a unos 10 km al norte de la localidad de Marayes (Figs. 1 y 2). La sierra de la Huerta pertenece a la unidad morfoestructural de las Sierras Pampeanas Occidentales (Caminos 1979). Está constituida por un basamento ígneo-metamórfico de edad proterozoica-paleozoica inferior y alto grado de metamorfismo. En el área de trabajo afloran gneises biotítico-granatíferos-sillimaníticos, anfibolitas y mármoles intruidos por metagabros, metadioritas y metatonalitas que forman parte del arco magmático famatiniano emplazado en el borde oriental de la sierra.

La quebrada Blanca presenta un recorrido anormalmente largo y recto que indica un marcado control estructural, de carácter regional, con orientación promedio N35°O. En las fotografías aéreas e imágenes satelitales, la unidad ígnea Quebrada Blanca se destaca como una anomalía de relieve y color que abarca alrededor de 1 km<sup>2</sup>. El relieve abrupto y áspero y la tonalidad gris oscura que caracterizan al basamento cristalino, pasan a un relieve suave y a un color gris claro en coincidencia con los afloramientos ígneos. La red de drenaje (tributarios de cuarto orden) en este sector está poco desarrollada y tiene tendencia a ser radial; toda la zona se encuentra topográficamente deprimida. La Riolita Quebrada Blanca se emplaza aproximadamente en el centro de la anomalía y motiva el desarrollo de una pronunciada curva en el curso de la quebrada (Figs. 1 y 2).

## PETROGRAFÍA DE LA UNIDAD ÍGNEA RIOLITA QUEBRADA BLANCA

El centro eruptivo de la quebrada Blanca tiene una estratigrafía simple, está compuesto por un cuerpo hipabisal de pórfido riolítico (Riolita Quebrada Blanca), localmente una brecha autoclástica con textura en mosaico, un cuerpo principal de brecha de carácter explosivo, y diques felsíticos y riolíticos asociados. Su forma en planta es aproximadamente elipsoidal, de unos 1200 m por 700 m de diámetros mayor y menor, respectivamente. El conjunto tiene una forma general de cono invertido y se intruye en el basamento cristalino. En el cuerpo principal de brecha se distinguen dos facies en continuidad física, una sección basal (facies proximal) con textura clasto-soportada que contiene mayoritariamente clastos juveniles riolíticos, y una sección superior (facies distal) con textura matriz-soportada compuesta por grandes bloques de rocas del basamento. Se aprecia una gradación en sentido vertical desde la brecha distal que pasa transicionalmente a la facies proximal la que a su vez pasa hacia abajo al pórfido riolítico.



**Figura 1:** Mapa de ubicación e imagen satelital de la sierra de La Huerta, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan, con localización del área de estudio.

tico, responsable del brechamiento.

### Riolita Quebrada Blanca (*nov. nom*)

Visto en planta el afloramiento tiene forma elipsoidal elongada en dirección NE y dimensiones reducidas ( $\approx 600$  por  $250$  m) (Fig. 2), aunque perfiles magnéticos realizados en el área (Machuca *et al.* 2000) indican un mayor desarrollo en profundidad en dirección al S-SE. Su relieve es suave alcanzando una altura máxima de unos  $50$  m sobre el nivel de la quebrada (Fig. 3a y b). Posee contactos intrusivos netos con la brecha que la rodea (facies proximal), en la que eventualmente se introduce a modo de apófisis. En algunos de esos contactos se aprecia desarrollo local de una facies autoclastica con textura en mosaico (*jigsaw-fit breccia*, *jigsaw puzzle breccia*, McPhie *et al.* 1993) que grada

transicionalmente a la riolita maciza (Fig. 3c). El mecanismo más aceptable para la formación de esta textura es la fragmentación no explosiva producida por autobrechamiento (McPhie *et al.* 1993).

La Riolita Quebrada Blanca tiene color rosa anaranjado y está fuertemente diaclasada con abundantes dendritas de manganeso en los planos de diaclasas. La textura es porfírica, compuesta por  $25$ - $40$  % de fenocristales tabulares de feldespatos con tamaños entre  $1$  y  $3$  mm, y escasos de cuarzo y biotita en pasta afanítica (Fig. 3d). El feldespato potásico es dominante como fenocristales subhedrales a euhedrales, con macla de Carlsbad y alteración arcillosa leve a moderada (Fig. 3e), a veces con textura glomeroporfírica. La plagioclasa (oligoclasa) es subhedral, posee estructura zonal y maclas polisintéticas

de albita. Está alterada a sericita-calcita y por lo general los bordes están alcalinizados. El cuarzo se encuentra en individuos anhedrales, con contornos engolfados y en ocasiones con bordes de crecimiento secundario. La biotita es muy escasa y casi siempre está alterada a mica blanca o clorita con segregación de minerales de hierro y titanio a lo largo de los planos de clivaje. Como minerales accesorios hay escaso apatito, rutilo y circón. La pasta consiste en un intercrecimiento granofírico de feldespato potásico y cuarzo (Fig. 3f), que varía a microgranular en las zonas de borde del pórfido. Dicho intercrecimiento contiene abundantes inclusiones fluidas primarias de tamaño muy pequeño que indicarían que el desarrollo de la textura granofírica a partir del fundido silicatado estuvo acompañado por escape de volátiles. Esta textura es común en cuerpos intrusivos someros y sugiere una pérdida súbita del fluido acuoso que provoca sobrefriamiento (*undercooling*) muy rápido a partir de un magma fuertemente saturado y cristalización simultánea de ambos minerales, que no tienen tiempo para desarrollar cristales independientes (Lowenstern *et al.* 1997, Vernon 2008).

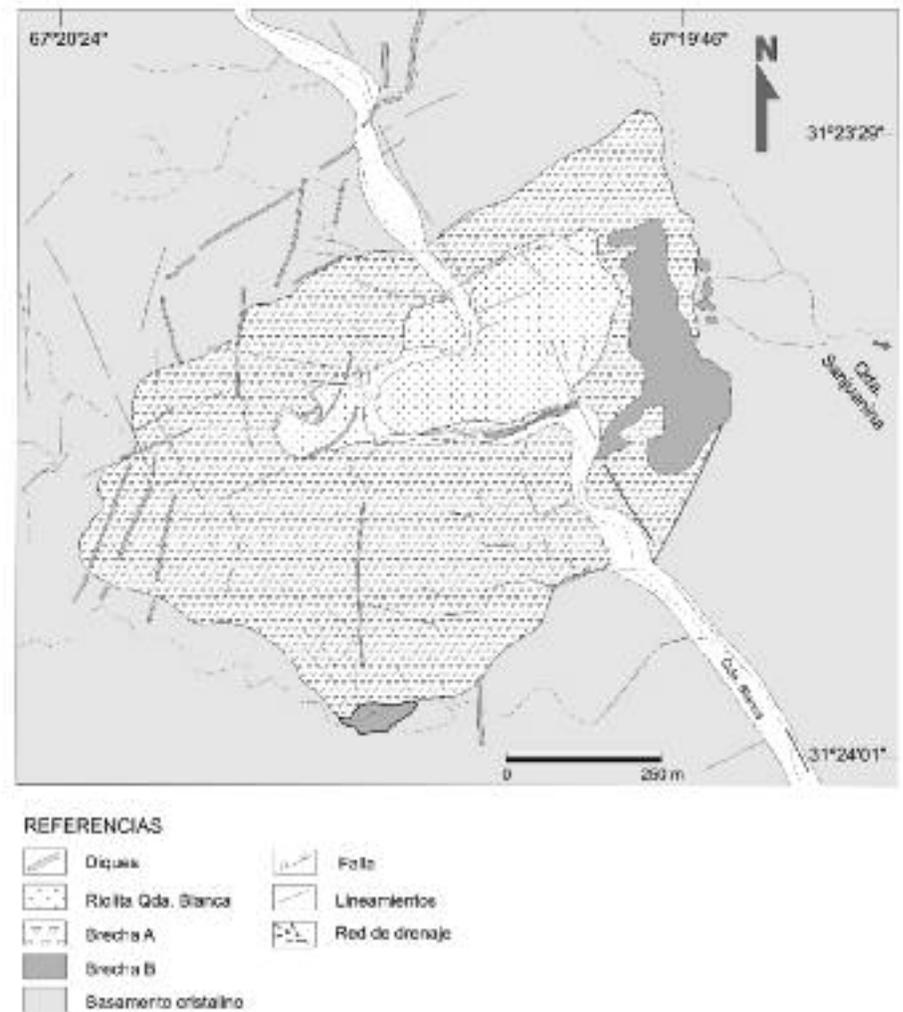
La Riolita Quebrada Blanca posee alteración filica moderada a intensa, de manera excepcional y puntual hay alteración potásica con neoformación de feldespato potásico secundario a partir de venillas que reemplazan parcial a totalmente a los fenocristales de feldespatos. La alteración propilítica se limita a la cloritización de la biotita y a venillas muy finas de calcita. El afloramiento está cortado por venillas de espesores milimétricos de cuarzo blanco lechoso que conforman *stockwork* y contienen pirita, que también se encuentra diseminada en escasa cantidad ( $\leq 1\%$ ).

De acuerdo a las observaciones de campo, la Riolita Quebrada Blanca habría comenzado a intruirse con anterioridad a la formación de la brecha magmática-hidrotermal, y finalizado su intrusión luego del desarrollo de la misma. La erosión eliminó la cubierta rocosa sobre el intrusivo y posibilitó su exposición.

## Brechas

La litología más destacada de la unidad ígnea Quebrada Blanca en cuanto a la magnitud de los afloramientos es la brecha que rodea y cubre parcialmente a la Riolita Quebrada Blanca, con una dimensión vertical aflorante de alrededor de 80 m (Fig. 3a y b). En base a la ubicación espacial de la brecha respecto del pórfido riolítico, así como a sus características petrográficas, se distinguieron dos facies brechosas: a) una facies inferior o proximal con clastos juveniles riolíticos dominantes y cemento hidrotermal de sericita+cuarzo, y b) una facies superior o distal con grandes fragmentos de rocas del basamento cementados por clorita+epidoto, a las que Sumay *et al.* (2008) denominaron Brecha A y Brecha B respectivamente. El cambio de facies se aprecia nítidamente en sentido vertical, no así en el horizontal. A medida que nos alejamos del probable centro emisor (coincidente con el emplazamiento de la Riolita Quebrada Blanca, Fig. 2), disminuye gradualmente la cantidad de fragmentos ígneos y aumenta la proporción y el tamaño de los fragmentos metamórficos, hasta hacerse dominantes. El grado de brechamiento decrece hacia el interior y hacia abajo en el cuerpo de brecha.

La facies proximal es la de mayor extensión areal y espesor aflorante, y la más interesante por su mineralización metalífera diseminada. En su base muestra una rápida transición al pórfido riolítico fracturado (*jigsaw-fit breccia*), mientras que hacia el techo hay una transición gradual a la facies brechosa distal. En raras ocasiones, en la parte basal de esta brecha se observa una pseudoestratificación o laminación burda, con alternancia de capas de espesores centimétricos de distinta granulometría (Fig. 4a). Rodea completamente a la Riolita Quebrada Blanca con desarrollo preferencial hacia el O-SO; el contacto entre ambas litologías es neto y de tipo intrusivo, con las rocas del basamento hay contactos intrusivos netos y otros claramente tectónicos como el del borde SE del centro eruptivo. Del estudio geofísico realizado por Machuca *et al.* (2000)



**Figura 2:** Mapa geológico de la unidad ígnea Quebrada Blanca (UIQB), sierra de La Huerta, provincia de San Juan.

se infiere el control estructural en el emplazamiento de la unidad ígnea Quebrada Blanca. El contacto neto hacia el NO entre la brecha y el basamento cristalino se vincula a una falla, y en el borde sur, el contacto se resuelve mediante una brecha de falla en las metadioritas y metatonalitas del basamento.

Para el análisis petrográfico se adoptaron los criterios propuestos por Taylor y Pollard (1993) y Corbett y Leach (1998) quienes diferencian tres componentes en una brecha: fragmentos, matriz y espacios abiertos. La matriz comprende tanto los minerales cementantes depositados por los fluidos hidrotermales, como el material rocoso de grano más fino pero de idéntica composición que los fragmentos que

rellenan los espacios entre estos últimos. Para distinguir entre las dos facies se tuvo en cuenta la textura clasto -o matriz- soportada, tipo, tamaño, forma y abundancia de los fragmentos, matriz y/o material cementante, grado y tipo de alteración, mineralización y posición estratigráfica, entre otros. Los clastos < 2 mm se consideraron como parte de la matriz (Davies *et al.* 2008). En ninguna de las dos facies se reconocieron espacios vacíos, ni agregados de minerales secundarios que sugirieran relleno de dichos espacios. La brecha proximal es una roca maciza que tiene una proporción mayor o una representación casi exclusiva de fragmentos ígneos juveniles de color rosa pálido (Fig. 4b), en una matriz de color pardo



**Figura 3:** a) Principales litologías que componen la unidad ígnea Quebrada Blanca, sierra de La Huerta. RQB: Riolita Quebrada Blanca, BP: facies brechosa proximal, BD: facies brechosa distal; b) afloramiento de la RQB rodeado por el cuerpo de brecha. La facies brechosa distal corona el conjunto; c) brecha en mosaico (*jigsaw-fit breccia*) en el intrusivo riolítico en contacto con la facies brechosa proximal; d) muestra de la RQB donde se aprecia la textura porfírica. Diámetro del anillo de referencia 1,8 cm; e) fenocristal euhedral de feldespato potásico con macla de Carlsbad en pasta microgranular granofírica (NX); f) detalle del intercrecimiento granofírico desarrollado en forma epitaxial a partir de un fenocristal de cuarzo (NX). NX: polarizadores cruzados.

claro a gris verdoso oscuro según la alteración dominante (fílica o propilítica, respectivamente). La alteración fílica (sericita + cuarzo  $\pm$  piritita) es la más difundida, mientras que la alteración propilítica (clorita + calcita + epidoto) se restringe a la periferia de la brecha pero se extiende a las rocas del basamento.

La textura dominante es clasto-soportada gradando a matriz-soportada (Fig. 4c), con fragmentos de rocas ígneas juveniles ( $\approx$  58 % del total de la roca), de cristales de feldespatos y cuarzo mono y policristalino ( $\approx$  14 %) y de rocas del basamento ( $\approx$  3 %), cuyo tamaño varía entre 2 mm y 15 cm, con un rango dominante entre 2 a 3 mm. Es común la mezcla de fragmentos subangulosos y subredondeados, siendo los últimos más abundantes en los rangos de tamaño medio y pequeño. La tendencia al redondeamiento de los fragmentos y la presencia de matriz sugieren cierto grado de atrición interclastos producida por el movimiento dentro de la brecha (*wear abrasion*, Jébrak 1997), proceso comúnmente desarrollado a cierta profundidad. En menor medida, el redondeamiento puede deberse a corrosión causada por los fluidos hidrotermales.

El material juvenil comprende los fragmentos o partículas enfriadas directamente del magma eruptivo, incluyendo los fragmentos de la caperuza del pórfido riolítico. Corresponden a rocas cuarzo-feldespáticas con intensa alteración fílica y texturas felsítica, esferolítica, microgranular, micropoiquilitica, hasta textura porfírica similar a la del intrusivo hipabisal. Muchos exhiben bordes irregulares y reabsorbidos que sugieren emplazamiento en estado aún fundido (Fig. 4d). Los cristales y fragmentos cristalinos de cuarzo y feldespatos tienen tamaño promedio  $<$  0,7 mm, por lo que se los incluye mayormente como parte de la matriz. El cuarzo tiene extinción ondulante, microfracturación, rebordes por crecimiento secundario y abundantes inclusiones fluidas secundarias. Los clastos de feldespato potásico y plagioclasa están sericitizados y/o alterados a calcita. Los fragmentos de rocas del basamento, en su mayo-

ría metatonalitas y metadioritas propilitizadas, son algo más angulosos y de mayor tamaño que los ígneos. La matriz está integrada por los mismos componentes pero de grano más fino ( $\approx$  0,3 mm promedio), mientras que el cemento de sericita  $\pm$  cuarzo y/o clorita + calcita  $\pm$  epidoto se distribuye en forma intersticial. La mineralización metálica ( $\approx$  5% del total de la roca) corresponde a piritita  $\pm$  calcopiritita y se encuentra finamente diseminada en la matriz, aunque algunos fragmentos están fuertemente piritizados lo que sugiere un evento mineralizador previo y que continuó durante el brechamiento. La abundancia de clastos juveniles derivados del intrusivo madre es característica de la zona de raíz de una diatema y constituye una fuerte evidencia de la contribución magmática en la formación de la brecha (Corbett y Leach 1998, Davies *et al.* 2008).

La transición de la facies proximal a la distal se manifiesta por la desaparición progresiva de los fragmentos ígneos juveniles y el cambio en el tipo de alteración. Los contactos entre ambas facies son gradacionales a difusos en tramos de pocos centímetros. La alteración propilítica sobrepuesta le otorga a la facies distal color gris verdoso oscuro que contrasta con el color pardo claro de la alteración fílica dominante en la facies proximal. Hacia la parte superior y hacia los bordes del cuerpo de brecha, los fragmentos de rocas de caja aumentan de tamaño y en cantidad gradando a la megabrecha que típica la facies distal, con dominio casi absoluto de bloques de las litologías del basamento (Fig. 4e y f). El transporte vertical provoca la mezcla caótica de los bloques y la proporción de matriz se incrementa debido a la comminución experimentada, por lo tanto la textura es matriz-soportada, mientras que el grado de redondeamiento de los fragmentos disminuye. Esta facies se dispone en los sectores marginales y más elevados del centro eruptivo, conformando el “techo” de la unidad ígnea Quebrada Blanca. Ha sido fuertemente erosionada quedando sólo relictos o colgajos en las partes topo-

gráficamente más elevadas. Los principales afloramientos se encuentran en el filo que separa las quebradas Blanca y Sanjuanina (Fig. 2). Parte de esta brecha colapsó y quedó englobada como bloques erráticos de dimensiones métricas inmersos en la brecha proximal. Se trata de una brecha polimíctica que contiene clastos de todas las litologías que conformaban las paredes y la cubierta metamórfica en torno a la unidad ígnea Quebrada Blanca, principalmente metatonalitas, metadioritas y subordinados gneises biotítico-granatíferos, cuyo tamaño varía de un par de centímetros hasta más de 2 m de diámetro (Fig. 4f). También incluye fragmentos ajenos a las rocas adyacentes, como granitos, pegmatitas y escasos de andesitas basálticas que preservan la mineralogía y textura originales. Son angulosos a subangulosos, raras veces subredondeados. En proporción muy subordinada y de mucho menor tamaño hay clastos ígneos juveniles, muy alterados, similares a los descritos para la facies proximal. Se observan fragmentos cristalinos de hornblenda, plagioclasa, escaso cuarzo y folias de biotita procedentes de las litologías del basamento. La matriz tiene idéntica composición que los fragmentos mayores y el cemento es un agregado de clorita - calcita  $\pm$  epidoto  $\pm$  apatito y en menor proporción sericita - cuarzo. Algunos clastos presentan mineralización pre-brechamiento; los fluidos hidrotermales circulantes durante la formación de la brecha depositaron escasa piritita diseminada en la matriz.

### Diques

Como manifestaciones póstumas de la actividad magmática y aprovechando fracturas, se intruyeron varios diques que cortan al basamento metamórfico, a las brechas y al cuerpo hipabisal, con contactos netos. Tienen dirección dominante NNE aunque con inflexiones y bifurcaciones a lo largo de su recorrido y, al atravesar la unidad ígnea Quebrada Blanca, se desvían para tomar dirección NE a E-O. Debido a su continuidad regional, se los identifica con claridad en las fotografías aéreas.



**Figura 4:** a) Facies brechosa proximal con pseudolaminación dada por la alternancia de niveles de espesores centimétricos de material fino y otros más gruesos; b) muestra de la brecha proximal con predominio de fragmentos juveniles de composición riolítica englobados por cemento hidrotermal. Diámetro del anillo de referencia 1,8 cm; c) textura fragmental clasto-soportada con clastos ígneos juveniles con contactos puntuales entre ellos, y escasos de cuarzo y metamorfitas propilitizadas en una matriz de grano fino con cemento sericitico (N//); d) fragmento ígneo juvenil con borde irregular de material sericitico (NX); e) facies brechosa distal con bloques angulosos a subangulosos del basamento cristalino; f) facies brechosa distal con bloques de meta-dioritas, granitos, pegmatitas y gneises en una matriz propilitica; g) dique riolítico de color rosa anaranjado intenso intruido en el basamento cristalino; h) esferulita feldespática en la pasta del dique riolítico (NX). N//: polarizadores paralelos, NX: polarizadores cruzados.

as desde la quebrada Sanjuanina hasta la quebrada San Pedro, unos 2 a 2,5 km al sur del área de estudio. En base a la textura y composición se diferenciaron:

*Diques felsíticos:* afíricos, de color verde pálido a pardo amarillento, con marcada estructura de flujo y fuertemente diaclasados. Sus espesores varían entre 2 y 6 m. Están constituidos por un agregado muy fino de cuarzo y feldespato fuertemente sericitizado en el que a menudo se encuentran microesferolitas propias de desvitrificación a alta temperatura y con alto grado de sobreenfriamiento (McPhie *et al.* 1993). Los fenocristales de cuarzo y feldespato potásico son muy escasos (< 1 %) o están ausentes. La alteración filica es muy intensa, con abundantes hojuelas y paquetes de folias de sericita, y mosaiquillos y venillas de cuarzo secundario y calcita, que determinan el color de la roca. *Diques riolíticos:* porfíricos y de color rosa anaranjado intenso que se destacan en el terreno por su mayor resistencia a la erosión (Fig. 4g). Entre ellos se encuentra un dique de rumbo variable N a NE de unos 10 m de espesor, que se intruye en la metatonalita para luego ramificarse al atravesar la brecha y tomar una dirección NE a E-O (Fig. 2). Los contactos con las rocas de caja son netos y fragmentos de las mismas suelen ser incluidos en las zonas de borde. Se trata de una roca maciza, escasamente porfírica con  $\leq 10\%$  de fenocristales euhedrales de feldespatos parcialmente corroídos, y subhedrales a euhedrales de cuarzo en una pasta esferolítica a microgranular-micropoiquilítica de composición cuarzo-feldespática, con abundante sericita y algunos mosaiquillos de calcita (Fig. 4h). Según lo observado en el terreno, los diques riolíticos cortan y/o se interdigitan con los felsíticos.

## GEOQUÍMICA DE LA UNIDAD ÍGNEA QUEBRADA BLANCA

Para el análisis químico (Cuadro 1) se seleccionaron 22 muestras, 9 de la Riolita Quebrada Blanca (muestras C4, C18, C18', C33, C38, C39, CQ2, Ce51 y B44-09), 9

de los diques felsítico-riolíticos (muestras C9, Ce1, Ce7, Ce'8, Ce32, Ce32', M21', B29 y Bl2), 2 de la brecha proximal (muestras Ce3 y Ce49) y 2 de fragmentos juveniles riolíticos separados de esta última (muestras Ce'23 y B33-09). El carácter penetrativo de la alteración hidrotermal limitó la disponibilidad de rocas frescas, habiéndose seleccionado las menos alteradas (pérdida por ignición variable entre 0,52 a 2,27 % a 1000°C). Una excepción la constituyen los diques felsíticos que poseen abundantes componentes volátiles con valores de pérdida por ignición (LOI) de hasta 5,58 %. Los análisis se realizaron en los laboratorios de *ALS Chemex*, Vancouver, Canadá, utilizando espectrometría de emisión atómica en plasma acoplado inductivamente (ICP-AES) para la determinación de los elementos mayores, y espectrometría de masa en plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) para los elementos traza y tierras raras. En todos los casos las muestras fueron medidas previa fusión con borato de litio. Los límites de detección instrumental son los siguientes: elementos mayoritarios  $\pm 0,01\%$ ; Cs, Ho, Lu, Tb, Tm  $\pm 0,01$  ppm; Er, Eu, Pr, Sm, Yb  $\pm 0,03$  ppm; Dy, Gd, Th, U  $\pm 0,05$  ppm; Ga, Nd, Sr, Ta  $\pm 0,1$  ppm; Hf, Nb, Rb  $\pm 0,2$  ppm; Ba, Ce, Co, La, Tl, Y  $\pm 0,5$  ppm; W  $\pm 1$  ppm; Mo, Zr  $\pm 2$  ppm; Cu, Ni, Pb, V, Zn  $\pm 5$  ppm y Cr  $\pm 10$  ppm.

En el diagrama de clasificación química basado en el contenido total de álcalis versus el contenido total de sílice (Fig. 5a), las muestras se agrupan en su totalidad en el campo de las riolitas, excepto las muestras de la brecha proximal (muestras Ce3 y Ce49) con fuerte alteración filica y participación de componentes del basamento metamórfico que se localizan en el campo de las dacitas, con contenidos menores en SiO<sub>2</sub> y valores más altos de MgO y CaO que las riolitas.

Seis de las muestras analizadas y todas pertenecientes al grupo de los diques felsíticos-riolíticos (muestras B29, C9, Ce7, Ce'8, Ce32 y M21) exceden los límites del diagrama por sus contenidos de SiO<sub>2</sub> > 75%. Respecto de la alcalinidad, todas

las muestras se distribuyen en el campo subalcalino.

Puesto que, tanto la sílice como los álcalis pueden haber sido movilizados por el hidrotermalismo, la clasificación se contrastó con la propuesta por Winchester y Floyd (1977) (Fig. 5b) que utiliza elementos traza -considerados inmóviles-, como base de la clasificación. En este último caso, los resultados, indican para el pórfido riolítico y los clastos ígneos juveniles una composición química más afín a la de las riolitas, en tanto los diques son claramente riolíticos. Según el diagrama K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> para rocas de arcos magmáticos (Fig. 5c) la mayoría corresponden a riolitas calcoalcalinas de alta sílice (70,3% a 79% SiO<sub>2</sub>) y alto potasio (2,59 % a 6,22% K<sub>2</sub>O). El contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varía entre 11,35% y 14,75% y, en relación con la saturación de alúmina, se advierte una transición del campo metaluminoso al débilmente peraluminoso (relación A/CNK entre 0,94 a 1,22 para el pórfido riolítico), con una tendencia peraluminosa creciente de los diques riolíticos (Fig. 5d). El carácter metaluminoso de la brecha proximal, con valores de A/CNK < 1, puede deberse al aporte de los minerales que componen los clastos metamórficos, principalmente metadioritas, incluidos en la brecha.

El contenido de ciertos elementos traza en estas rocas es especialmente indicativo. Los diagramas multielementales normalizados al MORB y al manto primordial (Fig. 5e y f) tienen diseños aserrados y fuertemente irregulares, con marcado enriquecimiento en elementos litófilos de gran radio iónico (*LILEs*) como Cs, Rb, Ba, Th, K y Pb, y notables anomalías negativas de Sr, P y Ti. Las anomalías negativas de estos elementos a los que se suma el Eu, podrían indicar cierto grado de cristalización fraccionada en la cámara magmática, siendo los principales minerales participantes plagioclasa (Sr, Eu), ilmenita (Ti) y apatito (P). No obstante, los bajos contenidos de P (< 0,01 a 0,08 %) podrían ser también explicables por procesos de asimilación de materiales corticales (Fitton 1987).

**CUADRO 1:** Análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas de la unidad ígnea Quebrada Blanca, sierra de La Huerta. Riolita Quebrada Blanca.

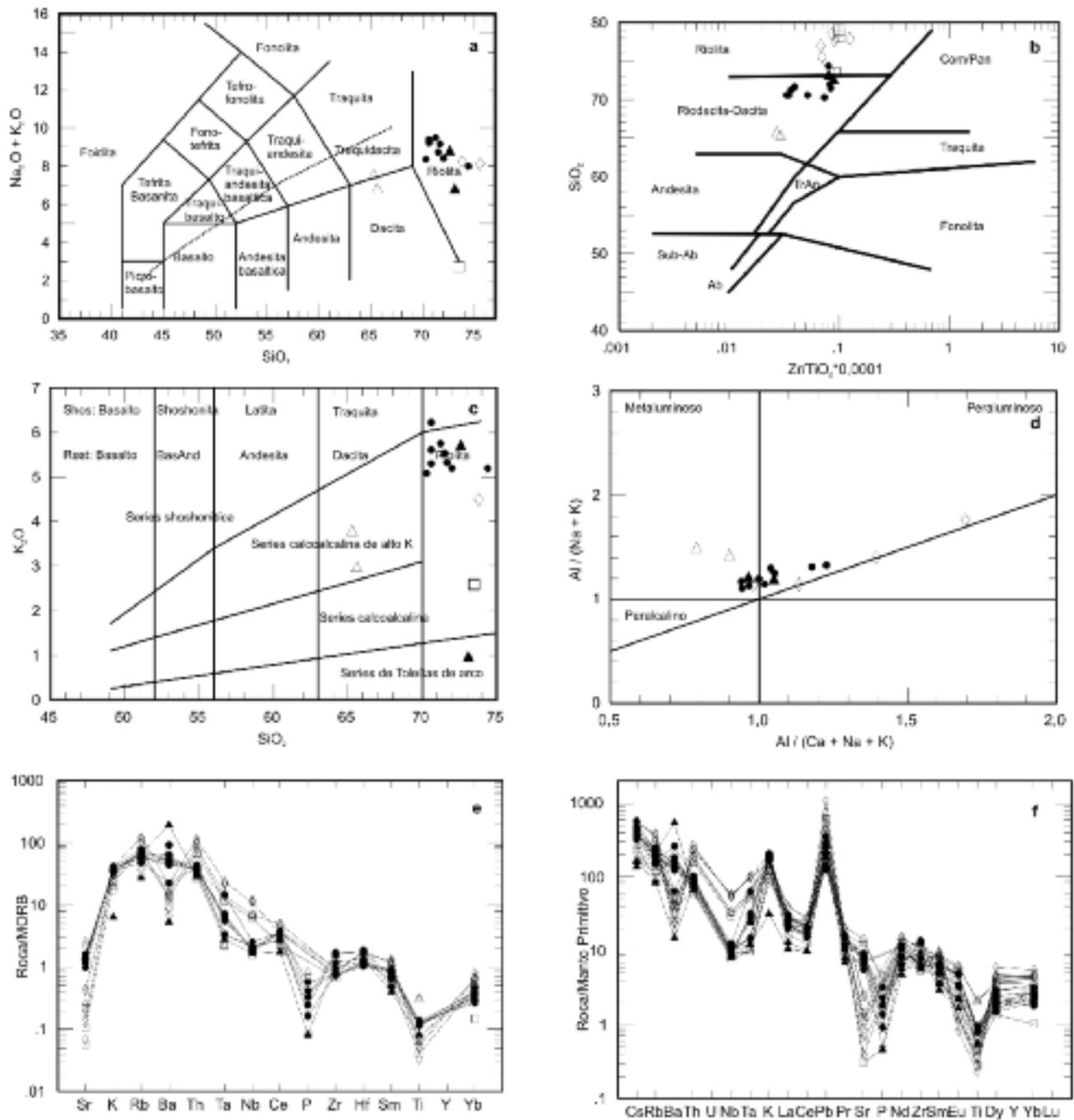
Muestra	Litología	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	Ho
B29	Dique	79	11,35	1,86	0,26	0,16	0,09	3,59	0,06	0,05	<0,01	1,7	262	22,3	<0,5	<10	2,92	13	2,17	1,43	0,22	1,85	3,1	0,48
B33-09	FJ	73,1	12,8	1,32	1,46	0,4	5,83	0,95	0,18	0,03	0,04	2,09	104	17,4	0,7	10	1,28	7	1,31	0,89	0,36	1,42	4,2	0,29
B44-09	RQB	70,3	14,15	2,11	1,49	0,32	3,29	5,08	0,21	0,06	0,05	1,8	896	29	1,5	10	3,66	70	1,65	1,05	0,55	2,01	4,3	0,35
BI2	Dique	73,5	11,7	2,11	3,16	0,86	0,14	2,59	0,1	0,06	<0,01	5,58	283	32,4	5,7	<10	1,34	<5	1	0,51	0,43	1,7	2,9	0,18
C9	Dique	77,9	12,2	1,14	0,11	0,22	0,07	4,73	0,05	0,02	<0,01	2,39	269	28,9	<0,5	<10	4,25	<5	4,44	2,63	0,14	3,56	3,9	0,92
CQ2	RQB	72	14,5	2,23	0,49	0,3	3,23	5,19	0,18	0,03	0,04	2,1	1820	38,2	3	10	3,15	50	2,14	1,35	0,83	2,67	4,2	0,44
Ce7	Dique	78,3	11,9	1,34	0,08	0,17	0,07	3,68	0,06	0,02	0,01	2,49	186	29,3	0,5	<10	3,59	11	2,88	1,81	0,34	2,62	3,2	0,63
Ce'23	FJ	72,6	13,35	2,3	0,79	0,24	3,1	5,7	0,12	0,03	0,01	1,2	3810	17,8	7,4	10	1,08	<5	1,39	1,16	0,28	1,27	3,3	0,35
Ce38	RQB	71,5	14,75	1,95	0,69	0,28	3,21	5,53	0,18	0,02	0,04	1,7	1260	27,3	2,3	10	4,47	20	1,78	1,19	0,58	1,95	4,3	0,38
Ce51	RQB	74,4	12,8	1,64	1,06	0,18	2,81	5,19	0,18	0,04	0,03	1,5	447	27,2	1,1	20	2,53	40	1,22	0,84	0,38	1,46	4,4	0,25
Ce4	RQB	70,6	14,4	2,46	1,29	0,38	3,64	5,61	0,2	0,05	0,07	1,69	1080	35,8	<0,5	8	2,9	24	1,5	0,95	0,8	2,42	2,5	0,35
Ce18	RQB	71,24	14,21	1,93	0,85	0,22	3,76	5,75	0,18	0,04	<0,01	1,55	944	36,3	<0,5	8	2,8	16	1,15	0,85	0,8	2,22	2,5	0,25
Ce18'	RQB	70,6	13,7	2,29	1,57	0,23	3,03	6,22	0,17	0,06	<0,01	2,27	1020	37,4	<0,5	7	3,55	18	1,45	1,1	0,8	2,53	3	0,35
Ce33	RQB	71,67	13,66	2	1,12	0,32	3,86	5,32	0,18	0,06	0,05	1,81	1070	36,1	0,5	8	3,7	8	1,5	0,9	0,8	2,31	2,7	0,35
Ce39	RQB	70,6	13,76	2,43	1,16	0,46	4,1	5,3	0,2	0,06	0,02	1,2	867	38	0,6	9	3,2	23	1,91	1,1	0,8	2,62	2,8	0,42
Ce1	Dique	73,81	13	1,14	1,08	0,15	3,75	4,49	0,1	0,05	<0,01	1,76	301	49,1	<0,5	6	1,3	5	3,33	2	0,61	3,5	3,9	0,61
Ce'8	Dique	77,66	12,13	1,14	0,15	0,18	0,16	6,12	0,08	0,03	<0,01	2,09	431	34,4	<0,5	7	4,35	9	3	1,9	0,22	3,11	4,4	0,6
Ce32	Dique	77,02	12,32	1,29	0,03	0,13	3,45	4,75	0,12	0,03	0,02	0,52	312	49,6	0,6	10	1,7	6	3,25	1,94	0,51	3,5	4,1	0,61
Ce32'	Dique	75,52	12,22	1,26	0,91	0,13	3,55	4,57	0,1	0,01	<0,01	1,59	136	31,3	<0,5	6	1,9	6	3,52	2,13	0,22	3,91	4,2	0,81
M21'	Dique	78,51	11,6	1,22	0,03	0,17	1,58	5,24	0,08	0,01	<0,01	1,17	172	30,5	<0,5	5	4,55	4	3,25	1,92	0,22	3,33	4,3	0,6
Ce3	BP	65,6	14,15	2,63	4,61	1,65	3,84	2,96	0,44	0,11	0,08	3,48	1440	47,5	5	120	2,07	28	2,76	1,71	1,07	3,68	3,5	0,56
Ce49	BP	65,3	14,2	3,58	3,13	2,38	3,64	3,77	0,47	0,07	0,1	2,98	1125	35,4	6,5	120	1,3	26	2,69	1,59	1	3,42	4,1	0,52
		La	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sm	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
B29	Dique	11,4	0,25	<2	21,3	8,8	<5	11	2,65	138	2,04	13	2,1	0,32	13,2	0,9	0,23	3,02	<5	11	13,1	1,66	68	61
B33-09	FJ	7,3	0,17	<2	7,1	7,7	<5	13	2,27	53	1,56	141	0,5	0,21	6,4	<0,5	0,15	1,53	19	2	7,5	1,05	28	145
B44-09	RQB	16,5	0,21	2	7	11,2	<5	25	3,37	117	2,15	176	0,6	0,27	6,3	0,6	0,15	2,4	17	1	9,7	1,21	37	155
BI2	Dique	19,3	0,08	<2	5,5	11,5	30	43	3,58	91	1,96	26	0,4	0,25	5,1	0,8	0,06	2,19	<5	1	5,5	0,55	93	92
C9	Dique	13,7	0,41	<2	41,5	12,5	<5	52	3,67	241	3,6	8	3,9	0,67	19,1	1,9	0,43	4,69	5	3	27	2,72	93	63
CQ2	RQB	19,7	0,26	2	7,5	14,7	<5	25	4,38	105	2,93	176	0,6	0,37	8,8	0,6	0,21	1,82	13	4	12,5	1,53	64	149
Ce7	Dique	15,5	0,32	<2	24,2	11,7	<5	11	3,54	151	2,65	7	2,3	0,46	14	1	0,29	2,93	<5	3	17,6	2,01	57	61
Ce'23	FJ	8,9	0,23	2	5,8	6,4	6	16	1,91	134	1,35	170	0,5	0,25	5,8	1,3	0,19	2,37	11	1	10,1	1,39	15	107
Ce38	RQB	14	0,23	2	7,3	11,4	<5	20	3,31	133	2,29	177	0,6	0,33	6,6	0,9	0,21	1,75	17	4	10,9	1,39	71	151
Ce51	RQB	16,3	0,21	2	7,6	8,9	<5	18	2,88	95	1,57	118	0,6	0,25	7,8	0,5	0,14	2,68	14	2	7,9	1,13	29	144
Ce4	RQB	18,4	0,22	2,1	8,9	15,1	2	14	4,3	142	3	168	2,6	0,32	7	1,5	0,2	2,2	23	1,5	8,7	0,9	28	67
Ce18	RQB	19,7	0,22	1	6	15	2	9	4,3	118	2,82	145	1,3	0,35	7,3	1,1	0,15	2	21	2,7	6,9	1	26	66
Ce18'	RQB	19,2	0,22	2,8	6,6	15,8	3	10	4,41	158	2,85	152	1,2	0,35	7,3	1,9	0,24	1,97	16	2,7	10	1,2	52	88
Ce33	RQB	20,2	0,25	2,9	7	14,7	2	14	4,15	119	2,75	182	1,1	0,31	8,2	1	0,15	3	21	1	8,7	1,15	23	71
Ce39	RQB	21,3	0,25	1,6	6,6	16,1	2	15	4,41	117	3	195	1	0,33	7,6	0,8	0,22	2,83	21	0,7	11,7	1,31	26	70
Ce1	Dique	27,7	0,4	0,8	23,9	19,9	2	14	5,72	144	4,14	50	2,5	0,63	16	1,3	0,3	5,41	8	2,4	19,9	2,2	38	83
Ce'8	Dique	16,3	0,32	0,4	38,1	15,2	2	76	4,33	242	3,72	18	4,2	0,5	22,9	3,3	0,3	6,15	22	3	19,1	2,15	81	73
Ce32	Dique	27,5	0,32	0,6	23,6	19,9	2	30	5,71	152	4	53	2,6	0,5	16	1,4	0,33	4,45	11	2,3	18,7	2,2	77	82
Ce32'	Dique	14,3	0,4	0,3	40,4	15,5	1	33	4	195	4,31	30	4	0,61	20,3	1,8	0,35	5,12	11	2,5	19,2	2,4	34	70
M21'	Dique	14,3	0,33	0,6	39,3	15,6	1	14	3,94	218	4,12	24	4	0,5	20,5	2,2	0,33	3,6	6	3	16,5	2,3	106	69
Ce3	BP	18,6	0,26	2	6,4	20,9	16	16	5,73	60	3,84	305	0,4	0,52	5,4	<0,5	0,26	1,52	71	2	15,2	1,71	82	119
Ce49	BP	15,3	0,25	2	6,5	17,9	25	13	4,58	75	3,64	261	0,4	0,51	5,7	0,5	0,24	1,85	75	3	14,8	1,72	61	138

(RQB: muestras C4, C18, C18', C33, C38, C39, CQ2, Ce51 y B44-09), diques felsítico-riolíticos (muestras C9, Ce1, Ce7, Ce'8, Ce32, Ce32', M21', B29 y BI2), brecha proximal (BP: muestras Ce3 y Ce49), y fragmentos juveniles de la facies proximal (FJ: muestras Ce'23 y B33-09). Los óxidos se expresan en % en peso y los elementos traza y REE en ppm. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> representa el Fe total.

El diseño del diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Fig. 6) muestra una pendiente moderada, con enriquecimiento de las tierras raras livianas (LREE) y empobrecimiento de las tierras raras pe-

sadas (HREE). Los contenidos normalizados de tierras raras, con pendientes más acentuadas para las livianas (La/Sm)<sub>N</sub> entre 2,05 y 6,40, y patrones casi planos para las HREE, reflejan relaciones (La/Yb)<sub>N</sub>

que varían entre 3,37 y 13,67 (cálculos realizados con los valores de normalización de Nakamura 1974). Se descartó el valor máximo de (La/Yb)<sub>N</sub> = 25,81 correspondiente a un dique felsítico (muestra BI2),



**Figura 5:** a) Clasificación química TAS de muestras representativas de la unidad ígnea Quebrada Blanca (Le Bas *et al.* 1986). La línea de puntos separa para los campos alcalino y subalcalino según Irvine y Baragar (1971); b) diagrama  $Zr/TiO_2 \cdot 10^{-4}$  vs.  $SiO_2$  (basado en Winchester y Floyd 1977); c) diagrama  $K_2O$  vs.  $SiO_2$  para rocas de arcos magmáticos (Peccerillo y Taylor 1976); d) diagrama ANK vs. ACNK (Maniar y Piccoli 1989); e) y f) diagramas de abundancia de elementos trazas normalizados al MORB (Pearce 1983) y al manto primordial (Sun y McDonough 1989). En los diagramas a) a d) los elementos mayoritarios en % en peso, en los diagramas e) y f) en ppm, en todos los casos los elementos traza y tierras raras en ppm. Símbolos: círculo lleno: Riolita Quebrada Blanca, triángulo lleno: fragmentos ígneos juveniles, triángulo vacío: brecha proximal, rombo vacío: diques riolíticos, cuadrado vacío: diques felsíticos.

por considerárselo no representativo. La fuerte anomalía negativa de Eu con los siguientes valores:  $0,12 < Eu/Eu^* < 0,87$  donde  $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N) \cdot (Gd_N)}$ ,

sugiere el fraccionamiento de plagioclasa en la fuente a profundidades someras, y apoya la importancia de la cristalización fraccionada en el proceso de diferencia-

ción del magma.

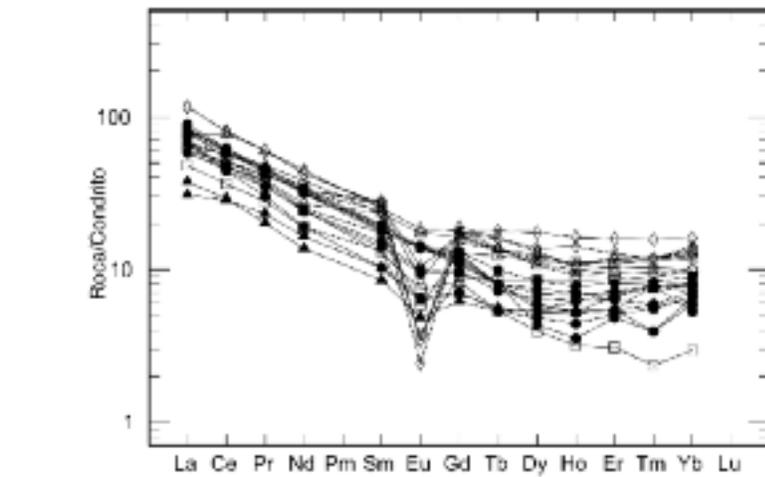
Para determinar el ambiente tectónico se utilizaron diagramas de discriminación específicos para rocas félsicas, donde las li-

tologías de la unidad ígnea Quebrada Blanca se ubican en el campo de los granitos de arco volcánico. En los diagramas *Y versus Nb* e *Yb versus Ta* (Pearce *et al.* 1984) (Fig. 7a y b), las rocas se proyectan en el campo de las asociaciones magmáticas sincolisionales y/o de arco volcánico, mientras que en los diagramas *Y+Nb versus Rb* e *Yb+Ta versus Rb* (Fig. 7c y d), se ubican claramente en el ambiente de arco volcánico. La excepción la constituyen los diques riolíticos que se disponen en el campo de los granitos de intraplaca. La separación de los diques no implica necesariamente un ambiente anorogénico, ya que el elevado fraccionamiento del magma que representan los diques sería el responsable del comportamiento de los elementos traza involucrados en estos diagramas de discriminación. La generación y evolución del magma es previa al evento extensional local que permitió el emplazamiento de estos cuerpos. Por su parte, el diagrama discriminador de ambientes tectónicos Th-Hf/3-Nb/16 (Fig. 8) también confirma para la unidad ígnea Quebrada Blanca un ambiente orogénico de margen continental activo.

## ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

El volcanismo de la unidad ígnea Quebrada Blanca estuvo dominando por una combinación de procesos magmático-hidrotermales que dieron origen al emplazamiento del intrusivo de pórfido riolítico (Riolita Quebrada Blanca), a la formación del cuerpo de brecha y a los diques felsítico-riolíticos.

Las características petrográficas descriptas para la unidad ígnea Quebrada Blanca, así como las diferentes facies identificadas y la morfología general de cono invertido, junto con las dimensiones preservadas de dicha unidad, son propias de las lavas félsicas subaéreas de pequeño a moderado volumen (< 5 km<sup>3</sup>, Orth y McPhie 2003). La transición desde el intrusivo porfírico con pasta granofírica (no brechado) en profundidad, a la riolita con menos fenocristales y pasta microgranu-



**Figura 6:** Diagrama de tierras raras para la unidad ígnea Quebrada Blanca (Sun y McDonough 1989). Los mismos símbolos que en la figura 5.

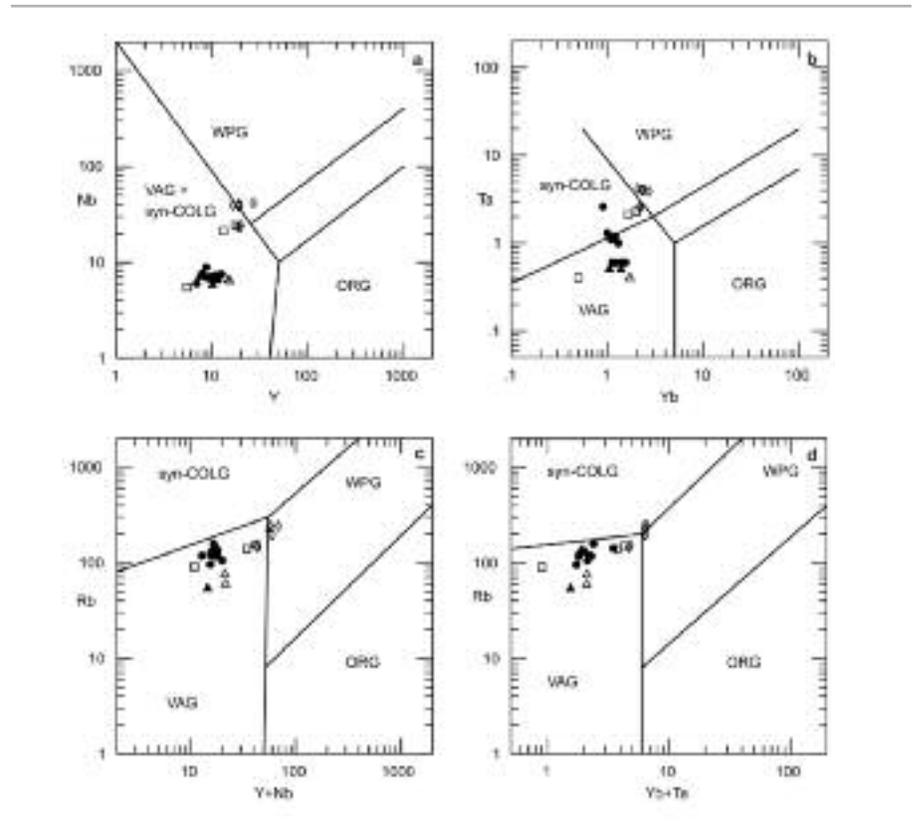
lar en la zona de bordes (y probablemente en la cúpula erosionada), luego a la brecha autoclástica (*jigsaw-fit breccia*), pasando por la brecha con predominio de fragmentos ígneos juveniles y cemento cuarzo-sericítico (brecha proximal) y, finalmente, a la brecha con bloques de roca de caja dominantes y cemento propilítico (facies distal), sugiere fuertemente una relación genética entre la actividad magmática subvolcánica y la creación de las brechas. Acorde con las observaciones de campo y petrográficas, esta secuencia litológica indicaría la zona de raíz de una diatrama, que ha quedado expuesta por la erosión que alcanzó niveles profundos donde aflora el intrusivo porfírico. Éste y otros cuerpos similares identificados en la sierra de La Huerta, fueron interpretados por Stoll (1965) como conductos de volcanes erosionados que aportaron la mineralización en forma zonal a los mismos, dando origen a los yacimientos del distrito minero Marayas.

Lofgren (1971) interpretó las texturas observadas en cuerpos riolíticos, definiendo tres etapas de cristalización en función de las variables temperatura (sobreenfriamiento) y saturación de agua. Según este autor, la textura granofírica podría ser el resultado de la recristalización de texturas micropoiquilíticas ó esferulíticas previas, siempre y cuando la riolita se hubiese mantenido durante un largo período

de tiempo a altas condiciones de P-T (~ 700 °C y 4 kb). Sin embargo, las texturas granofíricas también se pueden explicar bajo condiciones de cristalización próximas a la saturación de agua en el fundido y con presencia de una fase vapor (*cf.* Orth y McPhie 2003). La textura granofírica de la Riolita Quebrada Blanca, sugiere sobreenfriamiento que podría ser inducido por una disminución de la temperatura del magma a medida que asciende hacia niveles corticales más superficiales, o por una pérdida súbita de volátiles (Vernon 2008). Considerando este último caso, la formación del cuerpo de brecha se habría iniciado debido al escape violento de los volátiles desde el magma en proceso de cristalización (segunda ebullición, Lowenstern *et al.* 1997), que indujo el fracturamiento de tipo explosivo de las partes marginales y la caperuza del intrusivo así como de las paredes y cubierta metamórfica, en un proceso análogo al descrito por Burnham (1979, en Norman y Sawkins 1985) La segunda ebullición - que consiste en la exsolución de la fase volátil desde un magma saturado en agua (Barnes 1997)-, habría provocado la liberación de energía mecánica durante el emplazamiento y la cristalización del magma félsico hidratado a poca profundidad. La enorme presión generada por la exsolución del vapor de agua, muy por encima de la carga litostática, fragmentó

las rocas suprayacentes e indujo el movimiento ascendente del material hidrotermal que terminó cementando el material fragmentado y generando así el cuerpo de la brecha.

Las diferencias entre las facies brechosas en términos de textura, composición y alteración de los fragmentos, y paragénesis de la matriz-cemento, pueden ser explicadas por la evolución del fluido magmático-hidrotermal a medida que se aleja de su fuente, por las diferentes intensidades de interacción fluido-roca y/o por los diferentes mecanismos de brechamiento. Por sus características petrográficas y su yacencia, las brechas bajo estudio pueden ser interpretadas como *push up breccias* (Taylor y Pollard 1993), cuyo mecanismo de generación comprende a las brechas de diatremas y a las brechas hidrotermales intrusivas, ambas comunes en ambientes volcánicos-subvolcánicos como el de la unidad ígnea Quebrada Blanca, y muchas de las cuales nunca alcanzaron la superficie (McPhie *et al.* 1993, Ross *et al.* 2002). Poseen, asimismo, características propias de las brechas magmático-hidrotermales o brechas subvolcánicas (Corbett y Leach 1998) originadas por la exsolución brusca de volátiles desde un intrusivo somero, a profundidades de > 1 km (1-3,6 km), seguida de colapso gravitacional. Este tipo de brechas también se asocia a complejos de diatrema, siendo característica la presencia de sericita como mineral de alteración en la zona profunda de las mismas y de pirita euhedral finamente diseminada. Las alteraciones hidrotermales descriptas y la mineralización adyacente a la zona de trabajo de cuarzo-sulfuros, Au ± Cu, gradando a carbonato+metales base+Au, sustentan una génesis magmático-hidrotermal. La brecha *in situ* (*jigsaw-fit breccia*) y la elevada proporción o representación casi exclusiva en la base de la facies proximal de clastos ígneos juveniles derivados del intrusivo madre, con contornos subredondeados, son rasgos típicos de la zona de raíz de una diatrema y constituyen una fuerte evidencia de la contribución magmática en la génesis de



**Figura 7:** Diagramas de discriminación de ambiente tectónico para la unidad ígnea Quebrada Blanca (Pearce *et al.* 1984). VAG: granitos de arco volcánico; WPG: granitos de intraplaca (rift); Syn-COLG: granitos sincollisionales; ORG: granitos de dorsal oceánica. Los mismos símbolos que en la figura 5.

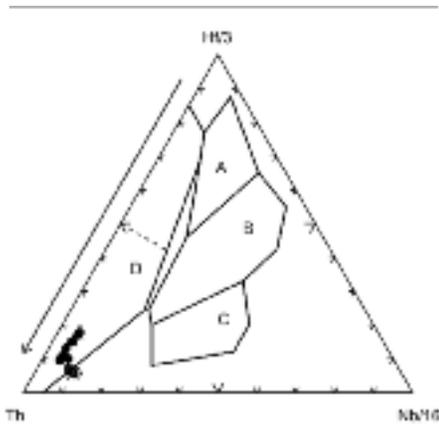
la brecha (Davies *et al.* 2008). Aunque no se descarta la participación de fluidos de origen meteórico, los fluidos magmáticos fueron dominantes en la formación de la brecha, tal como queda evidenciado por el cemento hidrotermal de la misma y su proximidad con el intrusivo fuente.

La yacencia de bloques de la facies distal en la brecha proximal puede deberse a la caída de esos bloques mayores hacia la base del sistema. Acorde con Jébrak (1997) la brecha distal correspondería a una brecha de colapso, ya que se dispone en las zonas marginales y contiene grandes bloques fracturados de rocas de caja, rotados y caóticamente distribuidos debido al colapso de los mismos inmediatamente después de la fragmentación.

La fase explosiva precedió al emplazamiento de la Riolita Quebrada Blanca que se terminó de intruir con posterioridad a la generación de la brecha, ya que filones

de la misma, de variada potencia, la atraviesan. El alto porcentaje de fragmentos ígneos juveniles y de cristaloclastos en la facies proximal, y la alta viscosidad de este tipo de magma, sugieren una limitada movilidad inicial que le impidió acceder a la superficie y por lo tanto su consolidación se produjo como un cuerpo hipabisal. La actividad ígnea en el área cesó con la intrusión de los diques felsíticos y riolíticos; el evento metalogénico sería previo y no estaría relacionado al emplazamiento de los mismos (Stoll 1958), hecho que se confirma en este trabajo.

Las litologías que componen la unidad ígnea Quebrada Blanca son geoquímicamente similares y exhiben un rango composicional restringido. Corresponden a riolitas subalcalinas de alta sílice y alto K<sub>2</sub>O, metaluminosas a débilmente peraluminosas, con enriquecimiento en ele-



**Figura 8:** Diagrama discriminador de ambientes tectónicos Th-Hf/3-Nb/16 (Wood 1980). Los campos delimitados son: A: MORB-N; B: MORB-E y tholeítas de intraplaca; C: basaltos alcalinos de intraplaca y D: basaltos de arco volcánico. La línea de trazos separa las tholeítas de arcos de islas ( $Hf/Th > 3$ ) y los basaltos calcoalcalinos ( $Hf/Th < 3$ ), y la flecha indica la madurez creciente del arco volcánico. Los mismos símbolos que en la figura 5.

mentos *LILEs* y contenidos bajos de elementos con carga iónica elevada (*HFSEs*). Tienen una relación  $(La/Yb)_N$  entre 3,37 y 13,67 y una pronunciada anomalía negativa de Eu que indicaría el fraccionamiento de plagioclasa en la cámara magmática a profundidades someras. De igual modo, los bajos contenidos en MgO (< 1%), Cr y Ni (<10 y <5 ppm, respectivamente) indican fraccionamiento previo de minerales máficos, permitiendo la formación de un líquido residual riolítico, fuertemente diferenciado.

Las litologías analizadas se correlacionarían espacial y temporalmente con la Andesita Marayes Viejo y la Dacita El Arriero, localizadas en la misma sierra, y representarían los términos extremos más diferenciados de una serie calcoalcalina en donde están representadas desde andesitas y dacitas hasta riolitas (Castro de Machuca *et al.* 2007). Las características geoquímicas y la edad de las litologías ígneas de la sierra de La Huerta sugieren su emplazamiento en una zona de subducción activa a partir del Carbonífero superior ( $299,9 \pm 3,6$  Ma Castro de Machuca *et al.* 2007), y que posiblemente se extendió hasta el Pérmico Superior más alto-base del Triásico Inferior ( $246 \pm 8$  Ma Ramos *et*

*al.* 1988). En tal sentido, la unidad ígnea Quebrada Blanca puede vincularse a las etapas finales de la evolución del arco magmático continental desarrollado en el margen occidental de Gondwana a partir del Carbonífero tardío (Koukharsky *et al.* 2009), como una manifestación aislada más del ciclo orogénico-metalogénico gondwánico en las Sierras Pampeanas Occidentales, y es correlacionada tentativamente con la sección superior del Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal de San Juan, de composición riolítica dominante (Llambías *et al.* 1993).

Asimismo, la edad de  $246 \pm 8$  Ma determinada por Ramos *et al.* (1988) mediante el método K-Ar en roca total, es similar a la edad U-Pb SHRIMP de 244 Ma obtenida por Munizaga *et al.* (2008) en rocas volcánicas y subvolcánicas félsicas del área de Collahuasi (norte de Chile), a las que correlacionan con el Grupo Choiyoi de Argentina como parte de una faja regional que se extiende desde el norte de Chile hasta el sur de Argentina. Rocas ígneas silíceas de edad pérmica a triásica inferior también atribuidas al Grupo Choiyoi, han sido reconocidas en la provincia de La Pampa, en el cratón adyacente al margen activo de Gondwana, pero su quimismo transicional de subcalcalino a alcalino (Llambías *et al.* 2003), refleja un ambiente tectónico diferente al de la Cordillera Frontal y al de la unidad ígnea Quebrada Blanca. Por otra parte, Limarino *et al.* (2006) destacan que en la cuenca de Paganzo, adyacente a la sierra de La Huerta y que ocupa buena parte del NE de la provincia de San Juan, la actividad magmática fue prácticamente nula a partir del Pérmico superior, y sólo se registran escasas tobas atribuibles al Grupo Choiyoi. Llambías y Sato (1995) propusieron para la Cordillera Frontal de San Juan, un cese de la subducción en el Pérmico y una posible transición de un sistema de arco magmático relacionado con subducción, a un régimen colisional con engrosamiento cortical, al cual siguió un magmatismo post-orogénico durante el Triásico. Describir con precisión el marco tectónico del evento Choiyoi en el

área específica de estudio es muy difícil, ya que no hay suficiente información que permita conocer su historia geológica y sus características deformacionales a partir del Paleozoico superior.

## CONCLUSIONES

- La actividad ígnea en el área de la quebrada Blanca, sierra de La Huerta, estuvo dominada por una combinación de procesos magmático-hidrotermales que dieron lugar a la intrusión del pórfido riolítico, a la formación de las brechas y al emplazamiento de los diques felsítico-riolíticos.
- El origen de las brechas se debe a la resolución rápida y violenta de volátiles desde el intrusivo subvolcánico, posiblemente seguida de colapso gravitacional. La presión de los fluidos a partir del magma en proceso de cristalización, excedió eventualmente la presión litostática y provocó la fragmentación explosiva de la caperuza del intrusivo y de las rocas de caja *in situ* o con limitado transporte de los fragmentos.
- Las dos facies brechosas diferenciadas corresponden al mismo evento explosivo que tuvo lugar en un período de tiempo continuo y relativamente corto.
- La morfología, la yacencia y las características petrográficas del cuerpo brechoso permiten considerarlo como una brecha magmática-hidrotermal del tipo diatrema, que posiblemente no alcanzó la superficie. Se trataría de una brecha sub-superficial generada por procesos vinculados a la intrusión del cuerpo de riolita a profundidades entre 1 a 3,6 km.
- La alteración filica dominante y propilítica subordinada, y la mineralización de cuarzo-sulfuros ( $Au \pm Cu$ ) gradando a carbonato-metales base (+Au), también sugieren condiciones de formación asociadas a cuerpos hipabisales.
- La estructura jugó un rol trascendente en la localización de la diatrema, que se emplazó aprovechando una estructura de falla principal de dirección NE, la misma dirección que controla el emplazamiento de otros cuerpos ígneos gondwánicos re-

conocidos en la sierra de La Huerta (Castro de Machuca *et al.* 2007).

- Las rocas de la unidad ígnea Quebrada Blanca constituyen el extremo ácido, más diferenciado, del conjunto de rocas volcánicas-subvolcánicas que integran la Andesita Marayes Viejo y la Dacita El Arriero, también intruidas en el basamento de la sierra de La Huerta, cuyas edades están comprendidas entre los  $299,9 \pm 3,6$  Ma y  $246 \pm 8$  Ma .

- Brechas volcánico-hidrotermales similares a las aquí descriptas, se encuentran usualmente en asociación con arcos volcánico-plutónicos en zonas de subducción (Sillitoe 1985). Precisamente, el carácter calcoalcalino, el alto contenido en potasio, y las demás características geoquímicas de las litologías analizadas, sugieren un magma originado en una zona de subducción con procesos de fraccionamiento y contaminación sobreimpuestos.

- La unidad ígnea Quebrada Blanca puede vincularse a las etapas finales de la evolución del arco magmático continental desarrollado en el margen occidental de Gondwana a partir del Carbonífero tardío, y puede ser correlacionada tentativamente con la sección superior del Grupo Choiyoi de composición riolítica dominante.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subsidiado por los proyectos PIP'09 0878-CONICET y 21/E862 CICITCA-UNSJ. Se agradece la colaboración del Ing. Carlos Aliaga y de los alumnos Pablo Blanc y Gustavo Rodríguez en las tareas de campo. Asimismo se agradece a los árbitros Dra. Sonia Quenardelle y Dra. Alina Tibaldi por las correcciones y sugerencias aportadas que contribuyeron a mejorar el trabajo.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barnes, H.L. 1997. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3<sup>rd</sup> edition. John Wiley and Sons, 972 p., New York.
- Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas de Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Turner, J.C. (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 41-79, Córdoba.
- Castro de Machuca, B. y Bastías, H. 1983. Geología de un sector del Distrito Minero "Cerro Blanco", sierra de la Huerta, San Juan, Argentina. 2° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 389-404, San Juan.
- Castro de Machuca, B., Sumay, C., Conte-Grand A. y Meißl, E. 1998. Nueva evidencia de magmatismo neopaleozoico en las Sierras Pampeanas Occidentales: el Pórfido Marayes Viejo, provincia de San Juan, República Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 331-336, Buenos Aires.
- Castro de Machuca, B., Pérez de Arce, C. y Matthews, S. 2005. Edad <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar del magmatismo y mineralización en el área de "El Arriero", sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 125-128, La Plata.
- Castro de Machuca, B., Conte-Grand, A., Meißl, E., Pontoriero, S., Sumay, C. y Morata, D. 2007. El magmatismo neopaleozoico en la sierra de La Huerta, Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan: los pórfidos Marayes Viejo y El Arriero. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62: 447-459.
- Corbett, G.J. y Leach, T.M. (eds.) 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: structure, alteration, mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication 6, 236 p., Colorado.
- Davies, A., Cooke, D. Gemmell, J. B. y Simpson, K. 2008. Diatreme breccias at the Kelian gold mine, Kalimantan, Indonesia: precursors to epithermal gold mineralization. Economic Geology 103: 689-716.
- Fitton, J.G. 1987. The Cameroon line, West Africa, a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. En Fitton, J. G., Upton, B. C. G. (eds.) Alkaline Igneous Rocks. Geological Society, London, Special Publication 30: 273-291.
- Irvine, T. y Baragar, W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.
- Jébrak, M. 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. Ore Geology Reviews 12 (3): 111-134.
- Koukharsky, M., Kleiman, L., Etcheverría, M., Quenardelle, S. y Bercowski, F. 2009. Upper Carboniferous retroarc volcanism with submarine and subaerial facies at the western Gondwana margin of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 27: 299-308.
- LeBas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. y Zannettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750.
- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S. y Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. Journal of South American Earth Sciences 22: 205-226.
- Llambías, E. 1999. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior-Triásico. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina, Subsecretaría de Minería de la Nación, Anales 29: 349-376, Buenos Aires.
- Llambías, E. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B 29, 222 p., Buenos Aires.
- Llambías, E., Kleiman, L. y Salvarredi, J. 1993. El Magmatismo Gondwánico. En Ramos, V. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 53-64, Mendoza.
- Llambías, E., Quenardelle, S. y Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. Journal of South American Earth Sciences 16: 243-257.
- Llambías, E. y Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50: 111-131.
- Lofgren, G. 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. Geological Society of America Bulletin 82: 111-124.
- Lowenstern, J., Clynnne, M. y Bullen, T. 1997. Co-magmatic A-Type Granophyre and Rhyolite from the Alid Volcanic Center, Eritrea, Northeast Africa. Journal of Petrology 38: 1707-1721.

- Machuca, E., Castro de Machuca, B., Alvarado, P. y Rodríguez, R. 2000. Respuesta magnética del complejo ígneo de la quebrada Blanca, Sierra de La Huerta, San Juan, Argentina. 9º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 454-458, Puerto Varas.
- Maniar, P. y Piccoli, P. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101(5): 635-643.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 196 p., Tasmania.
- Munizaga, F., MaksaeV, V., Fanning, C.M., Giglio, S., Yaxley, G. y Tassinari, C. 2008. Late Paleozoic-Early Triassic magmatism on the western margin of Gondwana: Collahuasi area, Northern Chile. *Gondwana Research* 13: 407-427.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Norman, D.I. y Sawkins, F.J. 1985. The Tribag Breccia Pipes: Precambrian Cu-Mo deposits, Batchawana Bay, Ontario. *Economic Geology* 80: 1593-1621.
- Orth, K. y McPhie, J. 2003. Textures formed during emplacement and cooling of a Palaeoproterozoic small-volume rhyolitic sill. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 128: 341-362.
- Pearce, J. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En Hawkesworth, C.J. y Norry, M. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva Publishing Ltd.: 230-249, Nantwich.
- Pearce, J., Harris, N. y Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Ramos, V. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Subsecretaría de Minería de la Nación, *Anales* 29(24): 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, V., Munizaga, F. y Marín, G. 1988. Las riolitas neopaleozoicas de la sierra de La Huerta (provincia de San Juan): evidencias de una metalogénesis aurífera gondwánica en Sierras Pampeanas. 3º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 149-159, Olavarría.
- Ross, P., Jébrak, M. y Walker, B. 2002. Discharge of Hydrothermal Fluids from a Magma Chamber and Concomitant Formation of a Stratified Breccia Zone at the Questa Porphyry Molybdenum Deposit, New Mexico. *Economic Geology* 97: 1679-1699.
- Sillitoe, R. 1985. Ore related breccias in volcano-plutonic arcs. *Economic Geology* 80: 1467 - 1514.
- Stoll, W.C. 1958. Las minas y la minería en la sierra de La Huerta, provincia de San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Anales* 9, Buenos Aires.
- Stoll, W.C. 1965. Provincias metalogénicas de las Sierras Pampeanas. 2º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 239-242, Buenos Aires.
- Sumay, C., Castro de Machuca, B., Conte-Grand, A., Meissl, E. y Pontoriero, S. 2008. Petrografía de las brechas asociadas a intrusividad riolítica en la Quebrada Blanca, Sierra de La Huerta, San Juan. En Koukharsky, M., Montenegro, T., Poma, S. y Quenardelle, S. (eds.) *Avances en Mineralogía, Metalogenia y Petrología 2008*, 9º Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 271-274, Jujuy.
- Sun, S. y McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in the ocean basin*, Geological Society, London, Special Publication 42: 313-345.
- Taylor, R. y Pollard, P. 1993. *Mineralized breccia systems. Methods of recognition and interpretation*. Economic Geology Research Unit, James Cook University, Contribution 46, 35 p., Townsville.
- Vernon, R. 2008. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, 594 p., Cambridge.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.

Recibido: 25 de febrero, 2011.

Aceptado: 18 de agosto, 2011.