

CARACTERIZACIÓN DE LAS FACIES VOLCANO-SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN CHUSCHÍN, SECTOR SUR- OCCIDENTAL DEL SISTEMA DE FAMATINA, PROVINCIA DE LA RIOJA

Paula ARMAS^{1,2}, Eber CRISTOFOLINI^{1,2}, Juan OTAMENDI^{1,2}, Alina TIBALDI^{1,2} y Matías BARZOLA¹

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Córdoba. Email: parmas@exa.unrc.edu.ar

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina.

RESUMEN

La Formación Chuschín constituye una sucesión volcano-sedimentaria presente en el sector sur-occidental del Sistema de Famatina, asociada al arco magmático desarrollado en el borde occidental de Gondwana durante el Ordovícico Inferior y Medio. El análisis de facies realizado para esta formación, ha permitido caracterizar los depósitos y definir algunas de las características del volcanismo y sedimentación vinculado con la evolución del arco famatiniano. En el área de trabajo han sido definidas, para la Formación Chuschín, facies volcánicas coherentes, tales como riodacita masiva, riolita bandeada y riolita masiva con textura esferulítica. Otro tipo de facies interpretadas corresponde a las del tipo volcanoclásticas, ya sean autoclásticas, piroclásticas y volcanogénicas. Entre este tipo de facies se han descriptos tobas-lapilíticas, tobas vitrofíricas, brechas monomictica y polimictica, y arenisca tobácea. Además en el área se diferenciaron facies epiclásticas denominadas como metagrauvaca laminada y metapelitas masivas y laminadas. Las características litológicas y asociaciones faciales que integran la Formación Chuschín evidencian tanto eventos de volcanismo lávico de composición silícica emplazado en ambiente subácuo, así como también eventos de volcanismo explosivo. El registro de volcanismo efusivo y explosivo se interdigita con depósitos volcanoclásticos cuyas características sugieren proximidades al edificio volcánico y sedimentos epiclásticos asociados a procesos de decantación y corrientes de turbidez en ambientes de baja energía.

Palabras clave: Rocas volcánicas y volcanoclásticas, Análisis de facies, Ordovícico Inferior y Medio, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja

ABSTRACT

Characterization of the volcano-sedimentary facies of the Chuschín Formation, South-western section of the Sistema de Famatina, La Rioja province
The Chuschín Formation is a volcano-sedimentary succession that is found in the south-western section of the Famatina System and its genesis is linked to the evolution of the Western margin of Gondwana during the Lower and Middle Ordovician. Facies analysis carried out in the Chuschín Formation allows characterizing the nature of volcano-sedimentary deposits and understanding some process of volcanism and sedimentation in this part of the Famatinian magmatic arc. The volcano-sedimentary succession includes three coherent volcanic facies: massive rhyodacite, banded rhyolite and massive rhyolite with spherulitic texture. Volcaniclastic facies are divided into autoclastic, pyroclastic, and volcanogenic deposits. Several rocks including hyaloclastic breccia, lapilli tuffs, vitrophyric tuffs, massive monomictic breccia, massive polymictic breccia and tuffaceous sands are recognized within the volcaniclastic facies. Epiclastic facies occur in subordinate abundance and are characterized by alternating laminated metagreywacke with massive and laminated metasiltstone. Lithological diversity and facies association in the Chuschín Formation reflect several events of silicic eruptive volcanism mostly emplaced under sub-aqueous conditions associate with explosive volcanism. The main characteristics of eruptive and explosive volcanism inter-stratified with volcaniclastic deposits suggest that these rocks were sourced from a nearby volcanic edifice. Whereas, epiclastic facies are material deposited fall-out and sedimentation by turbidity currents in low energy environments.

Keywords: Coherent volcanic and volcaniclastic rocks, Facies analysis, Lower and Middle Ordovician, Famatina System, La Rioja province

INTRODUCCIÓN

Desde los trabajos pioneros realizados por Stelzner (1876) y Bodenbender (1911) entre otros, hasta la actualidad, las rocas que conforman el Sistema de Famatina han sido el objeto de investigaciones

continuas y detalladas. En el Sistema de Famatina se encuentran expuestas sucesiones volcano-sedimentarias de más de 3200 m de potencias y sus rocas plutónicas complementarias. Esta sucesión plutónica - volcánica se generó en el Ordo-

vícico durante la evolución de un arco magmático desarrollado en el borde occidental de Gondwana (Turner 1958, de Alba 1980, Toselli *et al.* 1996, Astini 1998). Los distintos eventos tectónicos desde el Paleozoico tardío al Terciario contribu-

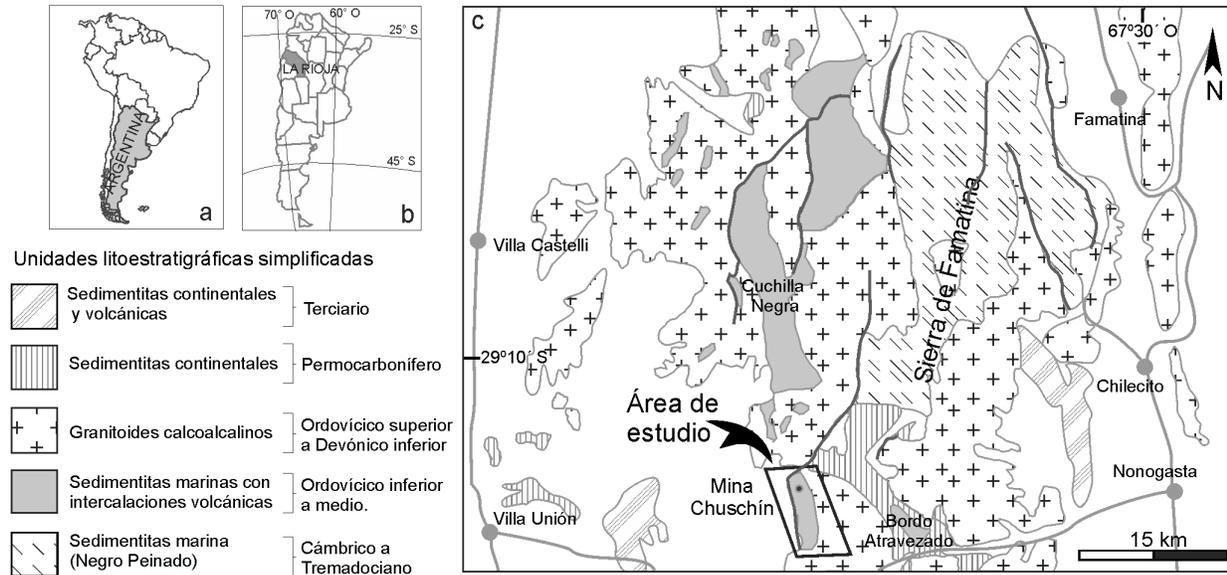


Figura 1: Ubicación del área de trabajo; a) Sudamérica y Argentina; b) Argentina y la provincia de La Rioja; c) Esquema geológico y unidades litoestratigráficas simplificadas del sector sur de la sierra de Famatina donde se encuentra el área de estudio. Compilado de Clemens y Miller (1996), Mannheim y Miller (1996) y Esteban (2003).

yeron a que las sucesiones sedimentarias del Ordovícico que rellenaron las cuencas del arco se presenten en afloramientos discontinuos (Astini 2003). Parte de los depósitos volcano-sedimentarios que aparecen en la pendiente occidental, corresponden a la Formación Chuschín, la cual es caracterizada en este trabajo a partir del relevamiento litológico y análisis de facies de las unidades ordovícicas que la componen. Esta unidad aflora en el área de la quebrada homónima y en el sector de Mina Delina, 20 km al este de la localidad de Villa Unión, en la provincia de La Rioja (Fig. 1).

La interacción de procesos originados por la actividad volcánica y el ambiente sedimentario resulta en la depositación de facies autoclásticas, piroclásticas y volcanogénicas (Fisher 1961, Cas y Wright 1987, Kralj 2012) junto a facies volcánicas coherentes y facies epiclásticas. Si bien en este tipo de sucesiones es común la interestratificación de estas facies, cuando se trabaja con sucesiones antiguas, afectadas por deformación tectónica como es el caso de la Formación Chuschín, es difícil definir si tal interestratificación es original o por yuxtaposición tectónica. Este aspecto complica la determinación de las relaciones verticales y laterales entre las facies, y en especial cuando muchas

son definidas a partir de la relación y asociación con otras de ellas (Cas y Wright 1987). De igual modo que la diagénesis, alteración hidrotermal y metamorfismo dificulta la identificación e interpretación de texturas y estructuras primarias formadas durante la depositación de sedimentos o emplazamiento de las facies volcánicas (McPhie *et al.* 1993, Asvesta y Dimitriadis 2010). Dado el contexto de procesos naturales originales y secundarios (sobrepuestos), el análisis de facies es muy importante para establecer algunas consideraciones en relación a la interpretación y reconstrucción del ambiente depositacional (Cas y Wright 1987). En lo que respecta a las unidades de la Formación Chuschín, éstas presentan ciertas texturas relicticas y algunos contactos primarios preservados localmente, que permiten reconocer y diferenciar los distintos tipos de facies. Por lo cual, el objetivo principal de este trabajo, es determinar los estilos eruptivos y características paleoambientales de los depósitos volcano-sedimentario de la Formación Chuschín, a partir del estudio petrológico y el análisis de facies. Considerando el estado actual del conocimiento geológico, esta sería la primera contribución que caracteriza la constitución litológica de la Formación Chuschín.

MARCO GEOLÓGICO

El Sistema de Famatina, ubicado entre los 27° y 31° S, forma parte de un arco magmático ordovícico (480-467 Ma; Pankhurst y Rapela 1998, 2000, Ducea *et al.* 2010) que actualmente se extiende por más de 2000 km desde el norte de Perú hasta el centro de Argentina (Chew *et al.* 2007, Chernicoff *et al.* 2010), y desde el Cenozoico constituye parte del antepaís fragmentado (Dávila y Astini 2007). Este sistema magmático-orogénico está asociado a subducción normal a lo largo del margen occidental de Gondwana. El magmatismo activo, tuvo un cinturón de arco frontal con una gran cuenca de retro-arco cuyos registros se encuentran en la Sierra de San Luis, Sierras Pampeanas de Catamarca y Tucumán, y en la Cordillera Oriental (Astini y Dávila 2004, Lucassen y Franz 2005, Otamendi *et al.* 2010, Larrover *et al.* 2011).

En el área del río Cachiyuyo y el anticlinal Los Colorados (Famatina central) es donde mejor preservadas están las sucesiones ordovícicas (Astini 1998, Astini y Dávila 2002, Astini *et al.* 2007). En este sector se encuentran las riolitas y andesitas Cerro Tocino, las cuales yacen por debajo de la secuencia marina volcano-sedimentaria que constituye el Grupo Famatina

(Formaciones Suri y Molle) del Ordovícico Inferior. La Formación Suri, compuesta de pelitas, fangolitas, areniscas y tobas, representa ambientes restringidos, fondos anóxicos, hasta ambientes costeros de alta energía. Por su parte, la Formación Molle, compuesta de bancos rojos y morados de areniscas y niveles volcanoclásticos gruesos, intercalados con pelitas verdes con braquiópodos, sugieren períodos de exposición subaérea interrumpida por periódicas transgresiones marinas. Cabe destacar que todo el Grupo Famatina presenta niveles volcánicos y volcanogénicos intercalados dentro de la sucesión (Astini 1998). Sobre este Grupo, en discordancia angular, se encuentra el Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) integrado por la Formación El Portillo, constituida por volcanitas ácidas e ignimbritas, y la Formación La Escondida que incluye psamitas, microconglomerados, tobas e ignimbritas (Astini y Dávila 2002, Candiani *et al.* 2011).

En la pendiente occidental del Sistema de Famatina, las rocas ordovícicas afloran en secciones espaciadas debido a los distintos eventos tectónicos que afectaron el borde occidental de Gondwana (Astini 2003). Estos afloramientos, al igual que los del Famatina central mencionados anteriormente, comprenden depósitos relacionados a un ambiente de margen activo, de edad Tremadociano - Llanvirniano. En la sierra de Narváez, se reconoce la granodiorita de Las Angosturas (Cisterna 1994) intruyendo depósitos volcánicos y sedimentarios con presencia de graptofauna ubicándolos cronológicamente en el Tremadociano temprano (Cisterna *et al.* 2006). Al oeste, en la sierra de Las Planchadas yacen los depósitos volcánico - sedimentarios del Arenigiano, definidos como Formaciones Suri (Harrington y Leanza 1957) y Las Planchadas (Turner 1958, Fanning *et al.* 2004). En la región de Chaschuil, Mángano y Buatois (1994) reconocieron en la Formación Suri, los Miembros Vuelta de Las Tolas, Loma del Kilómetro y Punta Pétreo. En las proximidades de Valle hermoso se encuentran cuarcitas, pizarras y chert dentro de una serie volcánica atribuidas a la

Formación Suri (de Alba 1980, Clemens y Miller 1996). En la zona de Cerro Negro las rocas ordovícicas comprenden la Formación La Alumbra, y la Formación Portezuelo de las Minutas compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas interdigitadas con rocas volcánicas. La presencia de graptolitos en la sección media inferior le arroja una edad Arenigiana (Esteban 1999) y permite correlacionarla parcialmente con la Formación Suri (Astini 2003). En el área de Cuchilla Negra, yacen sucesiones sedimentarias formadas por depósitos volcánicos, volcanoclásticos y epiclásticos con presencia de braquiópodos y trilobites del Llanvirniano (Lavan-daio 1973, Dahlquist *et al.* 2008).

En el extremo sur de la pendiente occidental del Famatina, las rocas ordovícicas conforman la Formación Chuschín (Mannheim 1988) en la quebrada homónima, descrita a continuación, y al este yace la Formación Bordo Atravesado compuesta de limolitas arcillosas, areniscas limosas y areniscas calcáreas portadoras de una fauna poco diversa de conodontes del Tremadociano superior y una asociación de trilobites del Tremadociano superior alto (Esteban 2003, entre otros). Esta unidad se encuentra intruida por riolitas y dacitas del Ordovícico Medio (Toselli *et al.* 1996).

Antecedentes de la Formación Chuschín

La Formación Chuschín aflora aproximadamente a 30 km al este de la localidad de Villa Unión, en la provincia de La Rioja. Su localidad tipo se encuentra en la quebrada de Chuschín, Departamento General Lavalle, y fue caracterizada por Mannheim (1988) como una unidad constituida por chert, pizarras, grauvacas, cuarcitas y riolitas concordantes de más de 100 m de espesor. Esta formación alcanza una potencia de 2000 m y representa un complejo volcano-sedimentario, intruido por granodioritas porfíricas, aplitas, diques lamprofíricos (Mannheim y Miller 1996) y el Granito Ñuñorco. La intrusión de este batolito granítico produjo un metamorfismo de contacto al metamorfismo regional de muy bajo gra-

do que afectó a esta unidad (Mannheim 1988). En el área de estudio esta formación está deformada en varias fajas miloníticas, sobreimpuestas a los planos sedimentarios originales, de rumbos N 335° a N 20° con buzamientos entre 90° a 59° E. La faja de deformación Chuschín es posterior a la depositación volcano-sedimentaria de la formación homónima, y se habría iniciado y evolucionado entre el Ordovícico Inferior a Devónico Inferior, por lo que ha sido asignada a la orogenia Oclóyica (Conci *et al.* 2001).

Fundamentalmente, por la presencia de las vulcanitas intercaladas en la sucesión, Mannheim (1993) asigna a la Formación Chuschín una edad Arenigiano-Llanvirniano. Clemens y Miller (1996) incluyen a esta unidad dentro de la Formación Suri de edad ordovícica temprana, y Astini (1998) propone la correlación de la Formación Chuschín con El Grupo Famatina a partir de sus similitudes en facies y espesores. Posteriormente este autor también deja abierta una posible vinculación con el Grupo Cerro Morado asignado al Ordovícico Medio (Astini 2003).

La Formación Chuschín, en el sector central del área de estudio de esta contribución, está afectada por una faja de alteración hidrotermal, caracterizada por la asociación mineral de curazo, sericita, caolinita y pirofilita (Schalamuk y Curci 1999). Dicha alteración hidrotermal sobreimpuesta a esta sucesión es asociada al mismo sistema volcánico que generó los productos lávicos (Sardi *et al.* 2005) que la conforman.

ANÁLISIS DE FACIES DE LA FORMACIÓN CHUSCHIN

Los principales afloramientos de la Formación Chuschín se encuentran en la quebrada del Arroyo Chuschín como así también en la margen izquierda del río Cosme en la zona de Mina Delina (Figs. 1 y 2). En ambos sectores la actividad minera del lugar contribuyó a la generación de excelentes exposiciones de esta formación. Dicha unidad litoestratigráfica está limitada al este por la intrusión del Granito Ñuñorco y al oeste por contacto tec-

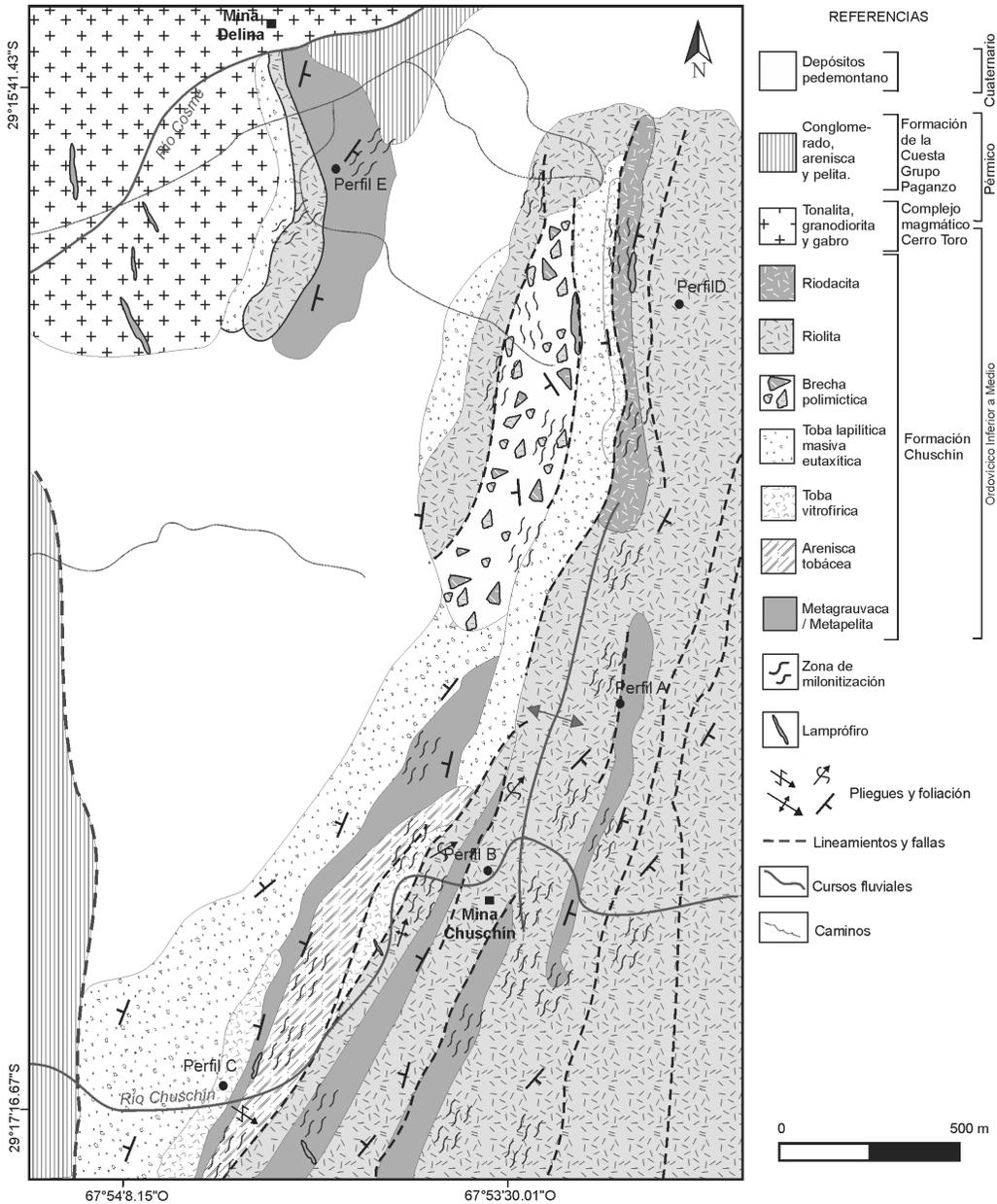


Figura 2: Mapa litológico del área de la quebrada Chuschín y Mina Delina. Ubicación de las secciones y perfiles relevados.

tónico con unidades pérmicas del Grupo Paganzo (Fig. 2). La sucesión está conformada principalmente por volcanitas efusivas y piroclásticas que alternan mediante contactos netos o transicionales con rocas volcanogénicas y epiclásticas, siendo éstas de menor relevancia en el área. La distribución de tales depósitos y sus relaciones faciales evidencian una disposición casi submeridional de los mismos afectados y controlados por la deformación sobreimpuesta (Fig. 2).

Con el objetivo de llevar a cabo el análisis de facies de la sucesión volcano-sedimentaria de la Formación Chuschín se realizó

el mapeo de las mismas a partir del relevamiento de secciones y perfiles estratigráficos (Figs. 2 y 3).

La metodología utilizada para la clasificación de facies sigue casi estrictamente a la propuesta de McPhie *et al.* (1993). Esta clasificación se inicia con una primera división que incluye facies coherentes y facies volcanoclásticas. Cabe aclarar que en el caso de las facies volcanoclásticas se utilizó el concepto de depósito volcanoclástico propuesto por Fisher (1961), el cual incluye todo material volcánico clástico formado por procesos de fragmentación, dispersado por cualquier tipo de agente,

depositado en algún ambiente o mezclado en porcentaje significativo con fragmentos no volcánicos.

En este análisis de facies, los depósitos volcanoclásticos se han subdivididos en autoclásticos, piroclásticos y volcanogénicos, y en los últimos dos casos ha sido posible diferenciar las distintas facies, utilizando la terminología propuesta por Branney y Kokelaar (2002). Además se incluyen, en otro grupo las facies epiclásticas presentes en la sucesión.

Facies volcánicas coherentes

Riodacita masiva: esta litología yace en

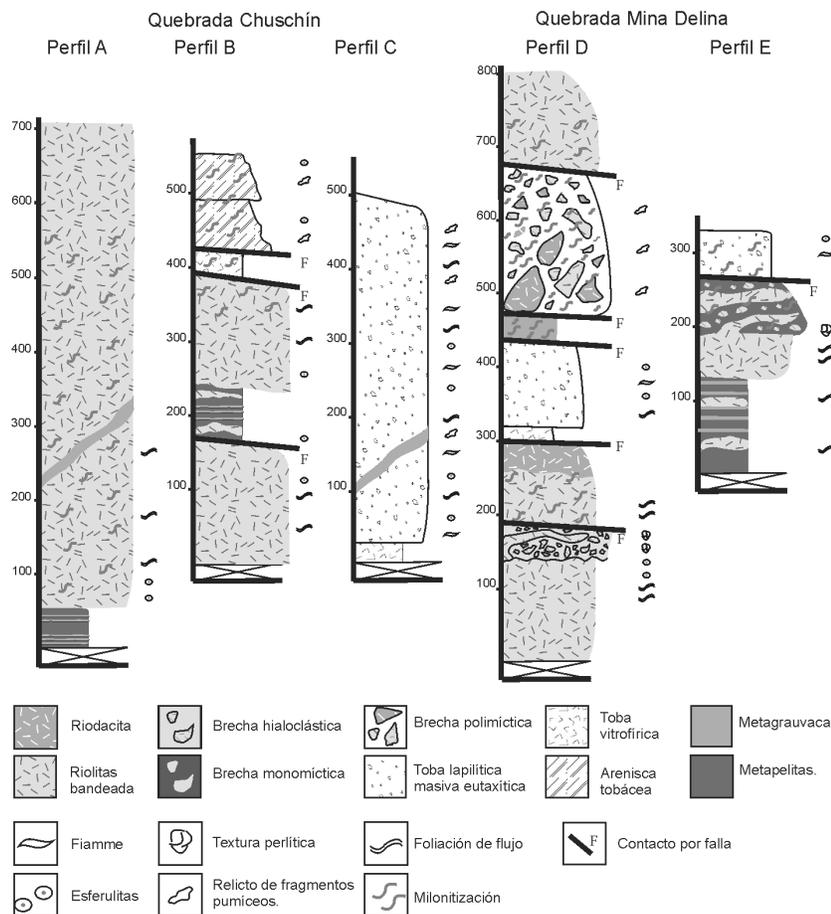


Figura 3: Perfiles de detalle de la Formación Chuschín. Perfiles A, B y C relevado en la quebrada Chuschín de este a oeste respectivamente. Perfiles D y E relevado en el sector de Mina Delina de este a oeste respectivamente.

cuerpos tabulares de hasta 30 m de potencia y con una coloración gris oscura a negro. Macroscópicamente presenta una textura porfírica con fenocristales euédrales y subédrales de cuarzo y feldespatos (Fig. 4a) de tamaño máximo de hasta 3 mm inmersos en una pasta vítrea con fractura concoide característica. El análisis microscópico permite observar fenocristales de cuarzo con bordes engolfados e internamente fracturas rellenos por la pasta recrystalizada felsítica microcristalina o criptocristalina (Fig. 4b). Otros tipos de fenocristales corresponden a plagioclasas subhedral del tipo albita y oligoclasa, con maclas de dos individuos con tamaños de hasta 2 mm, y en menor proporción feldespato alcalino subhedral de hasta 1 mm. Los fenocristales se encuentran fragmentados (Fig. 4c) y en ocasiones se presentan orientados marcando la dirección del flujo. La pasta es microcrist-

talina a criptocristalina de textura felsítica (Fig. 4b), y en muy baja proporción incluye textura esferulítica.

Riolita bandeada: esta facies aparece en cuerpos lobulares limitados por contactos cóncavos convexos y con una potencia máxima que alcanzan los 600 m. Se caracteriza por presentar una coloración blanco amarillenta y estructura bandeada asignada a flujo de entre 15 a 5 mm (Fig. 4d). Las observaciones microscópicas permiten observar una textura porfírica con fenocristales euédrales y subédrales con bordes engolfados de cuarzo con un tamaño máximo de hasta 1,3 mm, y feldespatos alcalino (ortoclasa) de hasta 1,5 mm. La pasta presenta un bandeo marcado por la alternancia de texturas felsítica microcristalina y textura esferulítica (Fig. 4e) axiolítica y en abanico. Siempre se observa presente una alteración sericítica y argílica en bandas continuas de has-

ta 1 mm., así como también diseminada y en parches, afectando tanto a la pasta como a los fenocristales de feldespatos.

Riolita masiva: esta litología conforma cuerpos tabulares, limitados por contactos netos, con una potencia máxima que alcanzan los 50 m. Macroscópicamente presenta coloración negra azulada y textura afanítica, mientras que el análisis microscópico permite caracterizar una muy baja proporción (<5%) de fenocristales de cuarzo y feldespatos, de hasta 1,4 mm. Estos se presentan inmersos en una pasta con textura micropoiquilítica, en la cual los microlitos de plagioclasas alcanzan los 0,02 mm y se disponen sin una orientación preferencial. La textura micropoiquilítica se dispone en bandas que alterna con texturas esferulítica del tipo axiolítica concéntrica (Fig. 4f) en racimos abiertos. Las esferulitas, presentan forma alargada, alcanzan hasta 0,8 mm de diámetros y en parte exhiben recrystalización parcial. La textura micropoiquilítica y la esferulítica están limitadas por la alteración argílica y sericítica.

Facies autoclásticas

Brecha hialoclástica: esta facies yace como cuerpo tabular, limitado por contactos gradacionales con la facies riolita bandeada. Presentan una potencia máxima que alcanza los 15 m y coloración gris clara. Corresponde a una brecha matriz soportada con clastos de composición riolítica con bandeo de flujo. Estos clastos son angulosos, con bordes rectos a curvilineales y alcanzan un tamaño máximo de 8 cm (Fig. 4g y h). En el microscópico la matriz posee una textura porfírica con fenocristales con un tamaño de hasta 1,7 mm. Los fenocristales son de cuarzo, y feldespato (oligoclasa y albita), muestran hábito euédral y subhedral, y tienen bordes engolfados. La pasta es microcristalina y presenta tanto textura felsítica como así también textura perlítica de vidrio totalmente desnaturalizado y cloritizado (Fig. 4i). Esta textura perlítica se presenta tanto en su forma clásica, arqueadas y concéntricas, o en forma alargada (Fig. 4j).

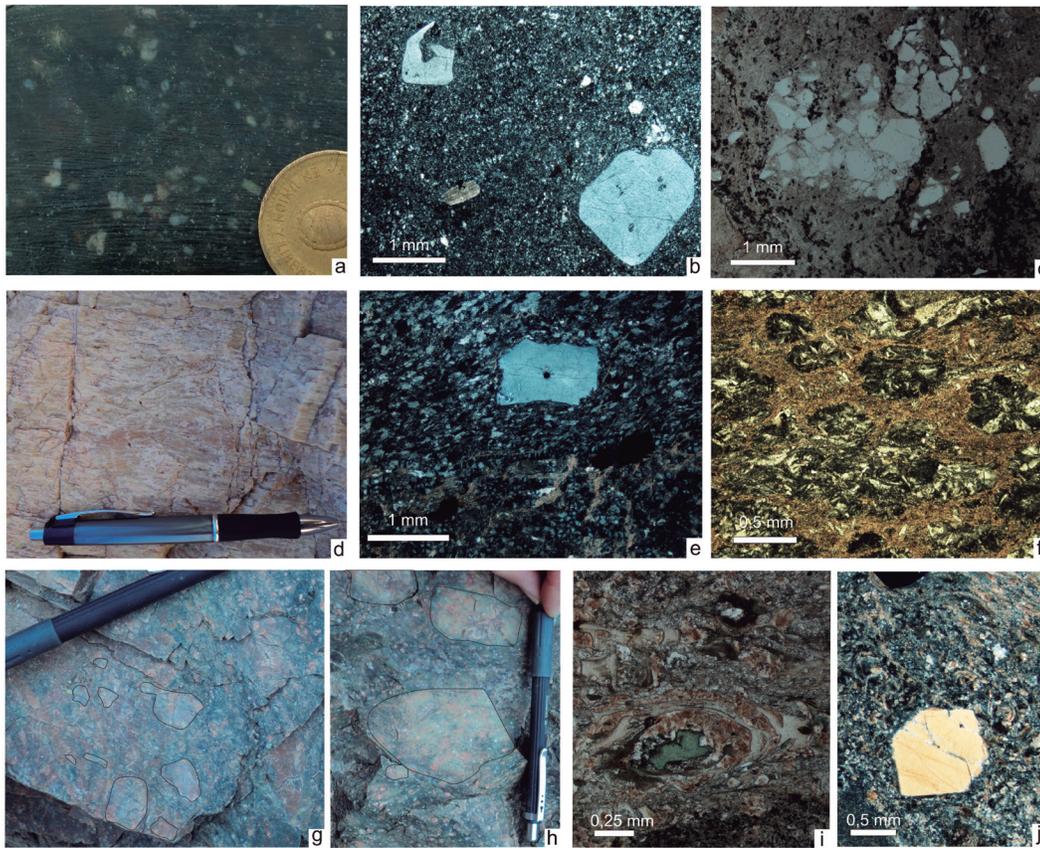


Figura 4: a) Afloramiento de riódacita, textura porfírica con fenocristales de cuarzo y feldespatos; b) Microfotografía de riódacita masiva con fenocristales de cuarzo con bordes engolfados y fracturas rellenas por la pasta felsítica micro a criptocristalino (nicoles cruzados); c) Microfotografía de riódacita masiva con fenocristales de cuarzo fragmentado (nicoles paralelos); d) Afloramiento de riolita bandeada; e) Microfotografía de riolita bandeada con texturas felsítica y textura esferulítica, parte superior e inferior de microfotografía respectivamente (nicoles cruzados); f) Microfotografía de riolita masiva con textura esferulítica del tipo axiolítica concéntrica (nicoles cruzados; g y h) Clastos de brecha hialoclástica, angulosos y con bordes rectos a curvilineales; i) Microfotografía de la matriz de brecha hialoclástica con textura felsítica como así también textura perlítica de vidrio desnaturalizado y cloritizado (nicoles paralelo); j) Microfotografía de la matriz de brecha hialoclástica con textura perlítica arqueadas, concéntricas y en forma alargada (nicoles cruzados).

Facies volcanoclásticas piroclásticas

Toba lapilítica masiva eutaxítica: esta facies posee una coloración morada, se dispone en cuerpos con morfología tabular de hasta 300 m de potencia, y está en contactos netos con la facies toba vitrofírica. Macroscópicamente, presenta textura porfírica, con cristaloclastos de cuarzo, feldespato alcalino, y plagioclasa de hasta 3mm, y litoclastos indiferenciados de 1 a 3 mm. Además se diferencian fiammes con formas lenticulares de hasta 2cm de largo (Fig. 5a), y litofisas irregulares de entre 1 a 3 mm. El análisis microscópico muestra una pasta totalmente desvitrificada con textura eutaxítica (Fig. 5b), la cual se encuentra obliterada por bandas de hasta 0,5 mm de cuarzo y epidoto. Microscópicamente se observa que esta facies incluye fragmentos pumíceos desnaturalizados (de hasta 2 mm de tamaño) y fiammes recrystalizadas (Fig. 5c) a agregados granulares de cuarzo y feldespatos y otras con textura esferulítica (de hasta 1 mm de tamaño). Las fiammes además presentan plegamiento disarmónico y, en algu-

nos casos, curvamiento en contacto con los cristaloclastos adaptándose a su forma (Fig. 5e y f). Otro rasgo distintivo del análisis microscópico es la presencia de clastos rotados por la acción del flujo (Fig. 5e). *Toba vitrofírica:* esta facies yace en bancos tabulares de hasta 50 m de potencia. Macroscópicamente presenta una coloración gris azulada y aspecto vítreo con un bandeado milimétrico (1 a 3 mm), el cual microscópicamente se caracteriza por bandas de sílice microcristalina y criptocristalina.

Facies volcanogénicas

Brecha masiva monomítica: constituyen depósitos monolitológicos clasto-soportada a matriz soportada, masivos, dispuestos en bancos tabulares con una potencia que alcanza los 30 m. Los clastos son de composición riolítica con bandeado de flujo, similares a las facies coherentes concordantes. El tamaño de los mismos varía desde 4 a 45 cm y se caracterizan por presentar formas angulosas a subangulosas. En el 80% de los clastos los bordes son rectos y curvilineales (Fig. 6a y b), mien-

tras que el resto presenta bordes desmembrados y con límites difusos en contacto con la matriz. La matriz es predominantemente detrítica con clastos tamaño arena cuyo análisis microscópico permite definir líticas volcánicas y clastos monomineralicos euhedrales de cuarzo, albíta y ortoclasa. En parte la matriz también presenta textura vítreo totalmente desnaturalizada. *Brecha masiva polimítica:* esta facies alcanza los 100 m de potencia, y está conformada por clastos angulosos a subangulosos, oblatos, ecuanes y prolados, inmersos en una matriz sabulítica a psamítica (Fig. 6c, d y e). El tamaño de los clastos varía entre 5 cm a 35 cm, y su distribución resulta en una fábrica caótica. Dentro de esta facies la composición de los clastos es variable, predominan las riódacitas y riolitas, en tanto que los clastos de andesitas (Fig. 6d y e) y facies piroclásticas aparecen en proporciones subordinadas. Ocasionalmente esta facies contiene bloques riódacíticos de morfología redondeada cuyos ejes mayores varían entre 70 a 90 cm, alcanzando, en algunos casos los 350 cm.

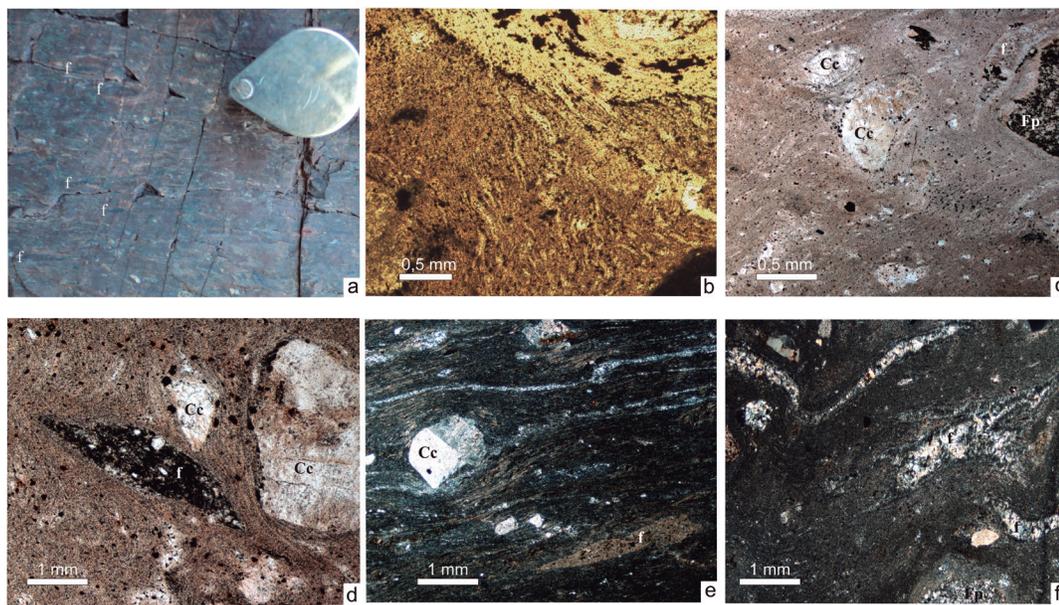


Figura 5: a) Afloramiento de toba lapilítica masiva eutaxítica (ignimbrita soldada) con fiammes (f); b) Microfotografía de textura eutaxítica en toba lapilítica (nicoles paralelos); c y d) Microfotografía de toba lapilítica con cristaloclastos (Cc), fragmentos pumíceos (Fp) y fiammes (f) recrystalizadas (nicoles cruzados); e y f) Microfotografía toba lapilítica con fiammes (f) y plegamiento disarmonico y curvamiento en contacto con los cristaloclastos (Cc).

En esta brecha polimíctica la estructuración primaria interna se presenta afectada, en gran parte, por una intensa deformación frágil-dúctil, la cual genera de manera localizada una estructura curvilinear anastomosada del tipo milonítica (foliación milonítica); en estos casos también se observa que algunos clastos menores están elongados, ahusado y orientados en posición sub-paralela (Fig. 6c, d y e).

Arenisca tobácea: esta facies se presenta en bancos tabulares de hasta 5 m de potencia, la estructuración primaria interna se encuentra totalmente obliterada por la fábrica milonítica penetrativa anastomosada evidenciando una intensa deformación dúctil-frágil. El análisis microscópico muestra la predominancia de fragmentos pumíceos totalmente desvitrificados, con la presencia subordinada de fragmentos líticos de riolitas masivas, y una escasa proporción de cristaloclastos de cuarzo y albita. La matriz se compone de argilominerales, sericita y láminas subhedrales de moscovita y clorita con bordes aserrados e inclusiones de opacos. Esta matriz se presenta en folias finas continuas y anastomosadas, las cuales rodean y engloban a los clastos, marcando una típica esquistosidad milonítica.

Facies epiclásticas

Metagrauvaca laminada: esta facies yace en

bancos tabulares de hasta 1 m de potencia integrados por estratos de grauvacas de entre 0,40 y 0,20 m. con contactos netos. Los cuerpos se encuentran amalgamados, presentan una coloración ocre a amarillo verdoso (Fig. 6f) e internamente están constituidos por la alternancia de sets masivos y con laminación paralela fina. La potencia de los sets varían de 0,5 hasta 3 cm, y en algunos además se identifica una gradación normal débilmente definida. Esta facies se encuentra intensamente afectada por deformación frágil-dúctil y yace en contacto neto y alternando con la facies de metapelita descrita a continuación (Fig. 6 f y g).

Metapelita masivas y laminadas: esta facies se dispone en bancos tabulares de entre 1 a 6 m de potencia, conformados por estratos de entre 15 y 30 cm limitados por contactos netos, y de coloración gris oscura (Fig. 6 f y g). Los estratos están constituidos por una alternancia de sets de entre 1 a 0,5cm de potencia, los cuales se presentan masivos o con laminación paralela muy fina. Los estratos masivos se caracterizan por presentar una intensa silicificación. Esta facies al igual que la anterior es afectada por metamorfismo de bajo grado (facies de prehnita - pumpellita) e importante deformación dúctil-frágil sobreimpuesta evidenciada por un marcado clivaje de creanulación.

Distribución espacial de las facies volcano-sedimentarias

En el borde occidental del Famatina, la Formación Chuschín, constituye una sucesión volcano-sedimentaria de hasta 2000 m de potencia. El análisis de facies permite aseverar que dicha sucesión está constituida por depósitos volcánicos coherentes, autoclásticos, piroclásticos y volcanogénicos, intercalados con facies epiclásticas.

La sucesión presenta un cambio facial discernible sin ambigüedades en dirección este-oeste, desde las facies coherentes y autoclásticas a las piroclásticas y volcanogénicas (Fig. 2).

En el extremo oriental de la zona de estudio (Fig. 2) yacen las facies volcánicas coherentes, entre éstas la más abundante es la riolita bandeada. En el área de la Quebrada Chuschín las riolitas bandeadas pasan en transición hacia el oeste a la facies de riolita masiva con textura esferulítica dominante. Mientras que al norte, en la zona de Mina Delina, el cambio facial se da hacia la facies autoclástica de flujos riolíticos (brecha hialoclástica) junto con la intercalación de las riolitas masivas. En el sector occidental del área, y principalmente en la Quebrada Chuschín es donde predominan las dos facies piroclásticas identificadas (toba lapilítica masiva eutaxítica y toba vitrofírica) las cuales se

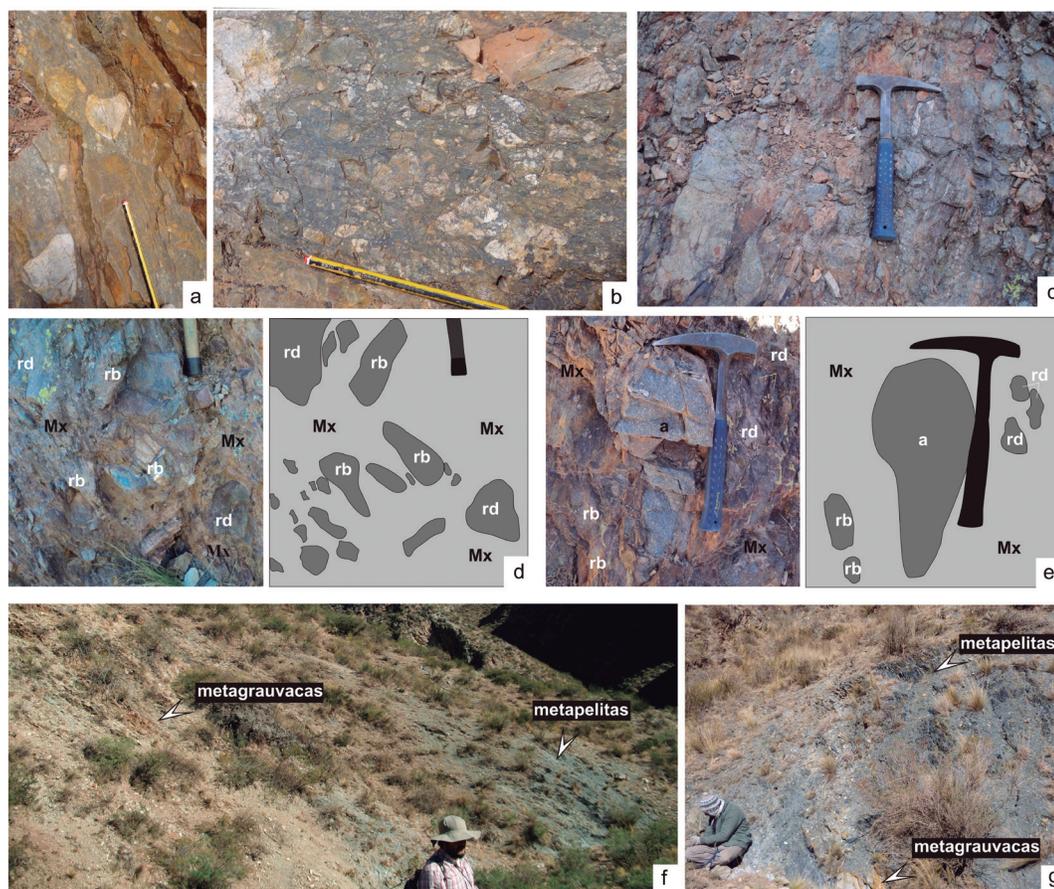


Figura 6: a y b) clastos con bordes rectos y curvilinear de brecha monomictica masiva. c, d y e) afloramiento de brecha polimictica con clastos de: riolacita masivas (rd), riolitas bandeada (rb) y andesitas (a). f y g) afloramiento de metagrauvascas y metapelita en el área de Mina Delina.

disponen en contacto neto y alcanzan su máxima potencia. En esta zona además se presentan los mayores espesores de las areniscas tobáceas aunque no es posible asegurar su relación de campo con las facies piroclásticas mencionadas. En la zona de Mina Delina, estas facies son menos representativas y toman relevancia las brechas monomictica masiva y la brecha polimictica masiva.

Los depósitos epiclásticos presentes en el área, se encuentran intercalados con rumbos submeridionales principalmente con las facies de volcanitas coherentes. La facies dominante es la de metapelita dispuesta en cuerpos tabulares de más de 6 m de espesor, intercalándose con bancos de metagrauvascas de menor potencia (0,70 m). Esta alternancia se incrementa hacia el contacto con las riolitas bandeada y brechas monomicticas, generando una arreglo granocreciente. Las mejores exposiciones de este arreglo de facies se preservan en el sector del perfil E (Figs. 2 y 3) donde las facies epiclásticas alcanzan

las máximas potencias.

DISCUSIÓN

Depósitos de volcanismo efusivo de la Formación Chuschín

Las facies volcánicas coherentes que conforman la Formación Chuschín son exclusivamente de composición silícica (riolitas y riolacitas), caracterizadas principalmente por texturas felsítica, esferulítica y micropoiquilítica en la pasta. La textura felsítica en particular evidencia procesos de recrystalización del vidrio ya que es uno de los productos de la desvitrificación de alta temperatura de vidrio silíceo (McPhie *et al.* 1993). De igual modo, la preservación de textura micropoiquilítica en estas facies registra el estadio inicial de la desvitrificación en vidrios con alto contenido de agua o cuyo enfriamiento fue lento (Lofgren 1971a). Por otra parte, la coexistencia de textura micropoiquilítica con la del tipo esferulítica sugiere que la desvitrificación fue completa. Dado que

la morfología de las esferulitas varía según la temperatura de formación, en el caso de las esferulitas presentes en estas facies, pueden considerarse como formadas a alta temperatura (700°C), ya que consisten de racimos abiertos, mientras que las de baja temperatura (<400°C) son paquetes de fibras radiales (Lofgren 1971b, McPhie *et al.* 1993).

En el caso de la facies riolita bandeada, estos tipos de texturas acentúan el bandeado que la caracteriza tal como se presenta en la figura 4e, debido a variaciones en la hidratación y desvitrificación del vidrio (Cas y Wright 1987, Scutter *et al.* 1998). La generación de este bandeado se debe a la elongación de las vesículas y su posterior relleno de microesferulitas alineadas y minerales secundarios o cuarzo microgranular producto de cristalización en fase de vapor (Asvesta y Dimitriadis 2010). Las distintas texturas y las evidencias de desvitrificación de alta temperatura de vidrio que presentan estas facies coherentes sugieren que los cristales en la pasta re-

sultan de la cristalización sineruptiva del magma y/o cristalización acompañada por el lento enfriamiento durante y después del emplazamiento (Lofgren 1971b, Allen y McPhie 2003). La presencia de canalículos rellenos con pasta recristalizada en los fenocristales de cuarzo con bordes engolfados sugiere inestabilidad en el magma y una disolución parcial de estos cristales (Asvesta y Dimitriadis 2010). La interconexión de estos canalículos y engolfamientos profundos pueden ser la causa de la fragmentación de los fenocristales de cuarzo (Allen y McPhie 2003) presentes en la facies riolita, tal como se observa en la figura 4c. Otra causa de la fragmentación y en especial para el caso de los feldespatos, es la presencia de grandes inclusiones fundidas, las cuales promueven la rotura interna de los fenocristales. Las inclusiones fundidas contribuyen al craqueo de estos durante el ascenso del magma debido a que las vesículas de estas inclusiones generan grandes incrementos en la presión interna durante la descompresión, causando fracturas en el cristal (Manley 1996, Best y Christiansen 1997). En relación con este proceso Allen y McPhie (2003) sugieren que tanto los fenocristales de feldespatos como los de cuarzo son los más propensos a fracturarse por este proceso ya que contienen inclusiones múltiples y/o grandes.

Las facies riolíticas coherentes de la Formación Chuschín presentan sus equivalentes autoclásticos tal como la facies definida como brecha hialoclástica. Este tipo de depósito es el producto del fracturamiento no explosivo y desintegración por enfriamiento en la parte externa de los flujos o domos lávicos (McPhie *et al.* 1993). La forma angular de los clastos que presenta esta facies, es consistente con la fragmentación frágil en respuesta a la contracción por el enfriamiento al entrar en contacto con el agua, y/o el esfuerzo dinámico del margen externo rígido debido al movimiento continuo del flujo. Además, la forma plana y angular de los fragmentos refleja que no existió retrabajo previo a la depositación, definiendo el brechamiento como *in-situ* (Asvesta y Dimitriadis 2010). Inicialmente el

enfriamiento afecta la superficie de contacto externa y produce fracturas que varían en forma y en la profundidad a la que penetran. Los clastos son formados *in-situ* por la intersección de tales fracturas y por el astillamiento del vidrio enfriado (Kokelaar 1986, McPhie *et al.* 1993, Motelib *et al.* 2014). Por otra parte, la presencia de textura perlítica en la matriz de este tipo de brecha (Fig. 4i y 4j), se asocia al sobreenfriamiento del vidrio por la interacción con el agua. Esta hidratación del vidrio involucra la difusión del agua e incremento de volumen dentro del vidrio sólido (McPhie *et al.* 1993, Asvesta y Dimitriadis 2010).

Entre los depósitos volcanoclásticos se ha definido un tipo de brecha monomítica masiva (Fig. 5a y 5b), la cual posee clastos de la misma composición que los clastos que constituyen la facies brecha hialoclástica mencionada anteriormente. Sin embargo, la brecha monomítica masiva se diferencia por contener mayor proporción de matriz, y del tipo detrítica. Este rasgo junto con la disposición de los clastos sugieren que se trata de brechas hialoclásticas resedimentadas de composición riolítica. Los distintos modelos de facies hialoclásticas muestran que estos depósitos se componen de material derivado de la fragmentación tanto primaria y con cierto grado de retrabajo. La resedimentación de este material puede ocurrir poco después de la depositación o luego del soterramiento de poca profundidad, estando controlado el grado de retrabajo por el entorno ambiental (Watton *et al.* 2013). El material hialoclástico que se deposita en regímenes inestables es propenso a ser removilizado. El flujo de lava es suministrado, a través de canales preexistentes, pendiente abajo, fragmentándose en profundidad y aumentando su retrabajo en las zonas distales. De este modo es común que estos depósitos se interdigiten con las facies coherentes u otras facies volcanoclásticas (Watton *et al.* 2013), tal como se observa en el área de estudio. En esta facies de brecha hialoclástica resedimentada la alta concentración de los clastos y su característica composición monolitológica sugiere que la fragmen-

tación primaria y la depositación ocurrió en proximidad al edificio volcánico.

Las relaciones faciales presentes entre las facies volcánicas coherentes y sus equivalentes autoclásticos, permiten interpretar algunos rasgos de los depósitos efusivos de la Formación Chuschín. Las facies de riolita bandeada y las riolita masiva con predominio de esferulitas (Fig. 7), constituyen el modelo típico de bordes de domos o flujos de lava (McPhie *et al.* 1993) cuyas texturas sugieren distintos grados de desvitrificación (Lofgren 1971a). Esta disposición en capas vinculada a facies de borde, asociado con las facies de hialoclastitas tanto *in-situ* como resedimentadas, indica que los flujos de lava o domos extruídos corresponden a ambientes subácuos (Fig. 7) o en contactos con acuíferos. Sin embargo, las observaciones no son determinantes a la hora de inferir la profundidad de los procesos extrusivos (Kokelaar 1986, Németh *et al.* 2008, Kralj 2012). La ausencia de vesículas en estos depósitos coherentes implica una inhibición de la exsolución de volátiles, fenómeno que comúnmente se relaciona con la presión de la columna de agua suprayacente. Gifkins *et al.* (2002) sugiere más de 200 m de profundidad para inhibir este proceso para magmas félsico, mientras que Fisher (1984) propone como nivel de compensación de presión 1000 m de potencia de la columna de agua para este tipo de erupción.

Depósitos de volcanismo explosivo de la Formación Chuschín

La facies de origen piroclástico presentes en la Formación Chuschín se caracterizan por la presencia de fiammes, fragmentos pumíceos y textura eutaxítica (Fig. 5a, b, c y d), rasgos que permiten interpretarla como ignimbritas, en las cuales se observan condiciones de soldamiento (McPhie *et al.* 1993). La discriminación entre textura soldada genuina y aparente es dificultosa en sucesiones volcánicas antiguas (Gifkins *et al.* 2005). Por otra parte, las morfologías de las fiammes en agregados granulares recristalizados responde a procesos diagenéticos y de litificación favoreciendo la preservación de las mismas

y eliminando la textura vítrea primaria (Asvesta y Dimitriadis 2010). Si bien podría considerarse que no hay evidencia de soldamiento original, la presencia de pliegues disarmónicos en las fiammes, el curvamiento en contacto de los cristaloclastos, y la presencia de clastos rotados por el flujo (Fig. 5e y f) sugieren condiciones de reomorfismo (Motelib *et al.* 2014) y/o soldamiento (González *et al.* 2004). Wolff y Wright (1981) asumen el reomorfismo como un movimiento secundario de flujo que sucede inmediatamente después de su depósito, como un fluido viscoso coherente, y McPhie *et al.* (1993) consideran al soldamiento como el sintering junto a la deformación plástica por calor y baja viscosidad de los piroclastos juveniles. Branney y Kokelar (1992) denominan este proceso como aglutinación, característico de ignimbritas de alto grado y lo distinguen del soldamiento post-emplazamiento por carga. De este modo la definición de esta facies como ignimbrita de alto grado (Llambías 2001) o reoignimbrita (Walker 1983) se basa en la evidencia de la aglutinación y coalescencia de los vitroclastos a temperaturas por encima de la transición del vidrio, proceso que además es causante del flujo que genera la textura de soldamiento, las fiammes plegadas y los clastos rotados que se observan (White 2000, Kralj 2012). El bandeado de cuarzo y epidoto que oblitera la textura eutaxítica podría vincularse a los procesos hidrotermales que afectaron la sucesión estudiada. El desarrollo de litofisas que presenta esta facies (Fig. 8), es otro indicador de depósitos piroclásticos soldados, ya que indican expansión de vesículas por exsolución de volátiles y la deformación plástica del vidrio en alta temperatura (McPhie *et al.* 1993).

La relación de yacencia entre tobas vitrofíricas con facies de ignimbritas permite interpretar vitrófros basales de flujos piroclásticos (Fig. 8), los cuales se asocian a porciones de ignimbritas densamente soldadas (Cas y Wright 1987). Dichos vitrófros basales evidencian flujos de temperaturas mayores a la de soldamiento, de muy baja viscosidad en el que las partículas se aglutinan al impactar en la super-

ficie antes de que se produzca el enfriamiento por el contacto con ésta (Freundt 1998). El bandeado de sílice microcristalina y criptocristalina representa la completa desvitrificación mediante la nucleación y crecimiento de cristales a temperaturas subsólidas generando la textura en mosaico de cuarzo y feldespatos que oblitera la textura vítrea original (McPhie *et al.* 1993). Las facies piroclásticas de la Formación Chuschín son volumétricamente dominantes en el sector occidental del área, y ponen de manifiesto la importancia del volcanismo explosivo en esta localidad del arco Famatiniano. El ambiente de deposición de estos flujos piroclásticos, hasta el momento no ha sido establecido, debido a la ausencia de facies fosilíferas en los depósitos sedimentarios asociados y la deformación sobreimpuesta. Sin embargo, considerando el resto de las facies definidas para el área es esperable que se trate de ignimbritas subacueas o con origen subaereo y posterior ingreso a un cuerpo de agua. Es importante sostener esta idea notando que Sparks *et al.* (1980) demostró por primera vez como se preservan las ignimbritas de alta temperatura en ambientes subacueos. Este autor considera que la soldadura y compactación de los flujos piroclásticos calientes están controlados principalmente por la carga litostática y la viscosidad del vidrio. En ambientes subacueos esta viscosidad, relacionada con el contenido de agua y la presión, disminuye con la potencia de la columna de agua, permitiendo el soldamiento a altas profundidades (Sparks *et al.* 1980).

Depósitos epiclásticos y volcanogénicos de la Formación Chuschín

En cuanto a las facies epiclásticas observadas en toda la Formación Chuschín sólo se ha podido determinar la presencia de niveles formados por facies pelíticas intercaladas con facies grauváquicas. Las características de la facies pelíticas permiten asociarla a la deposición por decantación a partir de material en suspensión en ambiente de baja energía, por debajo de la base de acción de olas. La presencia de estratos grauváquicos en set masivos, laminados, y con gradación normal, inter-

calados entre bancos potentes de pelitas, podrían ser indicios de depósitos de corrientes de turbidez de baja concentración de partículas (Pickering *et al.* 1986). El arreglo facial evidencia avenidas episódicas a un ambiente de baja energía, lo cual puede ser asignado a ambientes marino profundo o ambiente de plataforma (Astini *et al.* 2005). La poca preservación de estructuras primarias así como también la ausencia de facies fosilíferas imposibilitan hasta el momento sugerir con precisión tal ambiente depositacional.

En cuanto a las facies volcanoclásticas definidas en el área, caracterizadas como brecha polimíctica masiva y arenisca tobácea, éstas presentan una deformación sobreimpuesta que obliteró las posibles estructuras primarias y sedimentarias, hecho que condiciona las consideraciones que pueden contribuir a su interpretación. En el caso de la brecha masiva, la mala selección que presenta, el tamaño y forma de los clastos, y su naturaleza polimíctica permite interpretarla como depósitos de avalanchas de detritos de rápida deposición (Schmincke *et al.* 1997). Además la presencia de bloques de hasta 3,5 m de tamaño sugiere altos gradientes y proximidad al área de aporte para su deposición. Este tipo de facies se genera a partir de fallas en las laderas de los edificios volcánicos (Moore *et al.* 1989). A diferencia de los flujos de detritos éstos son eventos repentinos, el material es disgregado y la energía se disipa debido a las colisiones entre clastos (Masson *et al.* 2002, 2006). Las fallas que provocan las avalanchas de detritos suelen ser el resultado de un aumento excesivo del crecimiento del aparato volcánico en un período relativamente corto y/o la sismicidad relacionada con la erupción volcánica (Moore *et al.* 1989). Dicha actividad volcánica es el principal responsable de la construcción de edificios inestables, que luego son destruidos mayormente por el colapso lateral, en lugar de por el colapso vertical relacionado con la formación de calderas (Masson *et al.* 2002). Las secciones falladas de las laderas que quedan expuestas tanto en ambientes subacueos como subaéreos, son zonas de posterior volca-

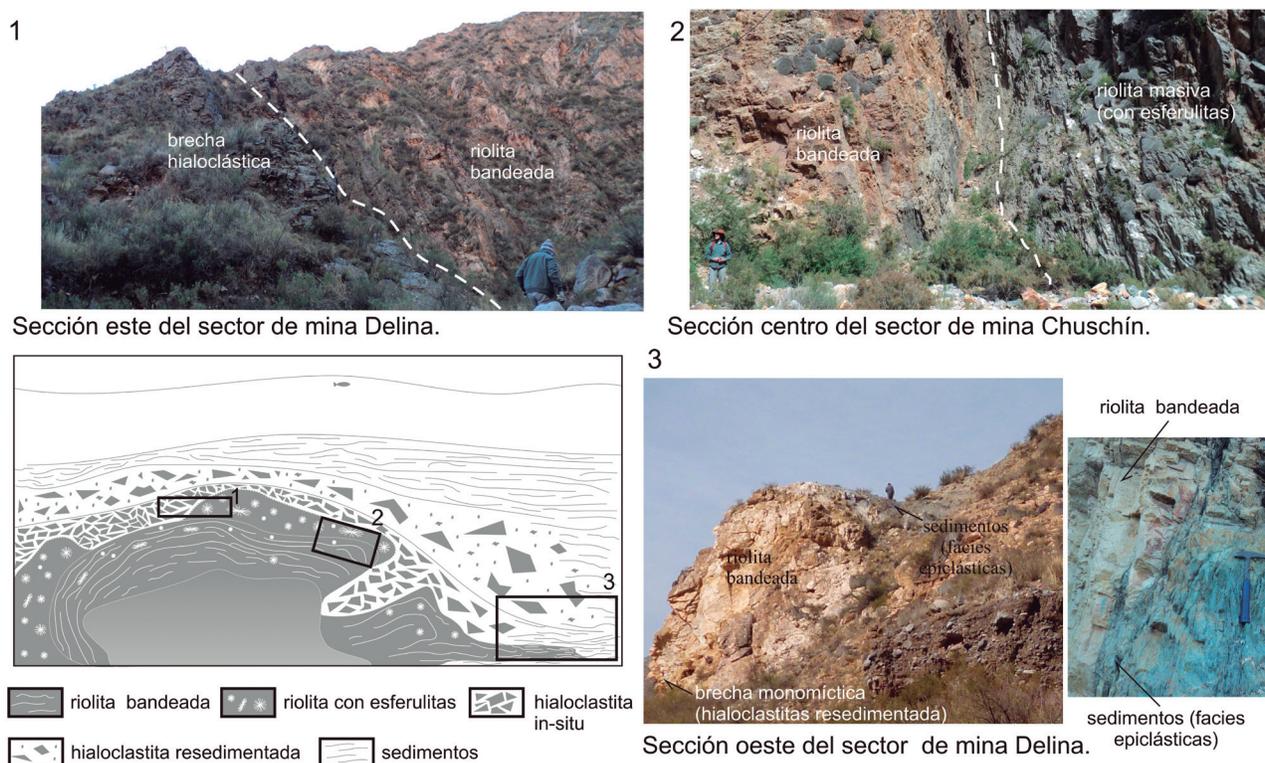


Figura 7: Esquema de distribución de facies en borde de flujo de lava o domo extruído en ambiente subácueo (Cas y Wright 1987, McPhie *et al.* 1993) e imágenes de las relaciones de facies en el área de Quebrada Chuschín y Mina Delina.

nismo, debido a la disminución de la potencia de las paredes del aparato volcánico, facilitando que el magma llegue a la superficie (Cantagrel *et al.* 1999, Masson *et al.* 2006). Este rasgo contribuye a la intercalación y asociaciones laterales de esta facies volcanoclásticas con las del tipo coherente tal como se observa en el área de estudio (Fig. 2 y 3).

En referencia a la facies arenisca tobácea, la presencia de fragmentos pumíceos en alta proporción sugiere que esta facies podría corresponder ya sea a depósitos primarios no soldados de un volcanismo explosivo o al retrabajo de estos en áreas muy próximas al aparato volcánico. Ambos orígenes pueden ser posibles, ya que podría vincularse con la facies de ignimbritas descritas anteriormente, representando los depósitos sin soldamiento de flujos piroclásticos (McPhie *et al.* 1993) o depósitos de caída independiente, o bien asociarse a la facies de brecha correspondiendo a la transformación de flujos de avalancha a flujos de detritos y corrientes de turbidez (Fisher 1984).

Características paleoambientales y consideraciones regionales

El análisis de facies y su arreglo vertical permite dividir a la sucesión volcano-sedimentario estudiada en dos secciones (inferior y superior) que sugieren distintos paleoambientes de sedimentación.

La sección inferior evidencia un ambiente deposicional dominado por episodios volcánicos efusivos félsicos subácueos (flujos de lava o domos) con generación de depósitos hialoclásticos tanto *in-situ* como resedimentados. Las características de las facies coherentes sugieren que las efusiones ocurrieron bajo una columna de agua de por lo menos más de 200 m de profundidad. En esta sección tales efusiones alternan con las facies epiclásticas que representan principalmente ambientes de sedimentación de baja energía para su emplazamiento.

La sección superior, en cambio incluye las facies volcanogénicas, representando una deposición a partir de flujos de detritos posiblemente asociado al colapso al aparato volcánico, como así también el re-

gistro del inicio de fases de volcanismo explosivo félsico. Las facies de mayor relevancia de esta sección caracterizan un ambiente dominado por flujos piroclásticos de altas temperaturas emplazados o generados en ambientes subácueos.

Mannheim (1993) fue quien primero estableció las composiciones félsicas de las volcanitas de esta Formación. Estudios realizados en el sector norte del Famatina, en el área de Chaschuil, definen facies volcánicas coherentes similares de composición félsica, dentro de Formación Surí, junto con basaltos y andesitas (Mángano y Buatois 1996, Cisterna *et al.* 2010), estando éstas últimas ausentes en el área de Chuschín. Cisterna *et al.* (2010) también interpreta facies hialoclásticas para la secuencia en Chaschuil evidenciando volcanismo subácueo, sin embargo en dicha área éstas constituyen los depósitos autoclásticos de basaltos y andesitas, y no de facies félsicas como en la zona de estudio de esta contribución. En la región central del Famatina, en el área del río Cachiuyo, Astini (1998) también reconoce rioli-



Sección este del sector de mina Chuschín.

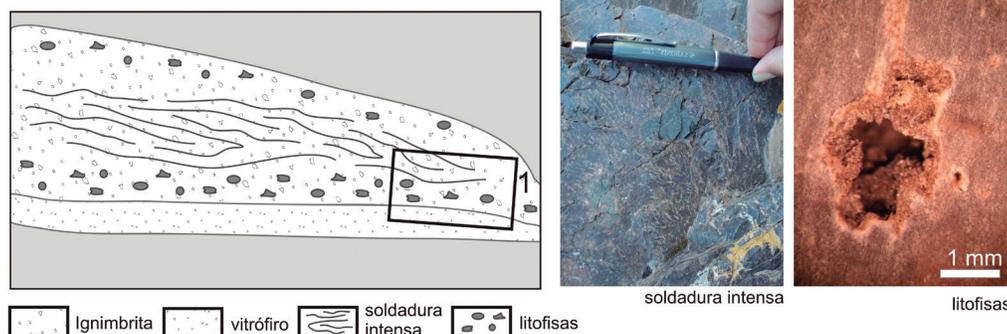


Figura 8: Esquema de ignimbritas de alto grado intensamente soldadas con bordes con litofisas (toba lapilítica masiva eutaxítica) y vitrófiro basal (toba vitrofírica), según Cas y Wright (1987). Afloramientos de éstas facies en el área de Quebrada Chuschín. Detalle de textura de soldamiento intenso y litofisas.

tas y andesitas (volcanitas Cerro Tocino), subyacentes a la Formación Suri, y en discordancia angular sobre el Grupo Famatina, describe volcanitas riódacíticas (Formación Morado).

Como se muestra en esta contribución la Formación Chuschín además incluye grandes potencias de facies piroclásticas de altas temperaturas. En relación a registros de volcanismo explosivo, se destaca lo mencionado por Cisterna *et al.* (2005) para el área de Chaschuil. Dichas autoras reconocen potentes depósitos de ignimbritas para la Formación Suri caracterizadas por soldamiento y textura eutaxítica indicando altas temperaturas de emplazamiento. Otras son las investigaciones referentes al Grupo Cerro Morado por Astini y Dávila (2002), quienes describen facies ignimbriticas también de alta temperatura, para la Formación El Portillo, y posteriormente Astini (2003) menciona la posible correlación entre este grupo y la Formación Chuschín.

El análisis y las comparaciones regionales también se basan en las facies volcanogénicas de la Formación Chuschín interpretadas, y para ello es importante tener en cuenta algunos aspectos paleoambientales definidos en estudios previos por

varios autores para unidades correlacionables. Desde Lavandaio (1973) la Formación Suri fue atribuida a facies de plataformas, con posterioridad, Clemens y Miller (1996) mantienen la idea de este tipo de ambiente y proponen que los depósitos de Formación Chuschín, corresponden a acantilados de margen continental activo con tendencia a pasivo. Por otra parte, Mángano y Buatois (1997) en el área de Chaschuil definen para el Miembro Vuelta de Tolos de la Formación Suri, facies asociadas a un ambiente de talud adyacente a un arco volcánico. Los autores se refieren a talud de margen activo formados en escarpas de fallas a profundidades someras. La facies volcanogénica denominada como brecha polimíctica, definida en esta contribución podría correlacionarse con tales tipos de depósitos, caracterizando también ambientes de alto gradiente y proximidad al arco volcánico. De igual modo, la facies de areniscas tobáceas definidas en este trabajo, presentan similitudes a la descritas en Chaschuil por Mángano y Buatois (1996), Cisterna *et al.* (2010) y, Cisterna y Coira (2014).

En cuanto a las facies sedimentarias epiclásticas en la Formación Chuschín, es

destacable, que éstas se presentan escasamente aflorando en relación a las facies volcánicas, al igual que en la Formación Molle (Astini 1998) y Formación El Portillo (Astini y Dávila, 2002) donde predominan los niveles volcanogénicos.

Teniendo en cuenta las consideraciones regionales planteadas anteriormente, se puede afirmar que las facies coherentes, autoclásticas y parte de las volcanogénicas, que conforman la Formación Chuschín presentan similitudes con los depósitos del Grupo Famatina del sector norte (área de Chaschuil). Mientras que las facies piroclásticas, demás volcanogénicas y su relación con las epiclásticas, se asemejan principalmente al Grupo Cerro Morado de la región central del Famatina. Sin embargo, para corroborar tales correlaciones resulta de crucial relevancia la obtención de edades radiométricas de las volcanitas para definir si los eventos efusivos y explosivos que representan la Formación Chuschín son coetáneos con uno u otro Grupo. Como se mencionó anteriormente, la yacencia discontinua de las sucesiones ordovícicas de la pendiente occidental del Famatina dificultan las correlaciones litoestratigráficas en ausencia de dataciones.

CONCLUSIÓN

Los resultados de la investigación llevada a cabo en la Formación Chuschín sugieren que la sucesión litológica estudiada corresponde a depósitos volcano-sedimentarios, los cuales han sido vinculados con la evolución del arco magmático Famatiniano en todos los estudios realizados hasta el presente (Mannheim 1988, Clemens y Miller 1996, Mannheim y Miller 1996, Astini 1998, 2003, Armas *et al.* 2014).

El análisis de facies de la Formación Chuschín ha permitido distinguir facies volcánicas coherentes, facies volcanoclásticas y facies epiclásticas. Entre las facies coherentes se han definido: riodacitas masiva, riolita bandeada y riolita masiva. Las facies volcanoclásticas han sido diferenciadas entre autoclásticas, piroclásticas y volcanogénicas. Dentro de estos grupos se han descrito brecha hialoclástica; toba lapilítica masiva eutaxítica; toba vitrofírica; brechas monomítica masiva; brecha polimítica masiva y arenisca tobácea. Las facies epiclásticas presentes en la sucesión corresponden a metagrauvaca laminada y metapelita masivas y laminadas.

Este trabajo contribuye al conocimiento geológico de la Formación Chuschín, concuerda con resultados previos y abre varias líneas de investigaciones que permitirán ajustar la reconstrucción del ambiente tectónico para el Ordovícico del centro oeste de Argentina. La ausencia de dataciones radimétricas y de registro fosilífero junto con la importante deformación sobrepuesta a la sucesión dificulta elaborar un modelo ajustado para el ambiente depositacional. No obstante, la información recolectada permite aseverar que la Formación Chuschín presenta depósitos asociados a volcanismo efusivo ácido subácueo, volcanismo explosivo con importantes depósitos piroclásticos, sedimentación volcanoclástica en proximidades del edificio volcánico y sedimentación epiclástica en ambiente de baja energía.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue subsidiado por los pro-

yectos PICT 00453/10 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina y a través del fondo de ayuda de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Río Cuarto. Por otra parte se reconoce la colaboración en las tareas de campo del Lic. Nicolás Zambroni, Darío Ferrero y Lucía Cattana.

Los autores agradecen a los árbitros del trabajo, al Dr. Federico Martina y a la Dra. Flavia Salani por sus valiosas sugerencias al manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, S. y McPhie, J. 2003. Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126: 263-283.
- Armas, P., Cristofolini, E., Otamendi, J., Tibaldi, A. y Zambroni, N. 2014. Geología de la Quebrada de Chuschín y Valle del Cosme. Sector suroccidental del Sistema de Famatina. Provincia de La Rioja. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas CD, Córdoba.
- Astini, R. 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53: 445-460.
- Astini, R. 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. En: Benedetto, J.L. (ed.), *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba. 1-74, Córdoba.
- Astini, R. A., Collo, G., y Martina, F. 2007. Ordovician K-bentonites in the upper-plate active margin of Western Gondwana (Famatina Ranges): stratigraphic and palaeogeographic significance. *Gondwana Research* 11: 311-325.
- Astini, R. y Dávila, F. 2002. El Grupo Cerro Morado (Ordovícico Medio) en el Famatina (28°-29° S), Andes Centrales del oeste argentino. *Revista Geológica de Chile* 29: 241-254.
- Astini, R. y Dávila, F. 2004. Ordovician back arc foreland and Oclóyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics* 23: TC4008.
- Astini, R., Dávila, F., Collo, G., y Martina, F. 2005. La Formación La Aguadita (Ordovícico medio-superior): Su implicancia en la evolución temprana del Famatina y como parte del orógeno oclóyico en el noroeste argentino. En: Dahlquist, J., Baldo, E. y Alasino, P. (eds.) *Geología de la Provincia de La Rioja (Precámbrico-Paleozoico inferior)*: 67-84, Buenos Aires.
- Asvesta, A. y Dimitriadis, S. 2010. Facies architecture of a Triassic rift-related Silicic Volcano-Sedimentary succession in the Tethyan realm, Peonias subzone, Vardar (Axios) Zone, northern Greece; Regional implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 193: 245-269.
- Best, M y Christiansen, B. 1997. Origin of broken phenocrysts in ash-flow tuffs. *Geological Society of America, Bulletin* 1: 63-73.
- Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 19:1-220, Córdoba.
- Branney, M. J. y Kokelaar, B. P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London*, 136 p., Londres.
- Branney, M. y Kokelaar, B. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology* 54: 504-520.
- Candiani, J., Astini, R., Dávila, F., Collo, G., Ezpeleta M., Alasino, P., Dahlquist, J. y Carrizo R. 2011. Hojas geológicas 2969-18, Famatina y 2969-24, Sañogasta, 1:100.000. *Boletín* 379. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.
- Cantagrel, J., Arnaud, N., Ancochea, E., Fuster, J. y Huertas, M. 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of Las Canadas caldera wall (Canary islands). *Geology* 27: 739-742.
- Cas, R. y Wright, J. 1987. *Volcanic Successions: Modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions*. Unwin Hyman, 528 p., Boston.
- Chernicoff, C., Zappettini, E., Santos, J., Allchurch, S. y McNaughton, N. 2010. The southern segment of the Famatinian magmatic arc, La Pampa province, Argentina. *Gondwana Research* 17: 662-675.
- Chew, D., Schaltegger, U., Kosler, J., Whitehouse, M., Gutjahr, M., Spikings, R. y Miskovic, A. 2007. UePb geochronologic evidence for

- the evolution of the Gondwanan margin of the northcentral Andes. *Geological Society of America Bulletin* 119, 697-711.
- Cisterna, C. 1994. Contribución a la Petrología de los Granitoides del Extremo Norte de la Sierra de Narvárez, Sistema de Famatina, Catamarca. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 275 p., Salta.
- Cisterna, C. E. y Coira, B. 2014. Subaqueous eruption-fed mass-flow deposits: Records of the Ordovician arc volcanism in the northern Famatina Belt; Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 49: 73-84.
- Cisterna, C., Coira, B. y Brussa, E. 2006. Registros volcánicos - sedimentarios tremadocianos tempranos en el norte del Sistema de Famatina. Nuevos datos sobre la actividad efusiva en el arco magmático ordovícico del noroeste de Argentina. XI Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 431-434, Antofagasta.
- Cisterna, C., Coira, B. y Koukharsky, M. 2005. Registros del volcanismo bimodal de la zona de Chaschuil. Una clave para la reconstrucción del arco magmático ordovícico en el Sistema de Famatina, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino 3: 317-324, La Plata.
- Cisterna, C., Coira, B. y Décima, F. 2010. Efusiones subácueas del arco volcánico ordovícico en el norte del Sistema de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 223-235.
- Clemens, K. y Miller, H. 1996. Sedimentología, proveniencia y posición geotectónica de las sedimentitas del Precámbrico y Paleozoico inferior del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G.; Miller, H. y Toselli, A. (eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. Münchner Geologische Hefte 19 (Reihe A): 31-50, Munich.
- Concí, I., Dávila, F., Astini, R. y Martino, R., 2001. La faja de deformación de Chuschín (29° 17'S), sierra de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. En: Cortés, M.J., Rosello, E. y Dalla Salda, L. (Eds.), *Avances en Microtectónica*. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial, 5: 117-120.
- Dahlquist, J., Pankhurst, R., Rapela, C., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, C. y Baldo, E. 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina complex: constraining early-mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica Acta* 6: 319-333.
- Dávila, F. y Astini, R. 2007. Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina belt): implications for central Andean foreland development. *Geological Society of America* 119: 609-622.
- De Alba, E., 1980. Reflexiones sobre el Paleozoico Inferior del llamado Sistema de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 573-578.
- Ducea, M., Otamendi, J., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V. y Gehrels, G. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Tectonics*, 29:TC4002.
- Esteban, S. 1999. Estratigrafía, geología sedimentaria y Paleontología del Ordovícico basal del Sistema de Famatina. Tesis Doctoral en Geología, Universidad Nacional de Tucumán (inédito), 1-189, Tucumán.
- Esteban, S. 2003. The Early Ordovician in the Sistema de Famatina: Stratigraphic and Geotectonic Framework. <http://insugeo.org.ar>.
- Fanning, C., Pankhurst, R., Rapela, C., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C. 2004. K-bentonites in the Argentine Precordillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian Arc. *Journal of the Geological Society of London* 161: 747-756.
- Fink, J. 1983. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geological Society American Bulletin* 94:362-380.
- Fisher R. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society American Bulletin* 72: 1409-1414.
- Fisher, R. y Schmincke, H. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 472 p., Berlin.
- Freundt, A. 1998. The formation of high-grade ignimbrites, I: Experiments on high- and low concentration transport systems containing sticky particles. *Bulletin of Volcanology* 59: 414-435.
- Gallien, F., Mogessie, A., Bjerg, E., Delpino, S., Castro de Machuca, B., Thöni, M. y Klötzlid, U. 2010. Timing and rate of granulite facies metamorphism and cooling from multi-mineral chronology on migmatitic gneisses, Sierras de La Huerta and Valle Fértil, NW Argentina. *Lithos* 114: 229-252.
- Gifkins, C. McPhie, J. y Allen, R. 2002. Pumiceous rhyolitic peperite in ancient submarine volcanic successions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 181-203.
- Gifkins, C., Allen, R. y McPhie, J., 2005. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142: 29-47.
- González, P., Páez, G., Cervera, F. e Iribarne, M. 2004. Texturas relícticas en las metaignimbritas neoproterozoicas del basamento del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 103-112.
- Harrington, H. y Leanza, A. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology University of Kansas, Special Publication 1, 276 p. Kansas.
- Kokelaar, B. 1986. Magma-water interaction in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology* 48: 275-291.
- Kralj, P. 2012. Facies architecture of the Upper Oligocene submarine Smrekovec stratovolcano, Northern Slovenia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 247-248.
- Larrovere, M., de los Hoyos, C., Toselli, A., Rossi, J., Basei, M. y Beldar, M. 2011. High T/P evolution and metamorphic ages of the migmatitic basement of Northern Sierras Pampeanas, Argentina: characterization of a mid-crustal segment of the Famatinian belt. *Journal of South American Earth Sciences* 31: 279-297.
- Lavandaio, E. 1973. Geología del cerro Tolar-Cuchilla Negra, Sierra de Famatina, La Rioja, Argentina. 5° Congreso geológico argentino, Actas 4:41-54.
- Llambías, E. 2001. Geología de los Cuerpos Igneos. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO). Serie Correlación Geológica 15. CONICET y Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, 232 p., Tucumán.
- Lofgren, G. 1971a. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal Geophysical Research* 76: 5635-5648.
- Lofgren, G. 1971b. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolite glass. *Geological Society American Bulletin* 82:553-560.
- Lucassen, F. y Franz, G. 2005. The early Palaeozoic orogen in the Central Andes: a noncollisional orogen comparable to the Cenozoic high plateau? En: Vaughan, A., Leat, P. y Pankhurst, R. (eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana* Geological Society of London Special Publication 246: 257-373.

- Mángano, M. y Buatois, L. 1994. Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores del río Chaschuil, Ordovícico del Sistema del Famatina, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1: 143-169.
- Mángano, M. y Buatois, L. 1996. Estratigrafía, sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Suri en la subcuenca de Chaschuil, Ordovícico del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (eds.), *Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Helf* 19 (Reihe A): 51-75, Munich.
- Mángano, M. y Buatois, L. 1997. Slope-apron deposition in an Ordovician arc-related setting: the Vuelta de Las Tolas Member (Suri Formation), Famatina Basin, northwest Argentina. *Sedimentary Geology* 109: 155-180.
- Manley, C. 1996. Morphology and maturation of melt inclusions in quartz phenocrysts from the Badlands rhyolite lava flow, southwestern Idaho: *American Mineralogist* 81: 158-168.
- Mannheim, R. 1988. Die Ordovizische Vollkano-sedimentare Abfolge der Formation Chuschín, Sistema de Famatina, NW Argentina. Tesis Doctoral, Universität München (inédito), 89 p., Munich.
- Mannheim, R. 1993. Génesis de las volcanitas eopaleozoicas del Sistema del Famatina, noroeste de Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 147-155, Mendoza.
- Mannheim, R. y Miller, H., 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas eopaleozoicas del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.), *Geología del Sistema del Famatina. Münchner Geologische Hefte*, A19: 159-186.
- Masson, D., Harbitz, C., Wynn, R., Pedersen, G. y Lovholt, F. 2006. Submarine landslides: Processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the royal society A*, 364: 2009-2039.
- Masson, D., Watts, A., Gee, M. Urgeles, R., Mitchell, N., Le Bas, T. y Canals, M. 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Science Reviewer* 57: 1-35.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. *Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Hobart, Codes Key Centre, University of Tasmania, 196 p., Tasmania.
- Moore, J., Clague, D., Holcomp, R., Lipman, P., Normark, W. y Torresan, M. 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research*. 94: 17465-17484.
- Motelib, A. Khalaf, E. y Al-Marzouki, A. 2014. Growth, destruction and facies architecture of effusive and explosive volcanics in the Miocene Shama basin, southwest of Saudi Arabia: Subaqueous-subaerial volcanism in a lacustrine setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 277: 51-76.
- Németh, K., Pécskay, Z., Martin, U., Gmélíng, K., Molnár, F., Cronin, S.J., 2008. Hyaloclastites, peperites and soft-sediment deformation textures of a shallow subaqueous Miocene rhyolitic dome-cryptodome complex, Pálháza, Hungary. En: Thomson, K., Petford, N. (eds.), *Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems: Geological Society London Special Publication* 302: 63-86.
- Otamendi, J., Pinotti, L., Basei, M. y Tibaldi, A. 2010. Evaluation of petrogenetic models for intermediate and silicic plutonic rocks from the Sierra de Valle Fértil-La Huerta: petrologic constraints on the origin of igneous rocks in the Ordovician Famatian-Puna paleoarc. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 29-45.
- Pankhurst, R. y Rapela, C. 1998. The proto - Andean margin of Gondwana: An introduction. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (eds.) *The proto-Andean Margin of Gondwana. The Geological Society, Special Publications* 142: 1-9.
- Pankhurst, R., Rapela, C. y Fanning, C. 2000. Age and origin of coeval TTG, Iand S-type granites in the Famatian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91: 151-168.
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M. y Hiscott, R. 1986. Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews* 23: 75-174.
- Sardi, F., Toselli, A. y Marcos, O. 2005. Depósitos minerales y mineralogénesis del ciclo famatiniano de la provincia de La Rioja. En: Dahlquist, J., Baldo, E. y Alasino, P. (eds), *Geología de la provincia de La Rioja, Precámbrico-Paleozoico Inferior*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 8: 157-167.
- Schalamuk, I. y Curci, M. 1999. Depósitos sericiticos-pirofilitico de las quebradas Chuschín y del Cosme, La Rioja. En: Zappettini, E. (ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina, Segemar* 35: 425-427, Buenos Aires.
- Schmincke, H.-U., Behncke, B., Grasso, M., Raffi, S., 1997. Evolution of the northwestern Iblean Mountains, Sicily: uplift, Pliocene/Pleistocene sea-level changes, paleoenvironment, and volcanism. *Geologische Rundschau* 86: 637-669.
- Scutter, C., Cas, R., Moore, C. y de Rita, D. 1998. Facies architecture and origin of a submarine rhyolitic lava flow-dome complex, Ponzá, Italy. *Journal of Geophysical Research* 27: 551-566.
- Sparks, R., Sigurdsson, H. y Carey, S. 1980. The entrance of pyroclastic flows into the sea, II. theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. *Journal of Volcanology and geothermal research* 7: 87-96.
- Stelzner, A. 1876. *Geologie der Argentinischen Republik*. En: Napp, R., *Die Argentinischen Republik*, 71 p.
- Toselli, A., Durand, F., Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución tectónica y magmática Eo-Paleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 443-462.
- Turner, J. 1958. Estratigrafía de la Sierra de Narváez, Catamarca y La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12: 18-60.
- Walker, G. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 281-296.
- Watton, T., Jerram, D., Thordarson, T. y Davies, R. 2013. Three-dimensional lithofacies variations in hyaloclastite deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 250: 19-33.
- White, J. 2000. Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. *Precambrian Research* 101: 87-109.
- Wolff, J. y Wright, V. 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10: 13-34.

Recibido: 12 de mayo, 2015

Aceptado: 17 de diciembre, 2015