

Mecanismos eruptivos y procesos depositacionales del Grupo Choiyoi en el área de Las Caletas, Cordillera Frontal de San Juan, Argentina

Sebastián Rocher^{1,2}, Graciela Vallecillo¹

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Ignacio de la Rosa y Meglioli 590 (O), Complejo Universitario 'Islas Malvinas', CPA J5402DCS Rivadavia, San Juan, Argentina.
sebastianrocher@unsj-cuim.edu.ar; gvallecillo@unsj-cuim.edu.ar

² CONICET-Universidad Nacional de San Juan, Mitre 396 (E), CPA J5402CWH, San Juan, Argentina.

RESUMEN. La provincia riolítica Choiyoi del Permo-Triásico de Chile y Argentina es por su extensión, volumen y significado geológico, el registro de uno de los más importantes eventos magmáticos del margen suroccidental de Gondwana. Sin embargo, aspectos relativos a su volcanología física y sus circunstancias tectónicas son poco conocidos. Con el propósito de identificar los tipos de actividad eruptiva y las formas de acumulación de este volcanismo, se abordó el estudio estratigráfico y litofacial de la Formación Horcajo, una potente sucesión volcánica silícica representativa de la sección superior del Grupo Choiyoi aflorante en la Cordillera Frontal de San Juan (oeste de Argentina). En los tramos inferiores y medios de la unidad se reconoce un ciclo volcánico integrado por cuatro episodios eruptivos: **1.** volcanismo efusivo precolapso; **2.** volcanismo explosivo freatomagmático; **3.** volcanismo explosivo y colapso volcano-tectónico; y **4.** volcanismo efusivo poscolapso y sedimentación sineruptiva. El emplazamiento de las unidades eruptivas de la Formación Horcajo habría sido controlado por procesos de subsidencia volcano-tectónicas asociados a erupciones explosivas de gran magnitud. Si bien este mecanismo eruptivo habría sido dominante, se alternó con importantes fases efusivas que llevaron al emplazamiento de voluminosos flujos de lava riolíticos. Fases freatomagmáticas menores dieron lugar a la construcción de conos o anillos de tobas silícicos relacionados con la instalación de ambientes aluviales y lacustres locales durante breves intervalos de sedimentación sineruptiva. Evidencias estratigráficas y estructurales sugieren que los depósitos reconocidos son remanentes de un antiguo centro eruptivo de tipo caldera, aunque sin límites ni geometría claramente expuestos. Los procesos involucrados en la génesis de la Formación Horcajo, unidad de amplio desarrollo en la Cordillera Frontal, pueden ser considerados como algunos de los más comunes del volcanismo Choiyoi.

Palabras clave: Grupo Choiyoi, Volcanismo explosivo silícico, Litofacies piroclásticas, Flujos de lava riolíticos, Cordillera Frontal-Argentina.

ABSTRACT. Eruptive mechanisms and depositional processes of the Choiyoi Group in Las Caletas area, San Juan Frontal Cordillera, Argentina. The Permo-Triassic Choiyoi rhyolite province of Chile and Argentina is by its extension, volume and geological significance, the record of one of the most important magmatic events of the southwestern margin of Gondwana. However, aspects dealing with the physical volcanology and tectonic setting are poorly understood. In order to characterize the eruptive activity and style of deposition, a stratigraphic and lithofacial study was carried out in the Horcajo Formation, a thick silicic volcanic succession representative of the upper section of the Choiyoi Group cropping out in the Cordillera Frontal of San Juan (western Argentina). A volcanic cycle defined by four eruptive episodes is recognized in the lower and middle sections of the unit: **1.** pre-collapse effusive volcanism; **2.** phreatomagmatic explosive volcanism; **3.** explosive volcanism and volcano-tectonic collapse; and **4.** post-collapse effusive volcanism and syn-eruptive sedimentation. The emplacement of the eruptive units of the Horcajo Formation was controlled by volcano-tectonic subsidence processes associated with large magnitude ignimbrite forming eruptions. Although this eruptive mechanism would have been dominant, it alternate with important effusive phases which lead to the emplacement of voluminous rhyolite lava flows. Minor phreatomagmatic activity was responsible for the construction of silicic tuff cones or rings also related to the formation of local alluvial and lacustrine environments during brief intervals of syn-eruptive sedimentation. Stratigraphic and structural evidence suggests that the recognized deposits are remnants of an ancient caldera-like eruptive center, although without limits or geometry clearly exposed. The processes involved in the genesis of Horcajo Formation, a widespread unit of Cordillera Frontal, can be considered as some of the most common of the Choiyoi volcanism.

Keywords: Choiyoi Group, Silicic explosive volcanism, Pyroclastic lithofacies, Rhyolite lava flows, Frontal Cordillera-Argentina.

1. Introducción

Junto con la amalgamación final de Pangea y la terminación del Orógeno Terra Australis, alrededor de los 300-230 Ma (Cawood, 2005), el margen suroccidental de Gondwana fue afectado por un intenso evento magmático que evolucionó en forma discontinua desde asociaciones de arco en un régimen orogénico hasta un régimen extensional posorogénico transicional a intraplaca (Llambías, 1999; Kleiman y Japas, 2009). Es en este último período cuando el magmatismo gondwánico muestra su mayor actividad y da lugar al desarrollo de la provincia magmática Choiyoi (Kay *et al.*, 1989; Mpodozis y Kay, 1992), la cual se extiende entre los 23° y 42°S en Chile y centro-oeste de Argentina (Fig. 1A). La denominación de esta provincia se

debe al nombre genérico con el que se designan las secuencias volcánicas que la componen: el Grupo Choiyoi (Groeber, 1946; Rolleri y Criado Roque, 1970; Stipanovic *et al.*, 1968).

El Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal, en donde alcanza su mayor desarrollo, comprende una secuencia predominantemente volcánica de edad Permo-Triásica de composición intermedia a silícica emplazada en ambiente continental en el que se destacan volumétricamente productos de volcanismo explosivo, en general ignimbritas con altos grados de soldamiento (Llambías, 1999). La secuencia ha sido dividida por Llambías *et al.* (1993) en dos secciones, una inferior de composición fundamentalmente andesítica, y una superior riolítica, encontrándose ambas unidades en estrecha relación con una asociación plutónica comagmática constituida

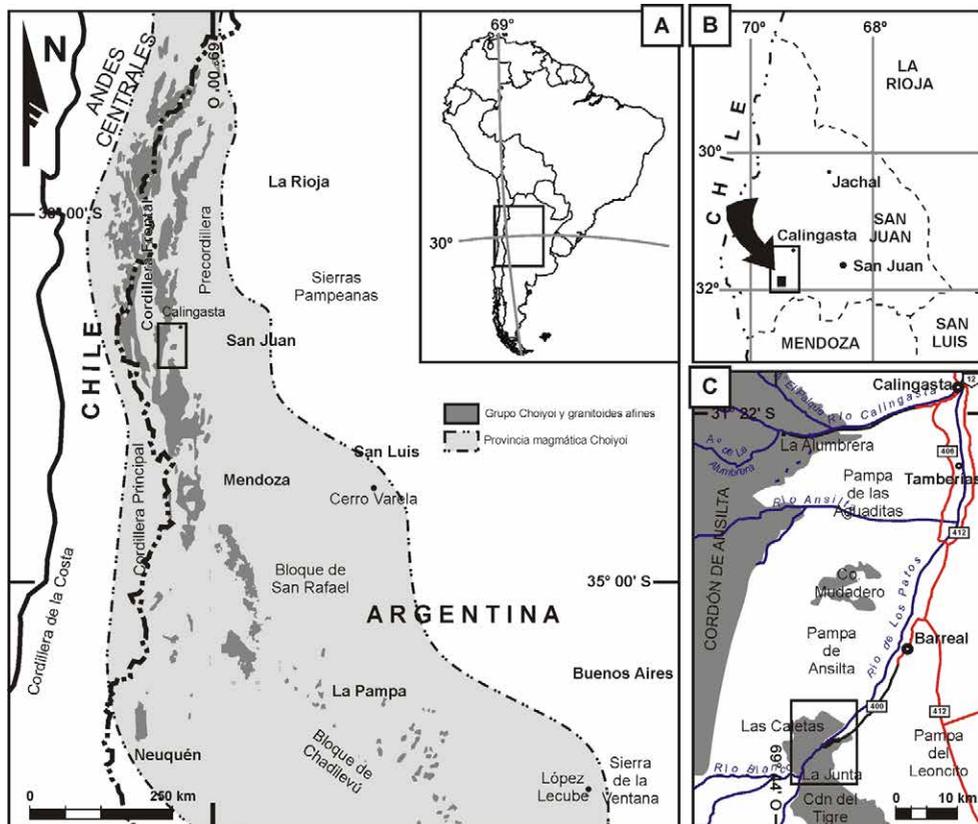


FIG. 1. A. Mapa de afloramientos del Grupo Choiyoi y extensión de la provincia magmática en la región centro-oeste de Argentina y centro-este de Chile y su posición relativa en el continente sudamericano (modificado de Kleiman y Japas, 2009). En el recuadro inserto se muestra la región de la Cordillera Frontal ampliada abajo a la derecha (Fig. 1C); B. Arriba a la derecha, se indica la posición relativa de la misma región en la provincia de San Juan; C. Mapa de afloramientos del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal, al oeste y sur del valle del río de Los Patos. El área de trabajo se ha destacado en el recuadro inserto.

por batolitos. La primera sección, desarrollada entre 272 y 260 Ma, constituye una asociación calcoalcalina de arco relacionada con una etapa final de subducción, mientras que la segunda, que cubre el lapso de los 259 a 247 Ma, se materializó en una asociación silícica pos-orogénica de transición a intraplaca desarrollada en régimen extensional (Coira y Koukharsky, 1976; Kay *et al.*, 1989; Llambías y Sato, 1995; Mpodozis y Kay, 1992; Strazzere *et al.*, 2006; Martínez *et al.*, 2006; Kleiman y Japas, 2009; entre otros). La arquitectura de las unidades ignimbríticas se caracteriza como una sucesión de mantos potentes y continuos relativamente horizontales, relacionados con extensos plateaux ignimbríticos conformados por la superposición de depósitos provenientes de diferentes centros eruptivos (Llambías *et al.*, 1993; Llambías, 1999). Con excepción de algunas menciones, estos centros eruptivos no han sido rigurosamente identificados, infiriéndose directa o indirectamente a través de sus litologías, espesores y volúmenes, su correspondencia con grandes calderas de colapso (Davidson *et al.*, 1985; Kay *et al.*, 1989; Quenardelle y Llambías, 1997; Llambías *et al.*, 1993; Breitreuz, 1995; Cortés *et al.*, 1997; Salvarredi, 1996; Strazzere *et al.*, 2006).

Si bien la comprensión general de la evolución petrogenética y geotectónica del Grupo Choiyoi alcanzada hasta el momento es considerable, no lo es así la referente a su volcanología física en aspectos tales como dinámica eruptiva y mecanismos de emplazamiento de sus productos, existiendo pocas referencias al respecto. En este sentido, se llevó a cabo un análisis estratigráfico y litofacial a lo largo de una secuencia volcánica riolítica correspondiente a los tramos basales y medios de la Formación Horcajo (Mirrè, 1966), unidad representativa de la sección superior del Grupo Choiyoi aflorante en el sector de Las Caletas, en la Cordillera Frontal de San Juan. Este análisis tiene el objetivo de comprender los mecanismos eruptivos y de emplazamiento de las unidades lávicas y piroclásticas y definir el ambiente depositacional de sus intervalos volcanoclásticos resedimentados, así como reconstruir su historia eruptiva. Se describen e interpretan rigurosamente diferentes grupos genéticos de depósitos, incluyendo lavas silícicas voluminosas, secciones de un anillo de tobas silícico, ignimbríticas de intracaldera y depósitos laháricos. La secuencia considerada es interpretada como los remanentes de un centro eruptivo gondwánico de tipo caldera, aunque sin límites ni geometría

claramente expuestos. Además, se realiza un breve análisis sobre estructuras de fallamiento y su relación con los depósitos, demostrando por primera vez, y a través de evidencias directas, la acción de procesos de subsidencia volcano-tectónicos durante el emplazamiento de las unidades ignimbríticas del Grupo Choiyoi.

2. Metodología

Para la realización de este trabajo se levantaron 11 columnas estratigráficas en diferentes secciones en quebradas subsidiarias al río de Los Patos y en los casos en los que fue posible, se correlacionaron entre sí y se obtuvieron secciones compuestas. Los trabajos de campo incluyeron la toma de datos estructurales sobre las principales fallas que afectan a la unidad objeto de estudio. Se realizó en forma conjunta con el estudio estratigráfico-litofacial, un somero análisis estructural para el cual se tuvieron en cuenta los datos de campo y un estudio de lineamientos a escala regional y local a partir de imágenes satelitales.

Si bien las diferentes litofacies fueron definidas bajo términos descriptivos que hacen referencia a características texturales, estructurales, composicionales, etc., sin involucrar, en lo posible, connotaciones genéticas, se usaron diferentes nomenclaturas de acuerdo con la correspondencia de las mismas con tres grandes categorías genéticas de McPhie *et al.* (1993): **1.** lavas, **2.** depósitos piroclásticos, incluyendo depósitos de origen freatomagmático e ignimbrítico; y **3.** depósitos volcanoclásticos resedimentados. Los códigos de litofacies fueron adoptados de diferentes autores según la categoría genética correspondiente (Tabla 1). En primer término, las litofacies coherentes (lávicas, no fragmentarias) fueron definidas sobre la base de su composición como principal criterio, mientras que las litofacies volcanoclásticas asociadas (autoclásticas) se identificaron, además, a partir de su textura (tamaño de grano). Códigos creados en este trabajo, basados en D'Elia *et al.* (2012), corresponden a las litofacies cfR (riolitas coherentes con foliación de flujo) y brR (riolitas brechosas). Se utilizó la terminología de Fisher (1966) para la clasificación granulométrica y la definición de las litofacies de las rocas piroclásticas. El esquema de términos y abreviaciones de litofacies utilizado para depósitos piroclásticos está basado en los propuestos por Branney y Kokelaar (2002) y Brown *et al.* (2007), los cuales fueron sujetos a algunas

TABLA 1. SÍMBOLOS EMPLEADOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE LITOFACIES.

R	riolita ('rhyolite')
BrR	riolita brechosa ('brecciated rhyolite')
T	toba ('tuff')
LT	toba lapillítica ('lapilli tuff')
TBr	brecha tobácea ('tuffaceous breccia')
MBr	mesobrecha ('mesobreccia')
S	arenisca ('sand, sandstone')
G	conglomerado ('gravel, conglomerate')
c	textura coherente, ('coherent'; no fragmentaria, opuesto a volcánoclastica)
f	foliación de flujo ('flow foliation')
e	fábrica eutaxítica ('eutaxitic')
rheo	fábrica reomórfica ('rhemorphic')
m	estructura maciza ('massive')
db	estratificación difusa ('difusely bedded')
b	estratificación ('bedded'; capas medias a gruesas)
s	estratificación ('stratified'; capas finas, de origen tractivo)
g	gradación normal o inversa ('graded')

Basados en D'Elia *et al.*, 2012; Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al.*, 2007; Miall, 1978 y Palmer y Neall, 1991.

modificaciones cuando fue necesario. Las codificaciones adicionales corresponden a las litofacies de brechas tobáceas mTBr, dbTBr, las que se incluyeron para denotar la presencia destacada de fragmentos >64 mm en abundancias mayores al 25% (similares a las litofacies TB1 de Sohn y Chough, 1989). Para la identificación de litofacies de mesobrechas (brechas con clastos métricos) se empleó el código MBr. Los depósitos volcánoclasticos resedimentados son denominados mediante la nomenclatura derivada de Schmid (1981) y Brown (2007) para tufitas y rocas sedimentarias volcánoclasticas. La nomenclatura litofacial e interpretación de estos depósitos está basada en Miall (1978) y Palmer y Neall (1991). Las observaciones de campo fueron complementadas con el estudio de secciones delgadas en muestras representativas. Como resultado, se definieron 18 litofacies (Tabla 2).

Siguiendo metodologías propuestas por Quane y Russell (2005) se determinó el grado de soldadura

en ignimbritas, mediante la medición del parámetro 'oblateness' (OB), el cual expresa numéricamente la forma de un objeto de forma discoidal u oblado, en este caso fiamme. Considerando que la forma de las fiamme es tal que la relación entre sus ejes es $a=b \neq c$, el parámetro OB queda definido como $OB=1-c/a$. Se determinaron al menos 25-30 valores para cada muestra de mano, afloramiento y/o fotografía de campo y se promediaron para obtener un único valor en cada punto de observación.

Para el análisis textural de las rocas volcánoclasticas se describieron tamaño del grano, grado de selección, grado de redondez, tipo de contacto entre granos y fábrica. Además, se determinó el diámetro máximo alcanzado por los componentes líticos. Como lo proponen Pittari *et al.* (2008), el tamaño de clasto lítico máximo (LM) de una unidad piroclástica particular fue tomado como el promedio en longitud del eje mayor de los 3-7 clastos líticos más grandes en un área muestra. La determinación de la composición y granulometría de algunas rocas piroclásticas fue realizada mediante análisis de imagen sobre fotografías de campo. Los diferentes elementos de la roca (texturales y composicionales) fueron dibujados sobre fotografías a escala mediante el uso de programas de diseño convencionales que permiten cuantificar las áreas cubiertas por los mismos en una sección de roca dada. Los valores porcentuales ofrecidos corresponden a % en área.

Se obtuvieron las temperaturas de saturación de zirconio (cf. Watson y Harrison, 1983) para 6 muestras de lavas sobre base de análisis geoquímicos en roca total realizados en los laboratorios ALS Chemex de Vancouver, Canadá. Los valores de elementos mayoritarios fueron determinados por espectrometría de emisión atómica en plasma acoplado inductivamente (ICP-AES) mientras que los valores correspondientes a Zr fueron determinados por espectrometría de masa en plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). Las muestras fueron medidas previa fusión con borato de litio. El límite de detección para elementos mayoritarios fue del $\pm 0,01\%$ y de ± 2 ppm para Zr.

3. Marco geológico

La zona de estudio abarca los afloramientos ubicados sobre las primeras estribaciones de la vertiente oriental de la Cordillera Frontal en la provincia de San Juan (departamento Calingasta) al

TABLA 2. RESUMEN DE LAS DESCRIPCIONES E INTERPRETACIONES DE LAS LITOFACIES DE LA FORMACIÓN HORCAJO.

Categorías genéticas	Litofacies	Descripción	Interpretación
Lavas	cfR y brR Riolitas coherentes con foliación de flujo y brechas riolíticas	<p>Litología: riolitas moderadamente porfídicas con texturas de desvitrificación de alta temperatura en estado granítico, esferulitas y litofisas. Las brechas son monolitológicas, muy pobremente seleccionadas, con clastos de hasta 50 cm.</p> <p>Estructura: foliaciones de flujo de escala milimétrica a centimétrica de disposición subhorizontal, a veces con pliegues magmáticos. Las brechas son macizas y no presentan gradación regular.</p> <p>Ocurrencia: unidades potentes (100 a >400 m) y lateralmente extensas (superficies de distribución >16 Km²) (bajas relaciones de aspecto). Las litofacies brechosas tienden a preservarse en la base y techo de las unidades.</p>	Flujos de lava silíceos extensos con flujo viscoso interno y comportamiento frágil con desarrollo de autobrechamiento en sus superficies externas. Las bajas relaciones de aspecto no habrían sido causadas por altas temperaturas sino por elevadas tasas eruptivas y grandes reservorios magmáticos.
Depósitos freatomagmáticos	mTBr, dbTBr Brechas tobáceas macizas y brechas tobáceas difusamente estratificadas	<p>Litología: escasos (~10-30%) bloques líticos angulosos de hasta 2 m de diámetro (típicamente de 15-20 cm) inmersos en una matriz tobáceo-lapillítica rica en líticos y/o pómez.</p> <p>Estructura: maciza a difusamente estratificada; la estratificación es definida por variaciones en el grado de selección. La presencia de gradación normal es muy común y afecta a la población más gruesa ('coarse-tail normal grading'). Acompañan 'block sags'.</p> <p>Ocurrencia: capas de 3 a 50 cm de espesor con límites planos y horizontales. Gradan lateral y verticalmente a mLT, dbLT y bLT.</p> <p>Litología: similar a mTBr, dbTBr excepto por la participación de bloques sobredimensionados. Se componen de lapillos líticos, en menor medida pumiceos (~20-30%), en matriz tobácea gruesa.</p> <p>Estructura: maciza a difusamente estratificada, block sags raros. Gradación normal común.</p> <p>Ocurrencia: capas gruesas (>30 cm) continuas, pero de espesor variable debido a límites ondulantes. Gradan lateral y verticalmente a mTBr, dbTBr y bLT.</p> <p>Litología: las tobas lapillíticas son textural y composicionalmente similares a las mLT, dbLT, caracterizándose por una importante participación de líticos y pobre selección. Las tobas son gruesas (arena gruesa a muy gruesa) y de regular grado de selección. Es común el desarrollo de gradación normal. Algunas capas presentan escasos lapillos acresionales.</p> <p>Estructura: capas gruesas (20-2 cm), subparalelas, discontinuas lateralmente en escala de metros a centímetros, con desarrollo de acunamientos. Los truncamientos erosivos basales son comunes. Estratificación cruzada planar a débilmente asintótica y de bajo ángulo es raramente apreciable.</p> <p>Ocurrencia: se presentan como sets de capas de varios metros de espesor. Gradan verticalmente, y posiblemente también en forma lateral a mLT, dbLT.</p>	<p>El pobre grado de selección, la estructura masiva y el repetido patrón de gradación normal son indicativos de una rápida deposición por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad concentradas de energía menguante ('fluid escape-dominated flow-boundary zone' de Branney y Kokelaar, 2002). La estratificación difusa representa leves inestabilidades y flujo granular pobremente desarrollado en la corriente. Los block-sags indican procesos de caída ballística de bloques y deposición sineruptiva.</p> <p>La interpretación general es la misma que para litofacies gruesas (mTBr; dbTBr) con la participación solo excepcional de bloques de caída ballística.</p> <p>Cono o anillo de tobas silíceo relacionado con ambiente lacustre</p>
Ignimbritas y mesobrechas	MBr Mesobrechas	<p>Litología: brechas y brechas tobáceas líticas con clastos angulosos a subangulosos de escala métrica. Son depósitos con soporte de matriz tobáceo-lapillítica, muy pobremente seleccionados. La matriz es rica en ceniza vítreo y pómez. Los bloques líticos mayores (fragmentos de riolitas e ignimbritas) tienden a presentar sus ejes mayores paralelos a base y techo. En general, carecen de soldadura y solo en algunos sectores presentan fábrica eutaxítica.</p> <p>Estructura: maciza.</p> <p>Ocurrencia: se presentan capas relativamente continuas en escala de cientos de metros cuando no son interrumpidas por fallas volcánico-tectónicas. Los espesores varían entre 5 y 40 m. Gradan lateral y verticalmente a facies de tobas lapillíticas.</p> <p>Litología: tobas lapillíticas macizas, pobremente seleccionadas, con grados de soldadura moderados (emLT) a altos (rheomLT) reflejados en fábricas eutaxíticas a reomórficas. Es común la presencia de bloques líticos en baja proporción, con diámetros de entre varios centímetros hasta algunos desmedidos mayores a los 4 m. En algunos casos, desarrollan zonas de concentración de bloques líticos (emTBr) hacia la base de las unidades.</p> <p>Estructura: maciza.</p> <p>Ocurrencia: cuando no son abruptamente interrumpidas por fallas volcánico-tectónicas forman capas de entre 10 y 50 m relativamente continuas en escala de cientos de metros. Presentan rápidos cambios de espesor y relaciones traslapantes con el basamento preeruptivo.</p>	<p>La textura y composición de las brechas, sus relaciones de gradación con facies de tobas lapillíticas y su asociación con estructuras de fallamiento volcánico-tectónico permite asimilarlas como brechas de colapso de caldera ('caldera collapse breccias'). Habrían sido depositadas como rezagos proximales a partir de corrientes de densidad piroclásticas de limitada competencia que incorporaban de manera recurrente camadas de bloques líticos desde el basamento preeruptivo en concurrencia con procesos de subsidencia volcánico-tectónicos.</p>
Ignimbritas y mesobrechas	rheomLT y emLT; emTBr Tobas lapillíticas macizas reomórficas y eutaxíticas y brechas tobáceas macizas con matriz eutaxítica	<p>Litología: tobas lapillíticas macizas, pobremente seleccionadas, con grados de soldadura moderados (emLT) a altos (rheomLT) reflejados en fábricas eutaxíticas a reomórficas. Es común la presencia de bloques líticos en baja proporción, con diámetros de entre varios centímetros hasta algunos desmedidos mayores a los 4 m. En algunos casos, desarrollan zonas de concentración de bloques líticos (emTBr) hacia la base de las unidades.</p> <p>Estructura: maciza.</p> <p>Ocurrencia: cuando no son abruptamente interrumpidas por fallas volcánico-tectónicas forman capas de entre 10 y 50 m relativamente continuas en escala de cientos de metros. Presentan rápidos cambios de espesor y relaciones traslapantes con el basamento preeruptivo.</p> <p>Litología: Tobas vítreas bien seleccionadas, carentes de soldadura. Están compuestas en gran parte por ceniza vítreo (~92%) y muy bajas proporciones de lapilli pumiceo fino (~5%) y cristaloclastos (~3%).</p> <p>Estructura: maciza.</p> <p>Ocurrencia: corresponde a una capa de 3,4 m que apoya en sobre litofacies de tobas lapillíticas desde las cuales gradan y cuyas características texturales y composicionales permiten su mutua asociación. Sobre ellas y en contacto erosivo se desarrollan facies de areniscas tobáceas.</p>	<p>Ignimbritas y brechas asociadas a subsidencia por colapso volcánico</p> <p>La estructura masiva, el pobre grado de selección y el gran espesor son características interpretadas como el resultado de una rápida y/o sostenida gradación progresiva desde las zonas basales de elevada concentración de corrientes de densidad piroclásticas ('granular fluid-based pyroclastic density currents' de Branney y Kokelaar, 2002). La elevada concentración de partículas en las corrientes y el gran espesor de los depósitos favorecieron el desarrollo de grados de soldadura elevados y reomorfismo incipiente.</p> <p>La buena selección, estructura masiva y la posición estratigráfica de esta litofacies son rasgos indicativos de deposición por caída directa a partir de ceniza en suspensión desde corrientes de densidad piroclásticas diluidas y lentas o desde la zona de dispersión lateral de columnas coignimbriticas. La composición y textura son el resultado de fraccionamiento por elutriación de ceniza vítreo desde corrientes de densidad piroclásticas concentradas y su consecuente deposición como cenizas coignimbriticas ('coignimbrite ashes' de Sparks y Walker, 1977).</p>
Depósitos volcánico-clásticos resedimentados	Gmm y Sgb Conglomerados macizos matriz sosten y areniscas conglomerádicas difusamente estratificadas	<p>Litología: Conglomerados gruesos y areniscas conglomerádicas (arena gruesa tobácea+guijarros) muy pobremente seleccionados. Están formados por clastos angulosos de 1.5-3 cm de diámetro medio y diámetros máximos >50 cm, soportados en una matriz tamaño arena gruesa relativamente abundante (~50-60% en Gmm; ~60-85% en Sgb). Carecen de fábrica definida. A veces presentan gradación normal. Son depósitos matriz a clasto-soportados.</p> <p>Estructura: masiva a difusamente estratificada.</p> <p>Ocurrencia: capas gruesas a muy gruesas, con bases planas, lateralmente continuas en escala de decenas de metros. Las areniscas presentan bases localmente erosivas.</p> <p>Litología: areniscas tobáceas medias a gruesas (+sábulos pumiceos y líticos), pobre a moderadamente seleccionadas. La ceniza y lapilli pumiceo no presentan grandes modificaciones texturales.</p> <p>Estructura: capas gruesas internamente macizas (Sm) hasta estratificación media a fina (Ss). Menos comúnmente se presentan estructuras de estratificación cruzada de media y pequeña escala.</p> <p>Ocurrencia: cuerpos lateralmente discontinuos con superficies basales ondulantes y erosivas. Los límites entre las capas son subparalelos y tienden a desarrollar acunamientos y geometrías lenticulares.</p>	<p>Planicie volcanoclastica ('volcanoclastic apron') asociadas a grandes flujos de lava silíceos</p> <p>El pobre grado de selección general y la estructura masiva a difusamente estratificada son el resultado de una rápida deposición a partir de flujos acuosos de elevada carga sedimentaria en los que la turbulencia fue mayormente cancelada y en los que la interacción entre granos fue el principal mecanismo de soporte. Corresponden al espectro de procesos que se presentan entre flujos hiperconcentrados y flujos de detritos volcanoclasticos, tipo laháricos.</p> <p>La textura y estructura de los depósitos indican deposición rápida por medio de corrientes diluidas y turbulentas en régimen de flujo transicional a bajo ('torren flow-conditions' de Cas y Wright, 1987; Type 2 diluite streamflow de Smith y Lowe, 1991). La inmadurez textural y composicional indican poco retrabajo y deposición sineruptiva. Las condiciones mencionadas se presentan en corrientes de alta energía, trenzadas o no encauzadas.</p>

suroeste de la localidad de Barreal, más precisamente el extremo norte del cordón del Tigre (Figs. 1B y C). La unidad de mayor antigüedad aquí es la Formación Horcajo, unidad objeto de estudio. Sin embargo, cabe destacar que la Formación Horcajo al sur del área de estudio, en la cordillera del Tigre, se apoya en fuerte discordancia angular, atribuida a la fase orogénica San Rafael del Pérmico inferior, sobre depósitos silicoclásticos marinos de edad carbonífera media (Formación Yalguaraz; Cortés, 1985). La misma relación estratigráfica se encuentra en afloramientos distantes unos 50 km al norte, en el sector de La Alumbreira, en donde la Formación El Palque, unidad que sobre la base de criterios litoestratigráficos y geocronológicos ha sido referida como probablemente equivalente a la Formación Horcajo (Caballé, 1986; Rapalini y Vilas, 1996), yace en discordancia angular sobre depósitos de edad carbonífera (Formación La Puerta; Caballé, 1986), circunstancias que reflejan el carácter pos-orogénico de la secuencia volcánica. La Formación Horcajo, definida en el área comprendida entre Las Hornillas y Las Caletas por Mirré (1966) comprende un complejo volcánico riolítico conformado por lavas en facies coherentes y autoclásticas, ignimbritas en facies de tobas lapillíticas y brechas líticas, brechas tobáceas y tobas de origen freatomagmático, y cuerpos hipabisales, con un espesor aproximado de 900 m (Figs. 2 y 3). En Las Caletas, sector donde fue definida (Fig. 2), Mirré (1966) propone su subdivisión vertical en cinco unidades con rango de Miembros (Stipanovic y Marsicano, 2002). Mirré (1966) identificó de base a techo a las unidades: **a.** vitrófiros y brechas esferulíticas del Aforo; **b.** ignimbritas y brechas de La Plateada; **c.** complejo de La Junta; **d.** riolita La Escondida; y **e.** tobas y brechas de Las Hornillas. El nombre de estas unidades no coincide en todos los casos con el que se derivaría de la interpretación realizada en este trabajo; sin embargo, los nombres originales se han mantenido con leves modificaciones para un uso más práctico. Otros afloramientos volcánicos no comprendidos en esta contribución corresponden a los de cerro Mudadero (Fig. 1C), los que han sido relacionados por algunos autores como probablemente pertenecientes a la Formación Horcajo (Strelkov y Álvarez, 1984; Furque y Caballé, 1986).

La edad de la Formación Horcajo es referida por Mirré (1966) al Permo-Triásico sobre la base de criterios de correlación regional. Dataciones K-Ar

realizadas en rocas del sector de La Alumbreira, sobre el río Calingasta, en donde aflora la Formación El Palque, varían en un rango de edades entre 275 ± 10 Ma y 203 ± 10 Ma (Vilas y Valencio, 1982; Linares y González, 1990), las cuales fueron recalculadas con nuevas constantes dando valores comprendidos entre 267 ± 5 Ma y 233 ± 10 Ma (Rapalini y Vilas, 1996). Pérez y Ramos (1996) obtienen una edad K-Ar de 240 ± 10 Ma para el Granito Manantiales (Spalletta, 1991), aflorante a lo largo del tramo inferior de la quebrada de Las Leñas, el cual intruye a un complejo riolítico que los autores asignan a la Formación Horcajo. Por los datos disponibles se le asigna una edad probable del Pérmico superior bajo al Triásico medio, y es correlacionable con la sección superior riolítica que Sato y Llambías (1993) describen en la cordillera de Colangüil (noroeste de la provincia de San Juan).

Fuera del área de estudio, pero inmediatamente al oeste y en discordancia sobre la unidad anterior, se encuentra la Formación Chinchas (Mirré, 1966) del Mioceno (cuenca Manantiales; Jordan *et al.*, 1996), constituida fundamentalmente por conglomerados y areniscas fluviales y eólicas con participación de areniscas y pelitas lacustres y marinas (Pérez, 2001). La secuencia culmina con los depósitos cuaternarios de la depresión del valle de Calingasta, los que están constituidos por sedimentos poco consolidados y heterométricos, con predominio de las facies gruesas (Caballé, 1986). Depósitos aluviales cuaternarios recientes y actuales ocupan los valles del río de Los Patos y del río Blanco y sus quebradas subsidiarias.

4. Flujos de lava riolíticos

La descripción que se ofrece a continuación corresponde a las unidades definidas originalmente por Mirré (1966) como 'vitrófiros y brechas esferulíticas El Aforo' y 'complejo de La Junta'. La Riolita El Aforo y el Complejo de La Junta son unidades litológicamente muy similares entre sí, pero están separadas verticalmente por la intercalación entre ellas de la Toba Las Caletas y la Ignimbrita La Plateada, por lo que representan dos eventos separados en el tiempo. Composicionalmente corresponden a riolitas de alta sílice ($\text{SiO}_2 > 75\%$; Tabla 3). Presentan texturas porfíricas con un bajo contenido en fenocristales ($< 1-7\%$) de entre $< 0,5$ y 1 mm entre los que se reconocen cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, escasa biotita, opacos y circón como

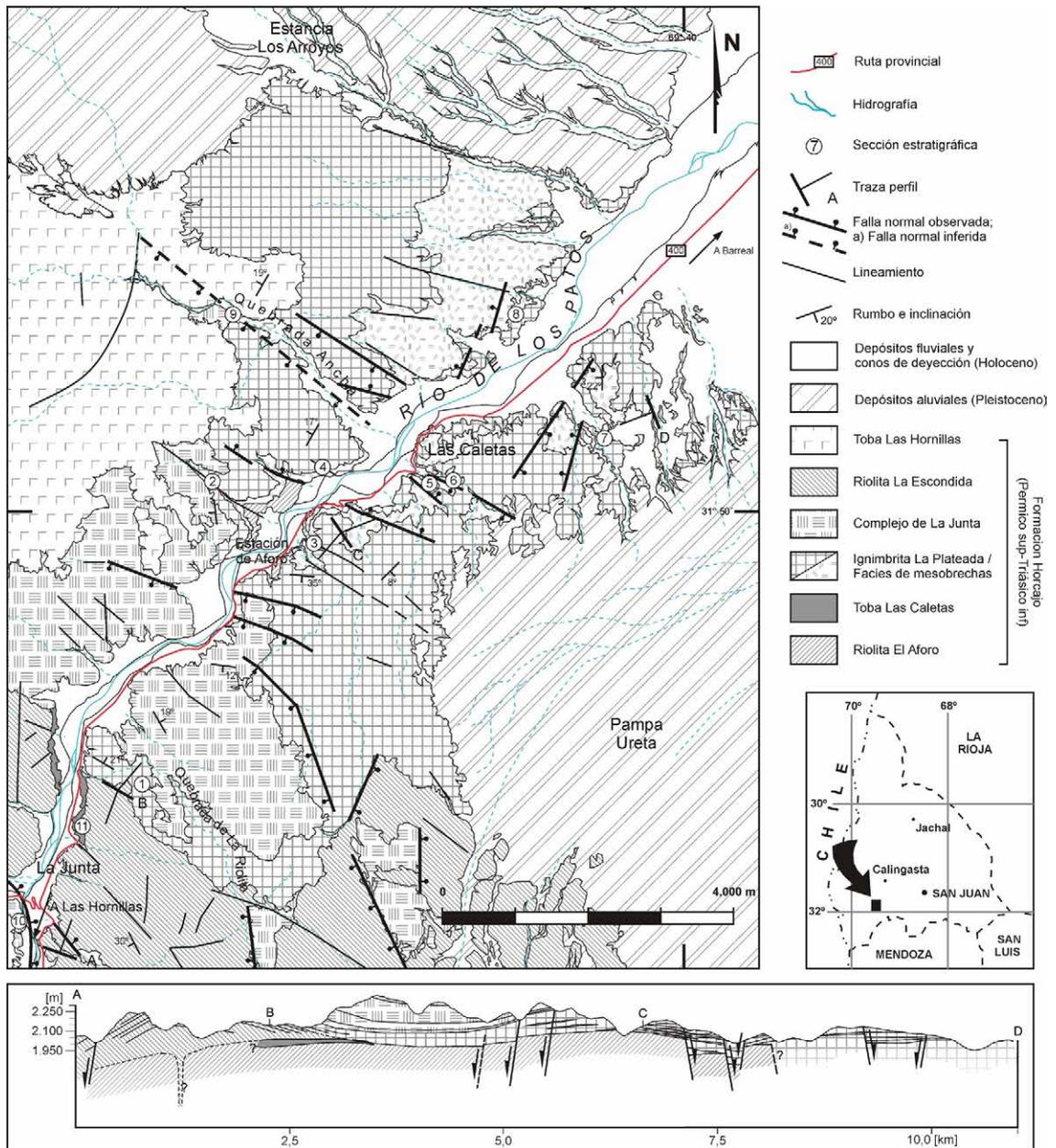


FIG. 2. Mapa geológico del área entre la estancia Los Arroyos y La Junta en el que se indica la ubicación de las secciones estratigráficas analizadas (modificado de Mirré, 1966). En este mapa se ha diferenciado a la Toba Las Caletas como una unidad separada y se han identificado afloramientos antes no reconocidos de la Toba Las Hornillas. El perfil geológico que se muestra abajo representa las relaciones de yacencia de las distintas unidades y algunas de las principales estructuras que las afectan. En el perfil, los niveles de mesobrechas en la Ignimbrita La Plateada han sido simplificados representándose esquemáticamente. La Riolita La Escondida aparece por debajo de la Ignimbrita La Plateada y forman un cuerpo intrusivo concordante, probablemente de tipo lacolito. Al sur de La Junta la Riolita La Escondida está conformada por litofacies ignimbríticas y se dispone sobre la Ignimbrita La Plateada y el Complejo de La Junta.

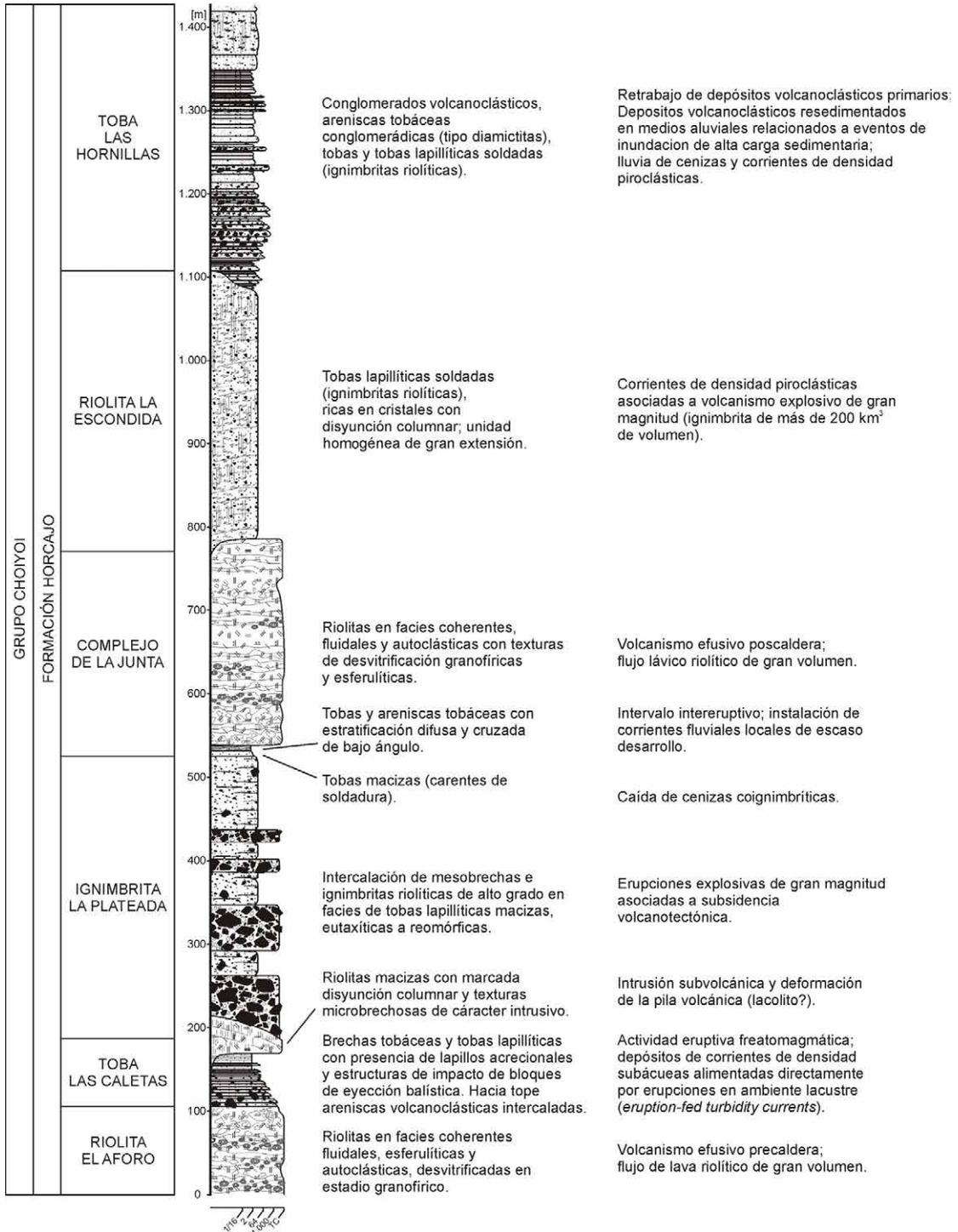


FIG. 3. Sección estratigráfica compuesta de la Formación Horcajo. Se describen brevemente las diferentes litologías y su interpretación volcanológica. De base a techo, riolitas vitrofíricas en facies lávicas corresponderían al basamento precaldera, representando una fase precursora de volcanismo efusivo. Las facies intercaladas de ignimbritas densamente soldadas y mesobrechas comprenderían depósitos de intracaldera y registrarían el evento de colapso. Culminando la sucesión, riolitas en facies lávica y subvolcánica, son interpretadas como lavas e intrusiones poscaldera asociadas a la renovación del complejo volcánico.

TABLA 3. COMPOSICIÓN EN ELEMENTOS MAYORITARIOS (WT %) Y VALORES DE TEMPERATURA DE SATURACIÓN DE CIRCONIO Y VISCOSIDADES CALCULADAS PARA LAVAS DE LA FORMACIÓN HORCAJO.

Unidad	Riolita El Aforo			Complejo de La Junta			
	Muestra	QC06	RP	QLP09	RLP03	QR03	M04
SiO ₂		79,9	80,6	75,3	79,1	78,4	76,6
TiO ₂		0,09	0,05	0,06	0,08	0,08	0,08
Al ₂ O ₃		11	10,9	12	10,6	11,4	11,6
FeO _(t)		1,16	1,28	1,42	1,5	1,42	1,52
MnO		0,09	0,02	0,04	0,03	0,04	0,07
MgO		0,04	0,02	0,01	0,05	0,03	0,05
CaO		0,28	0,2	0,16	1,22	0,2	0,23
Na ₂ O		3,26	4,15	2,12	2,23	2,58	2,88
K ₂ O		4,01	2,17	6,95	4,36	4,16	4,7
P ₂ O ₅		<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI		0,61	0,57	0,29	1,51	1,2	0,73
Zr (ppm)		170	109	127	165	171	180
M		1,23	1,15	1,30	1,32	1,06	1,19
% fenocristales		3	<1	<1	5	5	7
Saturación de Al ₂ O ₃		1,08	1,14	1,06	1,00	1,25	1,13
T de sat. de Zr (°C)		804	771,4	773,4	794,7	817,9	811,9
Log ₁₀ h (Pa.s)*		7,12	7,55	7,25	7,43	7,08	6,91

mineral accesorio, en una matriz caracterizada por texturas de desvitrificación granofírica, micropoiquilítica y esferulítica. Presentan dos características litofacies asociadas: coherente con foliación de flujo y brechosa de origen autoclastico (Fig. 4).

4.1. Riolitas coherentes con foliación de flujo (cfR) y riolitas brechosas (brR)

Descripción: La litofacie coherente (riolitas coherentes con foliación de flujo, cfR) tiene amplio desarrollo (individualmente >100 m de espesor) dentro de unidades potentes. Suele presentarse intercalada con la litofacies de riolitas brechosas (brR) formando unidades de flujo simples con espesores de hasta 400 m o más. Son rocas de colores claros, generalmente pardogrisáceas. Se caracterizan por presentar texturas pobre a moderadamente porfíricas finas. La foliación de flujo es la estructura más común (Fig. 4A). Sobresale a nivel de muestra de mano como un fino bandeado de espesor milimétrico que responde comúnmente a alternancias entre diferentes tipos de texturas de desvitrificación y tamaños de grano. Esta se destaca en afloramientos como capas de varios centímetros a metros de espesor, de disposición normalmente subhorizontal. En algunos casos pueden observarse en ellas la presencia de

pliegues y estiramientos magmáticos entre los que se observan grandes estructuras similares a pliegues en vaina tectónicas ('eye structures' de Branney *et al.*, 2004; Fig. 4B). Ciertos sectores desarrollan intercrecimientos esferulíticos gruesos, con esferulitas y litofisas de diámetros superiores a los 5 cm (Figs. 4C y D). La foliación de flujo tiende a hacerse progresivamente más gruesa, generalmente hacia el centro de las unidades, adquiriendo espesores de varias decenas de centímetros a unos pocos metros. La foliación gruesa de mesoescala da lugar a litofacies de aspecto macizo. Superpuesta a las estructuras de flujo se presentan en algunos casos estructuras de disyunción columnar pobremente desarrolladas.

Las riolitas brechosas (litofacies brR) están representadas por rocas de aspecto macizo e intensamente silicificadas, ubicadas preferentemente hacia la base y el techo de las unidades, aunque suelen encontrarse también como brechas internas en niveles de pocos metros de espesor intercalados entre litofacies coherentes, formando junto con ellas parte de una misma unidad. Las brechas riolíticas alcanzan una potencia máxima de ~30 m, aunque normalmente presentan entre >5 y 15 m de espesor. Los clastos constituyen por lo general <50% de la roca, y son matriz-soportados. El grado de selección de los

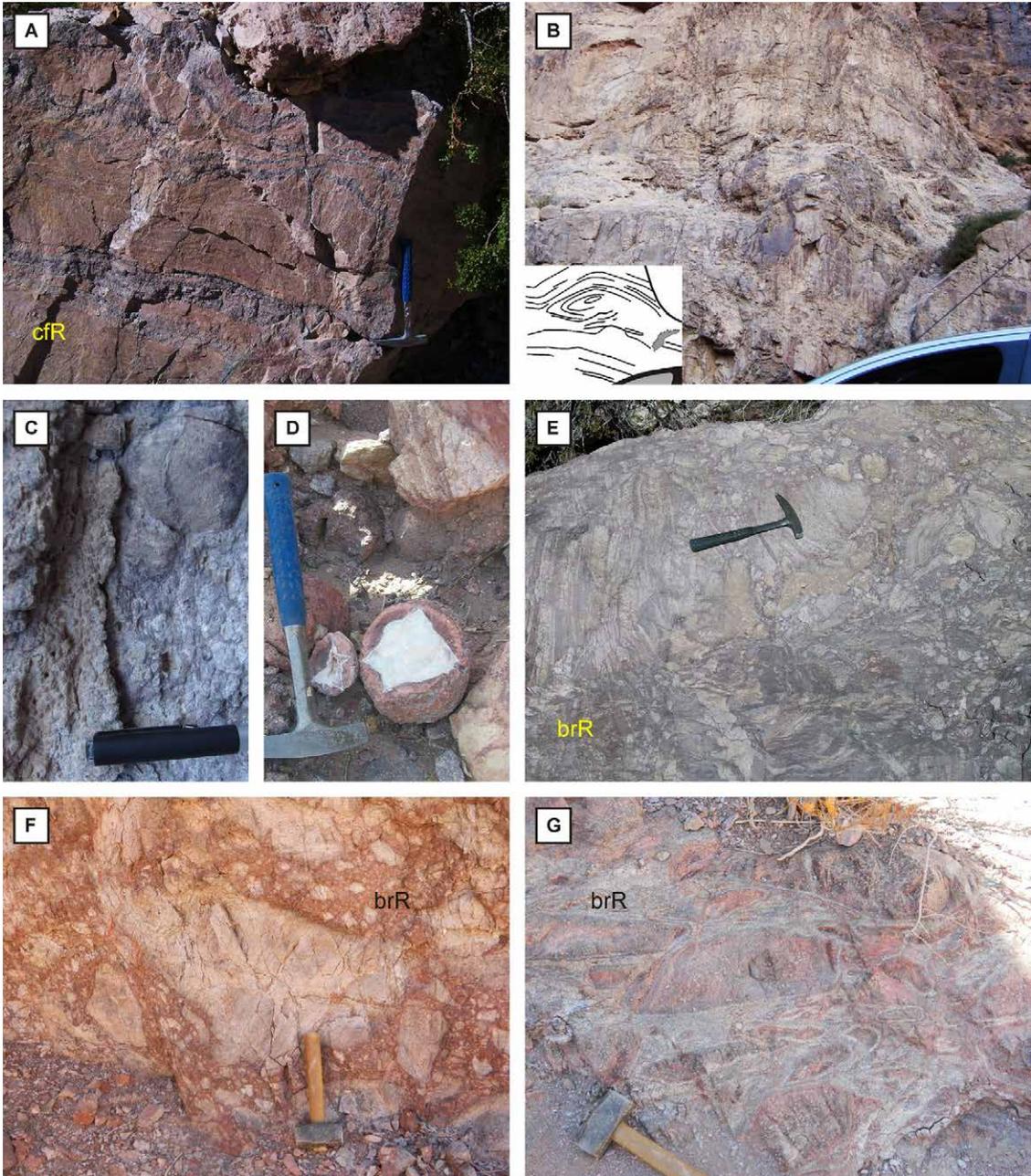


FIG. 4. Litofacies lávicas en la Riolita El Aforo y el Complejo de La Junta. **A.** Riolitas con foliación de flujo (litofacies cfR). La foliación es definida por alternancias de bandas contorsionadas de distintos tonos, las que se reconocen por sus diferentes texturas, generalmente esferulíticas y granofíricas; **B.** Pliegue magmático tipo 'eye structure'; **C.** Esferulitas; **D.** Litofisas; **E-F.** Riolitas brechosas (litofacies brR). Se observan clastos de tonos claros de riolitas con foliación de flujo con diámetros de entre 2 y 40 cm en una matriz silicificada oscura; **G.** Riolitas brechosas soldadas en la base del Complejo de La Junta.

depósitos es muy pobre a pobre, y existe una amplia variación en los tamaños de grano, que van entre 2 cm y más de 50 cm de diámetro (Fig. 4E y F).

En la mayor parte de los casos, comprenden depósitos carentes de fábrica, pero se han reconocido brechas basales en el Complejo de La Junta, con clastos

aplanados paralelamente a su contacto basal con la Ignimbrita La Plateada (Fig. 4G). Posiblemente la fábrica observada se deba a procesos de soldadura tales como aquellos descritos en lavas por Manley, 1996a; Sparks *et al.*, 1993; Bull y McPhie, 2007, aunque existen ciertas diferencias con los ejemplos de la literatura, fundamentalmente en el tamaño de los clastos.

Interpretación: el modo de yacer y la distribución vertical de litofacies, con brechas autoclásticas en la base y techo de las unidades de flujo, son característicos de flujos de lava silíceos (Christiansen y Lipman, 1966; Duffield y Dalrymple, 1990; McPhie *et al.*, 1993). Tanto la Riolita El Aforo como el Complejo de La Junta son consideradas cada una como flujos lávicos simples, fundamentalmente por su uniformidad litológica y aparente ausencia de discontinuidades internas, aunque no puede descartarse de manera inequívoca la posibilidad de que cada una de ellas pueda corresponderse a varias unidades de flujo coalescentes. Las lavas de la Formación Horcajo tienen distancias de recorrido superiores a los 5-8 km y espesores de entre 100 y más de 400 m. Los grandes espesores y dimensiones areales mostrados por ambas unidades (Riolita El Aforo y Complejo de La Junta) excluirían la interpretación de cuerpos dómicos como formas de emplazamiento. Relaciones longitud/altura >10 en lavas silíceas reflejan magmas con gran movilidad lateral, que pueden alejarse de su conducto de alimentación, característica que se compatibiliza más con flujos de lava que con domos de lava (Hildreth *et al.*, 1999). Por ejemplo, los afloramientos del Complejo de La Junta cubren una extensión de ~16 km², y si se tienen en cuenta las áreas interpoladas donde la unidad falta por erosión, probablemente el área de extensión original haya superado los 43 km². A modo orientativo, para el caso del Complejo de La Junta, la relación de aspecto calculada es de ~1:36, considerando la estimación de su extensión original probable y un espesor promedio de 200 m. A su vez, el volumen eruptivo podría haber superado los 8 km³ (área×espesor). Las relaciones de aspecto bajas y los grandes volúmenes así inferidos, son transicionales a los valores característicos de flujos de lava extensos como los descritos por Manley (1996b) y Bonnicksen y Kuffman (1987), y parecen haber sido comunes para el volcanismo del Grupo Choyoi en sus términos superiores. Las principales razones invocadas para la ocurrencia de flujos

lávicos silíceos extensos involucran viscosidades bajas, debidas a altas temperaturas eruptivas o a la presencia de abundantes volátiles, especialmente, H₂O y F, y/o elevadas tasas eruptivas favorecidas por mecanismos eruptivos fisurales.

4.2. Parámetros físicos

La presencia de cristales de circón como mineral accesorio, valores del parámetro M [$M=(Na+K+2\times Ca)/(Al\times Si)$] dentro del rango de calibración (0,9-1,7) y la composición peraluminosa de las rocas, con un índice de saturación de alúmina entre 1-1,25 permitió la consideración del cálculo de temperaturas de saturación de Zr en base al modelo de Watson y Harrison (1983). El bajo contenido en fenocristales estimado <7-1% y el bajo grado de alteración de las rocas permiten inferir que la composición de elementos mayores en roca total es cercana a la que podría proporcionar el análisis puntual del vidrio, y por lo tanto puede ser considerada representativa del fundido (Hanchar y Watson, 2003). Las condiciones mencionadas se acercan a las ideales para la aplicación del cálculo. Si bien la obtención de temperaturas de saturación de Zr a partir de la química de roca total puede tender a subvalorar significativamente la temperatura de cristalización de circón, tal como lo demuestran Harrison *et al.* (2007) para granitoides, esta consideración no aplicaría al caso de estudio, ya que el circón fue una fase de cristalización temprana en las muestras consideradas. Además, los resultados del modelo de saturación de Zr aplicados en riolitas han sido sugeridos por Barrie (1995) como razonablemente coincidentes con los de geotermómetros más tradicionales, y han sido validados por Boehnke *et al.* (2013) para temperaturas bajas >700°C. Es necesario considerar que la posible presencia de circones heredados en las muestras analizadas podría dar como resultado una sobreestimación en las temperaturas de hasta ~50°C, si la proporción de circones heredados fuera grande (Hanchar y Watson, 2003).

El análisis preliminar de datos geoquímicos indica valores comprendidos entre 771 y 818°C (Tabla 2), los que pueden ser considerados bajos en comparación con las temperaturas de otras lavas silíceas voluminosas (Henry *et al.*, 1990; Vervoort y Green, 1997; Creaser y White, 1991). Como referencia, los valores de viscosidad para el rango de temperaturas considerado y para contenidos arbitrarios del 2% (porcentaje en peso) de H₂O (este podría ser un valor

máximo razonable, considerando también los valores de $LOI < 1,51$, el que evitaría grandes erupciones explosivas y favorecería mecanismos efusivos; Manley, 1996b) arrojados por el modelo de Giordano *et al.* (2008), oscilan entre $3,52 \times 10^7$ y $8,09 \times 10^6$ Pa s (Tabla 2), tres a cuatro órdenes de magnitud más bajos que en condiciones anhidras. Para composiciones libres de agua, el modelo ofrece valores que oscilan alrededor de $1,9 \times 10^{11}$ Pa s, muy similares a los considerados típicos para fundidos riolíticos en los mismos rangos de temperatura ($SiO_2 = 75$ wt%, $Al_2O_3 = 13\%$; $Na_2O \approx K_2O = 3-5\%$; Spera, 2000). El efecto de la temperatura en la viscosidad del magma es generalmente considerado de primer orden en el control de la viscosidad (Spera, 2000), por lo que la explicación para las características de los flujos de lava de la Formación Horcajo podrían encontrarse en grandes volúmenes de magma disponibles y tasas eruptivas elevadas y sostenidas en el tiempo, variables que son consideradas de fuerte efecto en el mecanismo de emplazamiento, lo que favorecería el flujo viscoso y el desarrollo en longitud de las lavas (Walker, 1973).

5. Brechas tobáceas y tobas freatomagmáticas

Localmente, sobre flujos lávicos silíceos de la Riolita El Aforo, unidad basal de la Formación Horcajo, se dispone una asociación de litofacies piroclásticas integrada por una sucesión granoestrato decreciente de 68 m de espesor que va de brechas tobáceas hasta tobas, intervalo estratigráfico que aquí se denomina, de manera informal, Toba Las Caletas (secciones 11 y 1; Fig. 5). La composición de la unidad es félsica como se deduce de la presencia dominante de cristales de cuarzo, feldespato alcalino y material vítreo vesiculado (lapillos pumíceos y trizas vítreas cuspidas) alterado a un agregado cuarzo-feldespático. La Toba Las Caletas presenta como rasgos particulares, una composición relativamente rica en líticos, ausencia de soldadura, estructuradas en capas internamente masivas a difusamente estratificadas, truncamientos de bajo ángulo y acuñamientos, marcas de impactos de bloques de eyección balística y horizontes ricos en lapilli acrecional. Estas características llevan a interpretarlas como generadas a través de la acción de un volcanismo explosivo freatomagmático. El desarrollo a lo largo del espesor completo de la unidad de capas con gradación normal pobremente desarrollada sugiere un ambiente de depositación

subácueo. La Toba Las Caletas podría corresponderse con un intervalo de brechas y tobas que Mirré (1966) cita dentro de los niveles más bajos del Complejo de La Junta, interpretados como depositadas en ambiente subácueo, probablemente lacustre. Por otra parte, Bercowski *et al.* (2005), como resultado de su análisis litofacial, las interpretan como depósitos de oleadas piroclásticas.

Se realizaron dos perfiles estratigráficos en la Toba Las Caletas, con una separación de 700 m entre ellas. Como resultado se reconocen 7 diferentes litofacies, la mayor parte intergradacionales entre sí. Estas se describen a continuación y se ofrece un resumen en la Tabla 1.

5.1. Brechas tobáceas macizas a difusamente estratificadas (mTBr; dbTBr) y tobas lapilíticas macizas a difusamente estratificadas (mLT; dbLT)

Descripción: las litofacies de brechas tobáceas (mTBr; dbTBr) comprenden depósitos muy pobremente seleccionados formados por una proporción variable de bloques líticos angulosos a subangulosos, entre ~10 y 30%, soportados por una matriz tobáceo-lapilítica (algunos litosomas no corresponden estrictamente a brechas tobáceas, las que requieren contenidos >25% de fragmentos >64 mm; Fisher, 1966). En términos composicionales, constituyen depósitos muy variables, observándose capas ricas en pómez y matriz vítrea (~80-40%), y capas muy ricas en líticos (~10-50%; fragmentos félsicos de texturas coherentes y volcanoclasticas). Los cristaloclastos son relativamente escasos (<10%; fundamentalmente cuarzo y feldespato alcalino). Los clastos mayores se presentan en tamaños que oscilan entre 15 y 20 cm en promedio. Se observaron clastos de hasta 2 m de diámetro, en algunos casos acompañados por marcas de impacto propias de bloques de proyección balística ('block sags'). Las estructuras de impacto se manifiestan por deformación de la estratificación difusa por debajo de los bloques, pero se encuentran mal definidas debido a la textura gruesa y la pobre estructuración de los depósitos, además de no presentar una asimetría clara. Es común la presencia de patrones de gradación normal pobremente desarrollados que afectan solamente a los clastos mayores ('coarse-tail normal grading'). Los depósitos se estructuran en capas de entre 0,3 y 2 m de espesor, internamente macizas (litofacies mTBr) a

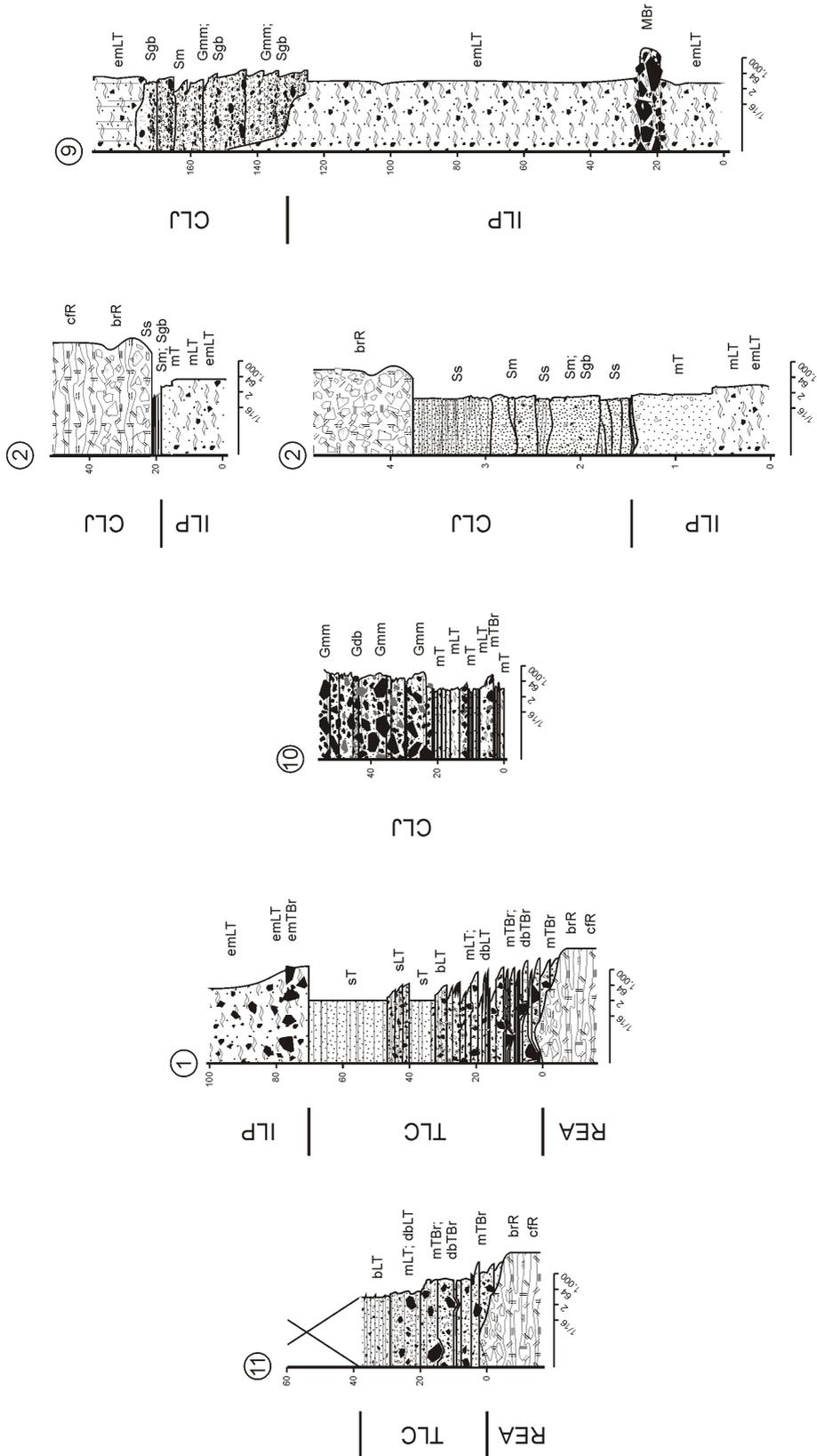


FIG. 5. Secciones estratigráficas en sucesiones de brechas y tobas freatomagmáticas (secciones 11 y 1) y en depósitos volcanoclásticos resedimentados (secciones 10, 2 y 9). La escala es la misma que se utilizó para la representación de las secciones 1-8; la sección 2 ha sido reproducida en una escala adicional ampliada (REA= Riolita El Aforo; TLC= Toba Las Caletas; ILP= Ignimbria La Plateada; CLJ= Complejo de La Junta).

difusamente estratificadas (litofacies dbTBr). La estratificación difusa, discontinua lateralmente, queda definida por leves variaciones texturales, fundamentalmente por la relación en las proporciones de ceniza y lapilli o por concentraciones de bloques a lo largo de las capas.

Las brechas tobáceas gradan en sentido lateral y vertical a facies de tobas lapillíticas (litofacies mLT; dbLT), en las que los bloques líticos mayores son muy escasos o no están presentes (Fig. 6A). En ellas las características composicionales son similares a las descritas para las brechas tobáceas (litofacies mTBr; dbTBr). El grado de selección es pobre a muy pobre. Se caracterizan por contener una proporción variable de fragmentos tamaño lapilli (~20-30%), mayormente líticos de composición félsica (coherentes y volcanoclásticos), contenidos

en una matriz tobácea gruesa. Cuando se presentan bloques líticos sobredimensionados ('outsized blocks', clastos que superan más de cinco veces el tamaño de grano promedio del depósito) es posible encontrar estructuras de impacto ('block sags'; Fig. 6A). En general, presentan gradación normal poco conspicua en lapillos líticos. Las capas son en general gruesas, mal definidas y de espesor variable (0,3-0,6 m). Internamente muestran estructura maciza o estratificación difusa, esta última marcada por leves variaciones en el tamaño de grano o en el grado de selección.

Interpretación: la estructura maciza y el pobre grado de selección en las brechas tobáceas (litofacies mTBr; dbTBr) sugieren la acción de procesos de depositación por agradación progresiva rápida a partir de corrientes de densidad de alta concentración

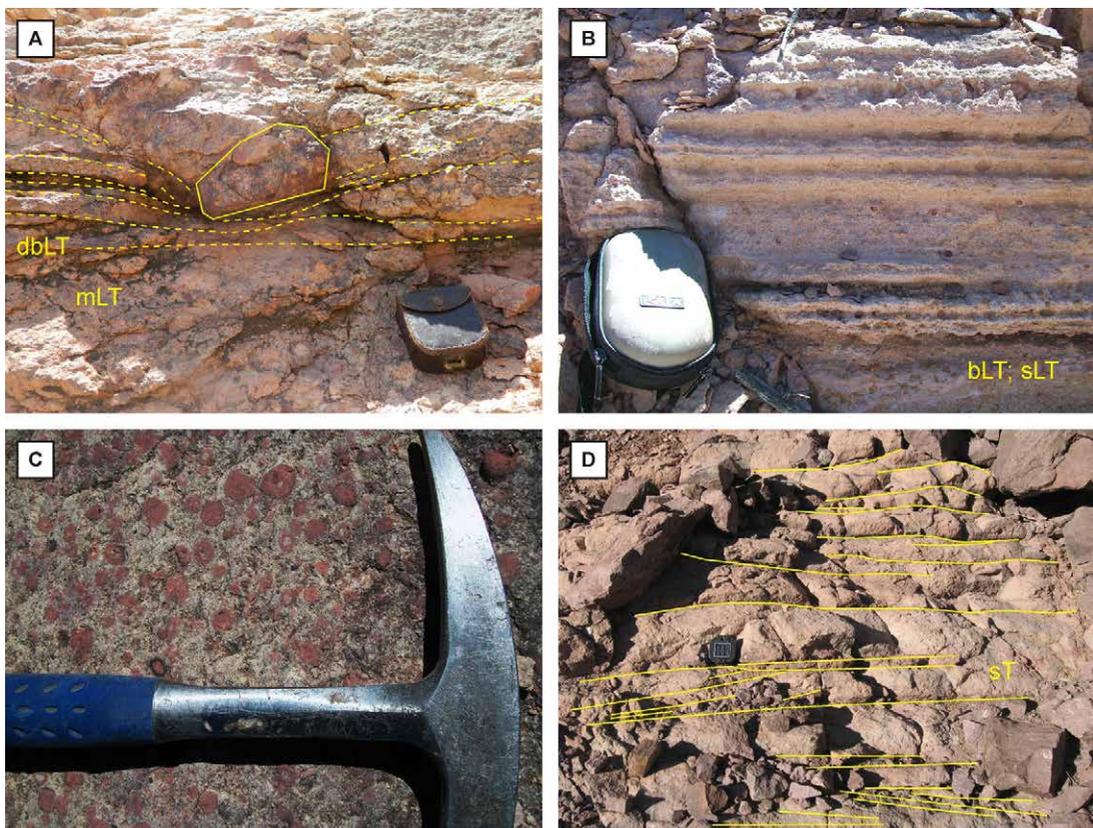


FIG. 6. Brechas y tobas freatomagmáticas de la Toba Las Caletas. **A.** Estructura de impacto de bloques de caída balística en litofacies de tobas lapillíticas macizas (mLT) a difusamente estratificadas (dbLT); **B.** Estratificación fina a gruesa en litofacies de tobas lapillíticas estratificadas (sLT). Los granos oscuros corresponden en su mayoría a lapillos acrecionales; **C.** Detalle de lapilli acrecional; **D.** Litofacies de tobas estratificadas (sT). Se destacan estructuras de truncamientos de bajo ángulo, acuñamientos y capas ondulantes y cruzadas.

(equivalentes a las ‘granular fluid-based currents’ de Branney y Kokelaar, 2002). La alta concentración de partículas al momento de la depositación impidió el desarrollo de procesos tractivos y dio como resultado facies no estructuradas (*e.g.*, Kneller y Branney, 1995). Por otra parte, el desarrollo de estratificación difusa sería el resultado de pequeñas inestabilidades en las corrientes y la depositación a partir de zonas límite de flujo transicionales entre aquellas dominadas por el escape de fluidos y aquellas dominadas por flujo granular (‘fluid escape- to granular flow-dominated flow-boundary zone’; *e.g.*, Brown *et al.*, 2007). El desarrollo espontáneo de tasas de depositación levemente más bajas que aquellas concebidas para la depositación de facies macizas habrían favorecido la interacción entre granos y así permitido la segregación por tamaños, dando lugar a una incipiente estructuración en los depósitos (*e.g.*, Kokelaar *et al.*, 2007). En alguna proporción, los bloques sobredimensionados mayores muestran evidencias de haber sido emplazados por caída directa, proceso que habría operado de manera simultánea con las corrientes de densidad. La litofacies de tobas lapillíticas (mLT; dbLT) es un equivalente de grano más fino de las brechas tobáceas. El patrón de gradación normal en capas individuales se interpreta como el resultado de una disminución en la competencia de la corriente que se desacelera con el tiempo (Branney y Kokelaar, 2002; Middleton y Hampton, 1973; Lowe, 1982).

5.2. Tobas lapillíticas estratificadas (bLT; sLT) y tobas estratificadas (sT)

Descripción: la litofacies de tobas lapillíticas estratificadas (bLT; sLT) es textural y composicionalmente muy similar a sus variedades macizas a difusamente estratificadas (mLT; dbLT), diferenciándose en un mejor grado de organización interna en las primeras (Fig. 6B). Comprenden mezclas pobremente seleccionadas de lapilli (~20-30%) correspondiente en su mayoría a fragmentos líticos (del mismo tipo que el que se encuentra en las mLT; dbLT) y en menor medida por pómez, en una matriz tobácea gruesa compuesta por fragmentos líticos (~30-40%), ceniza vítrea y lapilli pumíceo fino (~30%) y cristaloclastos (<10%). La estructura de estas litofacies es definida por capas paralelas a subparalelas, internamente macizas y bien definidas, de entre 20 cm (litofacies bLT) y <2 cm (litofacies sLT). Las capas son tabulares

con límites subparalelos, discontinuas lateralmente en distancias de unos pocos metros, y son afectadas por truncamientos de bajo ángulo. En ocasiones presentan lapillos acrecionales restringidos a determinados niveles de limitada continuidad lateral (Fig. 6C). Los lapillos acrecionales se presentan en baja proporción, en relación matriz-sostén, con tamaños comprendidos entre 3 y hasta 30 mm, predominando tamaños de alrededor de 5 mm. Tienen un núcleo no estructurado y una capa externa también carente de estructura; ambas partes constituidas por ceniza vítrea fina y escasos cristaloclastos.

Las tobas estratificadas (litofacies sT; Fig. 6D) comprenden texturalmente tobas gruesas con moderada selección. En cuanto a su composición, tienen aproximadamente un 50-60% de fragmentos líticos, 30-40% de vitroclastos y <10% de cristaloclastos. Presentan buen desarrollo de gradación normal. Las estructuras sedimentarias incluyen capas con truncamientos de bajo ángulo. Pueden observarse entrecruzamientos planares a débilmente asintóticos de bajo ángulo, aunque no son estructuras comunes (Fig. 6D). Los depósitos se encuentran organizados en capas de unos pocos centímetros de espesor, variable en sentido lateral con tendencia a desarrollar acuñamientos. Algunas capas muestran geometrías lenticulares y onduladas. Las tobas estratificadas gradan verticalmente a tobas lapillíticas (litofacies sLT y bLT) y, aunque no fueron observados en el campo, es posible que también existan pasajes laterales entre ambas litofacies.

Interpretación: la estructura en capas gruesas internamente macizas y el pobre grado de selección en las tobas lapillíticas (litofacies bLT) son atributos interpretados como el resultado de fuertes y rápidas fluctuaciones en los parámetros de flujo (velocidad, dirección), que dieron lugar a procesos tractivos locales y de corta duración, aunque restringidos por la elevada concentración de partículas en las zonas inferiores de corrientes de densidad no uniformes e inestables. Tales condiciones habrían originado el desarrollo de flujo granular (‘granular flow-dominated flow-boundary zone’ de Branney y Kokelaar, 2002). En relación con litofacies no estructuradas (mLT; dbLT) con las que existen transiciones verticales y posiblemente laterales, las tasas de depositación habrían sido más bajas y los gradientes de cizalla más altos. Los truncamientos de bajo ángulo son el resultado de inestabilidades mayores provocadas por la incidencia de vórtices turbulentos en los depósitos,

de tal manera que las corrientes alternaban estados de depositación y erosión.

Por otra parte, el moderado grado de selección y el desarrollo de estratificación subparalela fina y marcada en las tobas lapillíticas y tobas (litofaciedades sLT y sT), así como la presencia de otras estructuras sedimentarias tractivas son indicativas de depositación por parte de corrientes de densidad diluidas ('low-particle sediment gravity flows' de Lowe, 1982; equivalente a las 'fully diluted pyroclastic density currents' de Branney y Kokelaar, 2002) dominadas por procesos tractivos ('traction-dominated flow-boundary zone').

5.3. Ambiente depositacional de los depósitos freatomagmáticos

Se interpreta que el repetido patrón de gradación normal en los componentes líticos densos, en la mayor parte de las capas que componen la Toba Las Caletas, podrían responder a la depositación a partir de suspensiones turbulentas de variable concentración en un medio subácueo, y que el agua fue el fluido intersticial en las corrientes de densidad. Esta interpretación excluiría la posibilidad de asignarlas a corrientes de densidad piroclásticas, en las que el fluido intersticial es gaseoso. La viscosidad y densidad del medio subácueo habrían permitido la segregación efectiva de las partículas por tamaños de acuerdo a sus velocidades de asentamiento, de una manera más efectiva que la esperada para un fluido intersticial gaseoso. Este último requeriría de una turbulencia considerablemente fuerte como para transportar una población de clastos gruesa y mal seleccionada. Como resultado del medio subácueo, las sucesiones muestran distribuciones granulométricas más regulares que las correspondientes a corrientes piroclásticas diluidas (e.g., Sohn y Chough, 1989). Debe tenerse en cuenta que no se han reconocido litofaciedades subácueas de carácter diagnóstico, por lo que no puede descartarse esta última posibilidad. Las deducciones realizadas no se oponen a las interpretaciones anteriores, ya que la terminología empleada es aplicable en corrientes soportadas por agua, gases o mezclas entre ellos (e.g., Kokelaar *et al.*, 2007). Por otra parte, la presencia de bloques depositados por caída, sumada a otras características texturales y composicionales, indican el emplazamiento sinéruptivo de las unidades, de manera tal que pueden ser concebidos como pro-

ductos depositados directamente por erupciones explosivas ('eruption-fed pyroclastic turbidity currents' de White, 2000). Como en el ejemplo de Mueller *et al.* (2000), la Toba Las Caletas puede ser considerada como el resultado de un complejo de procesos que combina características de oleadas piroclásticas basales (Sohn y Chough, 1989) y de corrientes de turbidez de alta y baja densidad (Lowe, 1982). Un patrón similar en la distribución vertical de litofaciedades de la Toba Las Caletas es descrito por Gihm y Hwang (2014) para el Miembro Beolkeum del Cretácico de Corea, el cual es interpretado como formado por la depositación de corrientes de turbidez sinéruptivas originadas a partir de corrientes de densidad piroclásticas que incursionaron en un lago.

6. Ignimbritas y mesobrechas

Sobrepuesta al complejo anterior se dispone la Ignimbrita La Plateada, unidad consistente en una potente sucesión (170-400 m) de mantos ignimbríticos en facies de tobas lapillíticas reomórficas a eutaxíticas y mesobrechas intercaladas (Fig. 7). La Ignimbrita La Plateada presenta como característica más conspicua la presencia de texturas de soldamiento de alta temperatura, y la deformación en los piroclastos varía de intensa a incipiente. En algunas secciones, las intercalaciones de mesobrechas, de incipiente grado de soldadura, interrumpen el desarrollo de una zonación textural continua (cf. McArthur *et al.*, 1998). Sin embargo, en las secciones en las que las mesobrechas están ausentes, dejando a las unidades tobáceo-lapillíticas superpuestas y amalgamadas, la Ignimbrita La Plateada muestra cierta tendencia a formar una unidad de enfriamiento simple (cf. Christiansen, 1979), caracterizada por perfiles en los que la intensidad de las texturas de soldadura varía desde bases y centros densamente soldados, decreciendo gradualmente hacia topes moderadamente soldados. Siguiendo la terminología de Walker (1983) y Branney y Kokelaar (2002), la Ignimbrita La Plateada muestra algunas de las características que definen a las ignimbritas de moderado y alto grado, por la proporción e intensidad de la soldadura de los depósitos. La Ignimbrita La Plateada es correlacionable entre los sectores de Las Caletas y cerro Mudadero (esta última área no abarcada en el presente estudio; Fig. 1C) sobre la base de observaciones geológicas, petrográficas y

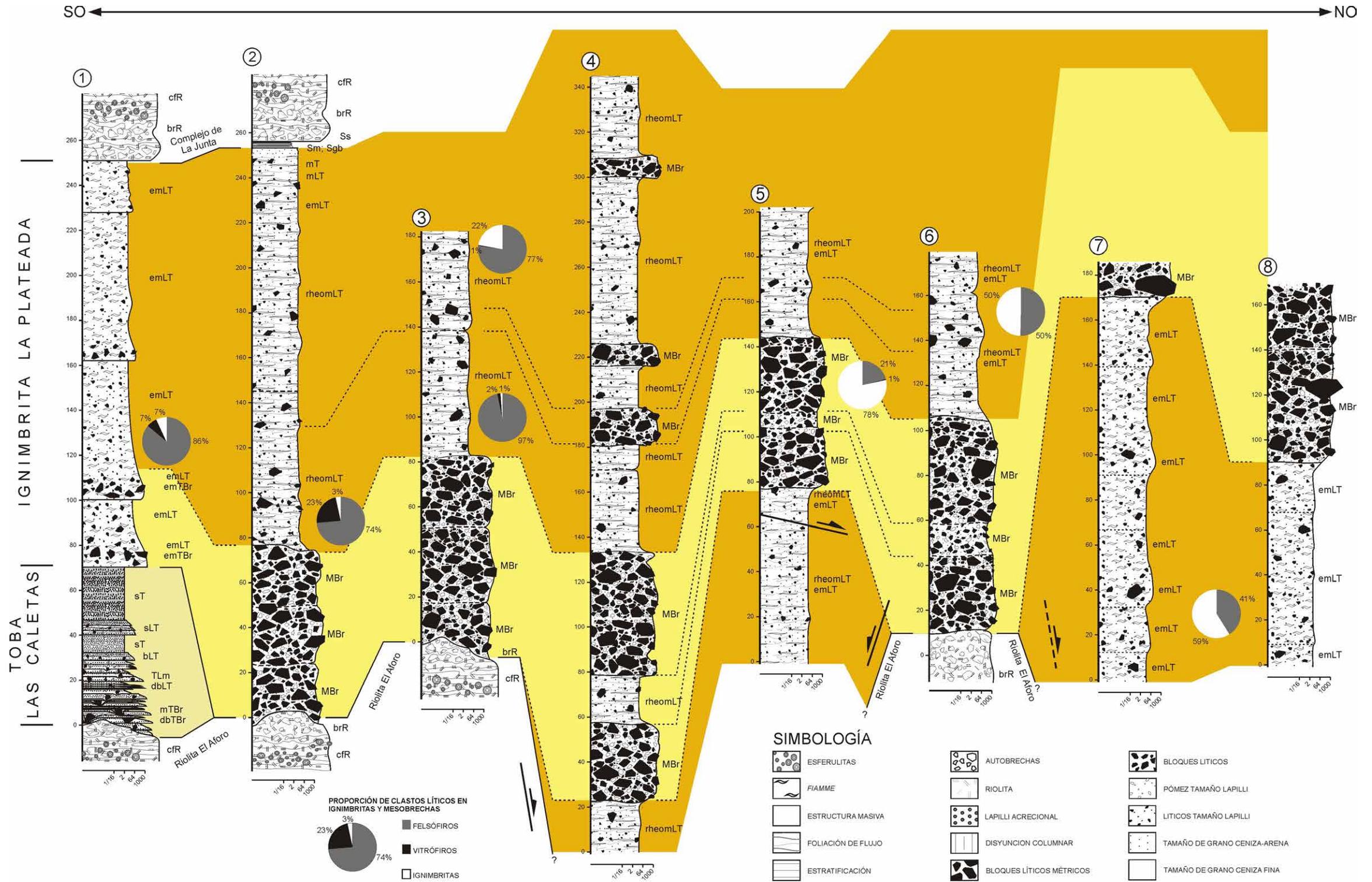


FIG. 7. Perfiles columnares de las ocho secciones relevadas en la Ignimbrita La Plateada. Se pueden observar cambios litofaciales laterales respecto a grado de soldadura en dirección aproximada noroeste-suroeste. También se destacan las relaciones traslapantes de las distintas unidades respecto del basamento preeruptivo y los rápidos cambios de espesor, características controladas por estructuras extensionales transversales. Las columnas son acompañadas por gráficos porcentuales, resultado de análisis composicionales de fragmentos líticos en ignimbritas y mesobrechas. Los códigos litofaciales, descripciones e interpretaciones son desarrollados en el texto y en la Tabla 1.

datos de correlación geoquímica (relaciones Zr/Nb y Zr/Y; Rocher, información inédita).

Las diferentes unidades de flujo de la Ignimbrita La Plateada se presentan como una sucesión de mantos en general lateralmente continuos y de espesor bastante constante, individualmente de entre 10 y más de 40 m, pudiendo ser trazadas por varios cientos de metros. En distancias >2 km, muestran fuertes variaciones laterales de espesor debidas a relaciones de anegamiento respecto al basamento preruptivo (Riolita El Aforo), estrechamente relacionadas con depresiones estructurales. Las relaciones de aspecto posibles para las unidades simples serían de ~1:360, teniendo en cuenta un área de 65 km² (lo que implica extensiones laterales de 9 km como diámetro del círculo de área equivalente) y un espesor promedio de 25 m, constituyendo así ignimbritas de alta relación de aspecto (HARI o 'high aspect ratio ignimbrites' de Walker, 1983). El volumen eruptivo correspondiente es difícil de determinar con precisión, pero pueden hacerse algunas aproximaciones conservativas sobre la base de un análisis simple de los datos. Los volúmenes eruptivos involucrados sugieren valores mínimos >16 km³, para un área de 65 km² y un espesor promedio para la sucesión completa estimado en ~250 m. Un valor mayor se obtiene si se considera su posible correlación con las ignimbritas de cerro Mudadero, el que alcanzaría los 42 km³. Ejemplos de estimaciones de volúmenes eruptivos por este método se presentan en Ellis *et al.* (2011). Los valores implicarían magnitudes >M6,5 a 7 (método de Pyle, 2000), considerando densidades de 1,85 g/cm³ correspondientes a grados de soldadura moderados entre grados III y IV de Quane y Russell (2005). Las determinaciones ofrecidas han sido obtenidas asumiendo un número de simplificaciones, dado el grado de conservación de los depósitos, por lo que son sólo de carácter orientativo y deben ser consideradas con reserva.

Petrográficamente, la Ignimbrita La Plateada muestra un predominio de texturas vitroclásticas, eutaxíticas y parataxíticas, las que se encuentran en mayor o menor medida obliteradas por el desarrollo de texturas esferulíticas, granofiricas y/o microcristalinas superpuestas. Las fiamme constituyen entre el 11 y 23% de la roca y están desvitrificados en agregados de esferulitas esféricas y parches de textura granofirica relativamente gruesa, con crecimientos esferulíticos axiolíticos sobre sus bordes. Mineralógicamente son simples, presentan

un contenido en cristaloclastos comprendido entre 12 y 16%, representados por granos de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa en proporciones similares entre sí, además de escasa biotita. Los minerales accesorios comprenden circón, apatito y óxidos de Fe-Ti. Excluyendo a las litofacies de brechas, los fragmentos líticos casi nunca superan el 6% de la roca y son composicionalmente variados, con predominio de los fragmentos félsicos.

Se relevaron 9 secciones en quebradas subsidiarias al río de Los Patos, sobre los afloramientos de la Ignimbrita La Plateada (secciones 1-8 en Fig. 7 y sección 9 en Fig. 5). No se reconocieron niveles de correlación precisos pero pudieron distinguirse tres unidades diferentes. Las unidades inferior y superior están dominadas por litofacies de tobas lapillíticas (rheomLT; emLT), mientras que en la unidad media predomina la litofacies de mesobrechas (MBr).

6.1. Mesobrechas (MBr)

Descripción: Las mesobrechas (litofacies MBr) fueron reconocidas en los afloramientos de la Ignimbrita La Plateada interestratificadas con tobas lapillíticas soldadas (litofacies emLT; rheomLT; Fig. 8A). Corresponden a brechas y brechas tobáceas que incluyen clastos de dimensiones métricas, rasgo que las hace una litología característica de la Formación Horcajo. El término mesobrecha es acuñado de Lipman (1976), sin sus connotaciones genéticas, aunque las rocas que aquí se describen son más similares a las mesobrechas de los ejemplos de Branney y Kokelaar (1994) y Moore y Kokelaar (1998) quienes describen facies y asociaciones de facies similares. Las mesobrechas consisten en capas potentes (de entre 10 y >50 m) de coloración pardo-grisácea, constituidas por bloques líticos muy pobremente seleccionados, con diámetros medios de ~65 cm y grandes bloques de más de 12 m de diámetro (1,42 < LM < 2,33 m). La matriz tobáceo-lapillítica constituye entre el 23 y el 37% de los depósitos. La misma está formada por variados tipos de fragmentos, principalmente vítreos (trizas vítreas y lapillos pumíceos), junto con componentes cristalin y líticos subordinados. Conforman depósitos de estructura maciza, matriz a clastosoportados. Los contactos entre bloques suelen ser tangenciales y puntuales e inclusive cóncavo-convexos en los litosomas compuestos mayoritariamente por bloques ignimbríticos. En este último caso, los bloques de

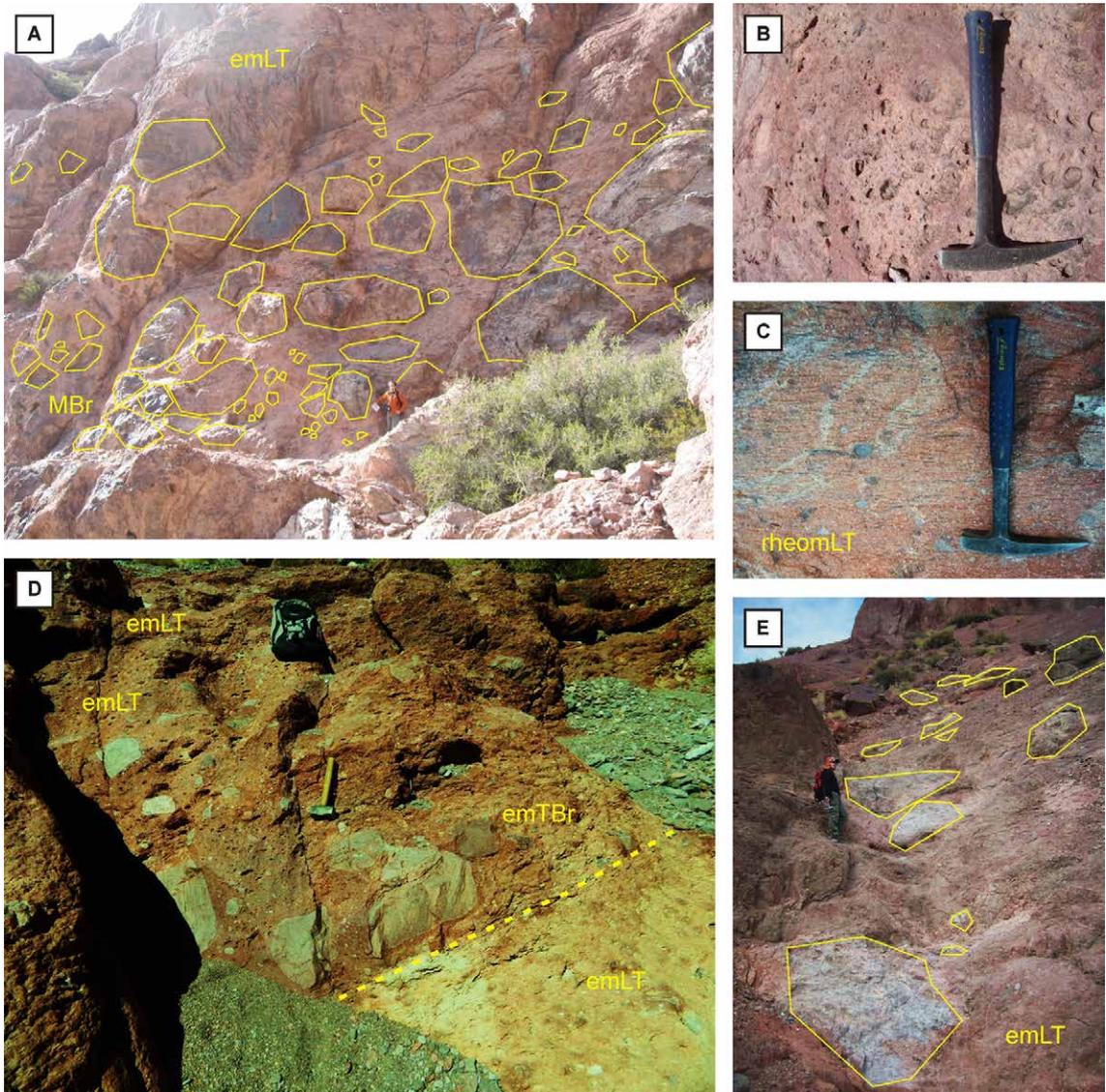


FIG. 8. Litofacies de la Ignimbrita La Plateada. **A.** Mesobrechas (MBr); se destacan grandes bloques líticos del basamento preeruptivo de hasta 4 m de diámetro inmersos en una matriz tobáceo-lapillítica (emLT); **B.** Detalle de matriz tobáceo-lapillítica de las mesobrechas. No se observa soldadura; **C.** Detalle de la textura parataxítica con fiamme laminares fuertemente aplanados (relaciones de aplanamiento de 1:31) en litofacies de tobas lapillíticas reomórficas (rheomLT); **D.** Gradación normal de líticos en la base de una unidad de flujo (línea de trazos) representada por la gradación de base a techo de brechas tobáceas macizas de matriz eutaxítica (litofacies emTBr) a tobas lapillíticas macizas eutaxíticas (litofacies emLT); **E.** Grandes bloques líticos sobredimensionados inmersos y aislados en litofacies de tobas lapillíticas macizas eutaxíticas.

ignimbrita se presentan, en general, orientados con sus ejes mayores paralelos a base y techo de las unidades y muestran internamente texturas eutaxíticas que concuerdan en grado y orientación con las de la matriz, y dan como resultado brechas soldadas (ver apartado 8). No obstante, esta litofacies se caracteriza

en general, por carecer de soldadura o mostrar un grado incipiente (relaciones de aplanamiento $>1:2$ y $OB < 0,34$; intensidad de soldadura I), contrastando con las tobas lapillíticas eutaxíticas (litofacies emLT; rheomLT) con las que se interestratifica. La geometría de los depósitos es la de mantos potentes

relativamente regulares y continuos, aunque también se han observado terminaciones traslapantes ('onlap') y gradaciones laterales y verticales con litofacies de brechas tobáceas y tobas lapillíticas (emTBr, emLT y rheomLT) en distancias de unos pocos cientos de metros. Composicionalmente se trata de brechas polimícticas en las que intervienen distintos tipos de clastos líticos accesorios, texturalmente variados, incluyendo fragmentos félsicos de texturas coherentes, litologías propias de la Riolita El Aforo, y volcanoclásticos correspondientes mayormente a ignimbritas de carácter intraformacional.

Interpretación: las características texturales, estructurales y composicionales de las mesobrechas y su relación con mantos de ignimbritas densamente soldadas, permiten interpretar a esta litofacies como depósitos de brechas de colapso ('caldera collapse breccias' de Lipman, 1976) sobre la base de su comparación con ejemplos descritos en la literatura (Walker, 1985; Cas y Wright, 1987). Facies de brechas proximales similares a las aquí descritas han sido interpretadas como equivalentes gruesos de depósitos ignimbríticos, por la presencia de clastos imbricados, ausencia de marcas de impactos balísticos y gradaciones corriente abajo hacia ignimbritas macizas (Branney y Kokelaar, 1997). El modo de depositación es el mismo que en los depósitos más finos, y fueron generadas por procesos de agradación progresiva. Las intercalaciones con las litofacies de tobas lapillíticas se relacionarían con las distintas poblaciones de clastos sucesivamente aportadas por la corriente a la zona límite de flujo. La distribución areal restringida habría sido causada por corrientes fuertemente menguantes respecto a competencia que solo fueron capaces de transportar bloques líticos de grandes dimensiones en los sectores más proximales en relación con escarpas de fallas volcanotectónicas (ver apartado 8).

Los litoclastos son considerados fragmentos accesorios y/o accidentales, y el origen de los mismos está relacionado con eventos de colapso caldérico. Sus depósitos habrían sido generados por la recurrente incorporación a las corrientes de densidad piroclásticas, de materiales deslizados provenientes de escarpas de fallas activas durante el transcurso de las erupciones (e.g., Lipman, 1976). La acumulación de las mesobrechas se produjo principalmente en las áreas subsidentes. La elevada proporción de fragmentos accidentales fríos, deri-

vados del basamento preruptivo (Riolita El Aforo), sería la causa de que estos depósitos carezcan de soldadura aun en los sectores más proximales (e.g., Eichelberger y Koch, 1979). Localmente las brechas fueron generadas por incorporación de bloques de ignimbrita correspondientes a depósitos mal consolidados, inmediatamente anteriores y aun calientes al momento de su depositación (ver apartado 8).

6.2. Tobas lapillíticas macizas reomórficas (rheomLT), tobas lapillíticas macizas euta-xíticas (emLT) y brechas tobáceas macizas euta-xíticas (emTBr)

Descripción: Las litofacies de tobas lapillíticas euta-xíticas y reomórficas (rheomLT y emLT; emTBr) afloran como mantos de ignimbritas en conjunto con cuerpos de mesobrechas (litofacies MBr) y se caracterizan por la coloración pardorrojiza que se destaca en las vertientes de fuerte relieve del río Los Patos, donde constituyen conjuntos de potencias superiores a los 200 m (Figs. 8C, B y D). Las unidades de flujo individuales varían entre 4 y 90 m de espesor, promediando alrededor de los 40 m. En la mayor parte de los casos estas rocas caen dentro del rango textural de tobas lapillíticas con un grado de selección pobre. Los componentes vítreos están representados por abundante ceniza vítrea (56-65%) y fiamme tamaño lapillo (15-23 %). El contenido en cristaloclastos varía entre el 16 y el 12%. Los fragmentos líticos se presentan en baja proporción (entre 4 y 7%) y son más abundantes en tamaño lapillo y bloque, con diámetros promedio de alrededor de 3-6 cm ($12,2 > LM > 5,6$ cm). Los lapillos líticos corresponden a distintos tipos texturales de rocas coherentes e ignimbritas de composiciones félsicas. Bloques aislados y sobredimensionados de más de 4 m de diámetro (secciones 6 a 8; Fig. 7 y 8E) son relativamente comunes en algunas secciones. Los bloques más grandes muestran bordes de enfriamiento en la parte externa a su superficie y se caracterizan por desarrollar disyunción concéntrica y desvitrificación esferulítica. La abundancia de bloques líticos condiciona el grado de soldadura haciéndolos disminuir hasta formar brechas carentes de soldadura (litofacies MBr) con las que gradan tanto en sentido lateral como vertical (relaciones litofaciales similares son descritas por Branney *et al.*, 1992). Esta característica solo se observa en las proximidades de los contactos entre ambas litofa-

cies, ya que el grado de soldadura se mantiene sin variaciones apreciables a lo largo de la mayor parte del espesor de cada unidad de enfriamiento. Otra característica importante en algunas unidades es la presencia de disyunción columnar poco marcada.

En particular, los mantos ignimbríticos que integran las litofacies de tobas lapillíticas reomórficas (rheomLT) afloran en las proximidades de la Estación de Aforo (secciones 2 y 3). Las mismas se reconocen por su grado de soldadura extremadamente alto, el que les otorga un aspecto similar al de rocas volcánicas porfídicas (Fig. 8C). Son rocas de coloración pardorrojiza oscura que forman mantos macizos y potentes, con estructuras parataxíticas muy marcadas. Las fiamme forman una laminación ondulante milimétrica y discontinua (relaciones de aplanamiento $<1: 30$ y $OB > 0,96$; intensidad de soldadura VI) que se dispone en forma paralela a la base y el techo de las unidades. En algunos casos desarrollan microplegamientos favorecidos por la presencia de elementos rígidos rotados (cristaloclastos o litoclastos), los que a su vez permiten el desarrollo de lineaciones paralelas sobre superficies de foliación (típico de reomorfismo). En corte transversal, las fiamme se manifiestan como lentes chatas y alargadas de sílice, producto de desvitrificación, de color más claro que la matriz que los contiene, mientras que en el plano de foliación presentan secciones ovales con ejes mayores orientados paralelamente entre sí. En esta litofacies, la forma de las fiamme es laminar en lugar de oblada a diferencia de litofacies con menor grado de soldadura.

Por otra parte, la litofacies de tobas lapillíticas macizas de textura eutaxítica (emLT) está bien representada en la unidad inferior (secciones 5 y 7-9), en los tramos cuspidales de la unidad superior (secciones 2-6) y en equivalentes más distales (sección 1). También se encuentran bien representadas en el sector de cerro Mudadero (fuera del área de estudio, Fig. 1C; Rocher y Vallecillo, 2011) constituyendo así la litofacies ignimbrítica de mayor extensión areal y la más común y representativa. La presencia de fragmentos juveniles deformados tamaño lapillo, representados por fiamme, confieren a la roca un grado de soldadura moderado a bajo (relaciones de aplanamiento $<1: 3,5$ y $0,82 > OB > 0,66$; intensidades de soldadura entre III y V). Estas características se mantienen aparentemente sin variaciones a lo largo de todo el espesor de las unidades.

Algunos pequeños afloramientos permiten reconocer una litofacies distinta, generalmente ubicada en la base de algunos mantos ignimbríticos de la litofacies eutaxítica (emLT). Se trata de brechas tobáceas macizas de matriz eutaxítica (litofacies emTBr), integradas por bloques de variada composición y de aparente procedencia local (Fig. 8D). Los bloques líticos, de formas subangulosas, de entre 50 y 4 cm de diámetro ($LM = 31,1$ cm), están inmersos en una abundante matriz tobáceo-lapillítica que les da sustento, caracterizando a los depósitos como matriz soportados y pobre a muy pobremente seleccionados. Las brechas tobáceas pasan hacia arriba en forma gradacional a ignimbritas soldadas (litofacies emLT), las que constituyen su matriz.

Interpretación: Características tales como estructura maciza y pobre selección son interpretadas como el resultado de la depositación a partir de corrientes de densidad piroclásticas concentradas ('granular fluid-based pyroclastic density currents'; Branney y Kokelaar, 2002), mediante una rápida y/o prolongada agradación progresiva a través de una zona límite de flujo dominada por el escape de gases. La alta concentración de partículas impidió la acción de procesos tractivos. El tamaño de LM alcanzado, superior a los 30 cm, indicaría una importante competencia en las corrientes en sus sectores más proximales. Su distribución aleatoria en el depósito implicaría condiciones suficientemente energéticas como para impedir su segregación, mientras que su concentración en distintos niveles se relacionaría con la disponibilidad de ellos desde sus fuentes (escarpas de fallas volcanotectónicas), en una corriente de densidad piroclástica sostenida y estable o casi estable. El origen de la segregación de bloques líticos en litofacies con gradación normal (emTBr) observada hacia la base del flujo, respondería a condiciones de competencia decreciente, tal que el tamaño máximo de clasto que la corriente era capaz de transportar, disminuía con el tiempo.

El grado de soldadura extremadamente alto, la presencia de microplegamientos, cristaloclastos rotados, lineaciones paralelas, ondulaciones suaves en texturas parataxíticas, la aglutinación completa en los componentes vítreos y formas laminares en fiamme, permiten considerar procesos de flujo viscoso de vidrio a altas temperaturas o reomorfismo (litofacies rheomLT). Si bien características más representativas de ignimbritas reomórficas, tales como pliegues de mesoescala, indicadores cinemáticos o repeticiones

por falla, no han sido observadas en estos depósitos, en general, los grados de aplanamiento en fiamme, manifestados como foliaciones elongadas pronunciadas con relaciones de aplanamiento menores a 1:10 como las descritas aquí, son tomadas frecuentemente como indicadores de flujo viscoso (Freundt *et al.*, 2000). El grado de soldadura depende del espesor continuo desarrollado por esta litofacies, condicionando en mayor medida el potencial de conservación de calor en el depósito. Además, la presencia de fragmentos líticos accidentales, fríos al momento de su depositación, como lo demuestran los bordes de enfriamiento en bloques aislados, habrían contribuido a disminuir la temperatura del depósito, y generado zonas de menor grado de soldamiento.

El grado de deformación moderado a alto en fiamme y matriz cinerítica en las variedades eutaxíticas (emLT; emTBr) indicaría una eficiente conservación del calor magmático en el flujo y en el depósito incluso en sectores medios a distales, lo que indicaría que los procesos de ingesta de aire o incorporación erosional no fueron lo suficientemente desarrollados como para descender su temperatura por debajo del punto de transición del vidrio.

6.3. Tobas macizas (mT)

Descripción: Corresponden a tobas vítreas gruesas bien seleccionadas y carentes de estructura. Están compuestas en gran parte por ceniza vítrea (~92%) y muy bajas proporciones de lapilli pumiceo fino (~5%) y cristaloclastos (~3%). Se presentan como una unidad de alrededor de 3,4 m de espesor cuyo contacto inferior es gradacional con litofacies de tobas lapillíticas masivas (mLT, equivalente de bajo grado de soldadura de la litofacies emLT). El límite superior es cubierto por litofacies de areniscas tobáceas a través de una superficie erosiva. Solo fueron observadas en la sección 2 (Figs. 5 y 7), ya que en otros sectores las secciones son incompletas y el límite superior falta por erosión. Microscópicamente se caracterizan por texturas vitroclásticas y ausencia de deformación por soldadura.

Interpretación: la buena selección y estructura maciza de esta litofacies son indicativas de depositación por caída directa a partir de ceniza en suspensión. Dos interpretaciones son posibles. En la primera, las condiciones de depositación son alcanzadas por una corriente de densidad piroclástica muy diluida y lenta que permite la depositación grano a grano sin

desarrollar fuerzas tractivas ('direct fallout-dominated flow-boundary zone' de Branney y Kokelaar, 2002). En el segundo caso, la depositación por caída habría ocurrido desde la zona de dispersión lateral de una pluma coignimbrítica (Sparks y Walker, 1977). La gradación desde litofacies ignimbríticas observada es más consistente con la primera hipótesis. Las características texturales y composicionales son el resultado de la pérdida de ceniza fina elutriada desde zonas de alta concentración de la corriente y su consecuente depositación por caída ('co-ignimbrite ash deposits'; Sparks *et al.*, 1973).

6.4. Comportamiento de las corrientes de densidad piroclásticas

El espesor, la distribución areal, las relaciones de campo y las litofacies reconocidas permiten interpretar a las ignimbritas del Grupo Choyoi en este sector, como generadas a partir de corrientes de densidad piroclásticas de gran escala y elevados flujos de masa. La ausencia general de estructuras tractivas que dan lugar a unidades de carácter marcadamente macizo y el pobre grado de selección de ellas, indican su depositación a partir de zonas basales de alta concentración de corrientes de densidad piroclásticas ('granular-fluid based pyroclastic density currents' de Branney y Kokelaar, 2002). La persistencia de tales características a lo largo de grandes distancias se relaciona con el comportamiento uniforme de los flujos piroclásticos y la ausencia de variaciones verticales sugiere una depositación estable o casi estable. Los grandes espesores en unidades de flujo individuales, que resultan en relaciones de aspecto altas, corresponden a ignimbritas depositadas en forma sostenida en el tiempo y/o a elevadas tasas de agradación, mientras que la gran extensión areal, relacionada con grandes distancias de recorrido, se vincula a elevados flujos de masa aportados a las corrientes (Freundt, 1999; Branney and Kokelaar, 2002). Las superficies planas y horizontales en el tope de los depósitos, típicas de facies macizas, indican dispersiones depositadas a través de zonas límite de flujo dominadas por el escape de gas (las que depositan litofacies mLT o emLT; Branney y Kokelaar, 2002).

Las secciones 2-8 (Fig. 7) forman potentes sucesiones, algunas de casi 400 m de espesor, con gruesas intercalaciones de mesobrechas, encontrándose asociadas a áreas que experimentaron subsidencia

volcanotectónica, razón por la cual se consideran ubicadas en un marco de intracaldera y, por lo tanto, proximales respecto a su posible centro eruptivo. La sección 1 no supera los 180 m de espesor y los niveles de mesobrechas están ausentes en ella; además, se encuentra separada de las otras secciones por una distancia de ~4 km, por lo que se considera ubicada fuera del área de mayor subsidencia y, por lo tanto, en relación de proximidad algo más alejada del centro eruptivo. La variación lateral sistemática en el tamaño máximo de clasto lítico, con una rápida disminución en los tramos proximales (distancias <4 km desde escarpes de fallas volcanotectónicas; ver apartado 8), reflejan condiciones de competencia decrecientes (depletivas) en los términos más cercanos al centro eruptivo y casi invariantes (uniformes) a mayores distancias (e.g., Walker, 1985; Druitt y Bacon, 1986; Allen y Cas, 1998).

Cada unidad ignimbrítica es interpretada como una unidad de flujo simple o unidad depositacional, limitada por planos netos que reflejan inestabilidades mayores o breves hiatos en la depositación. La superposición de unidades de flujo en intervalos de tiempo corto llevó en algunos casos a su mutuo amalgamamiento en unidades de enfriamiento simples, cualidad que se relaciona probablemente con el desarrollo de un comportamiento pulsante de las corrientes de densidad piroclásticas.

Uno de los procesos más importantes en el control de distribución de facies de soldadura fue el de progresiva ingesta y mezcla de aire hacia extremos distales. A pesar de que estos procesos no fueron lo suficientemente desarrollados como para generar flujos inflados o aumentar la turbulencia lo suficiente como para generar la depositación de litofacies estructuradas, es probable que la elutriación de finos junto con la expansión del aire atmosférico calentado en los niveles superiores de las corrientes de densidad piroclásticas, hayan podido desarrollar plumas coignimbríticas flotantes como lo proponen los modelos de Woods y Wohletz (1991) y Freundt (1999). Se interpreta que la litofacies de tobas macizas (mT) que sobreyacen a litofacies de tobas lapillíticas (emLT) en la sección 2, podrían corresponder a depósitos de caída de cenizas coignimbríticas.

7. Depósitos volcanoclásticos resedimentados

Los depósitos originados por resedimentación de materiales volcanoclásticos no consolidados se

reconocen por contener proporciones grandes y variables de piroclastos, tamaño arena y gránulo, no modificados texturalmente (e.g., trizas vítreas y pómez) mezclados con partículas de probable origen epiclástico (líticos diversos, tamaño bloque a arena gruesa, juntos en la misma unidad) (McPhie *et al.*, 1993). El grado de selección es variable, entre moderado y muy pobre, y muestran una mejor organización interna que las litofacies piroclásticas primarias generalmente carentes de estructura. Son, además, volumétricamente mucho menos importantes que otras unidades, estando restringidos a cortos intervalos dentro de secciones dominadas por lavas e ignimbritas. Depósitos gruesos de origen aluvial fueron reconocidos en las secciones 9 y 10 (Fig. 5) dentro del Complejo La Junta. Otras secciones (e.g., Sección 2; Figs. 5 y 7) en posición estratigráfica relativa similar a las anteriores, presentan facies aluviales areno-tobáceas de alta energía.

7.1. Conglomerados macizos matriz-soportados (Gmm) y areniscas conglomerádicas difusamente estratificadas (Sgb)

Descripción: los conglomerados (litofacies Gmm) comprenden depósitos gruesos muy pobremente seleccionados, consistentes en bloques líticos angulosos a subangulosos de ~15 cm de diámetro medio y diámetros máximos >50 cm, soportados en una matriz tamaño arena gruesa relativamente abundante (~50-60%) (Fig. 9A). Son depósitos matriz a clasto-soportados. Los bloques corresponden a varios tipos texturales de riolitas porfídicas (con foliación de flujo, afíricas, vitrofíricas) y en menor proporción de ignimbritas y otras rocas volcanoclásticas, mientras que la matriz que contiene a los clastos mayores es relativamente rica en cristales. Se presentan en capas potentes y macizas de entre 0,5 y 5 m de espesor relativamente continuo, en escala de decenas de metros. Algunas capas presentan internamente una estratificación mal definida reflejada en leves cambios texturales (variaciones en el tamaño de grano o grado de selección).

La disminución en el tamaño de grano, con diámetros medios de alrededor de 3 cm y una mayor participación de matriz (~60-85%) dan lugar a depósitos comprendidos por clastos angulosos a subangulosos tamaño guijarro en una abundante matriz tamaño arena gruesa, pobre a muy pobremente seleccionados (litofacies Sgb) (Fig. 9B). Las unidades, de 1-3 m

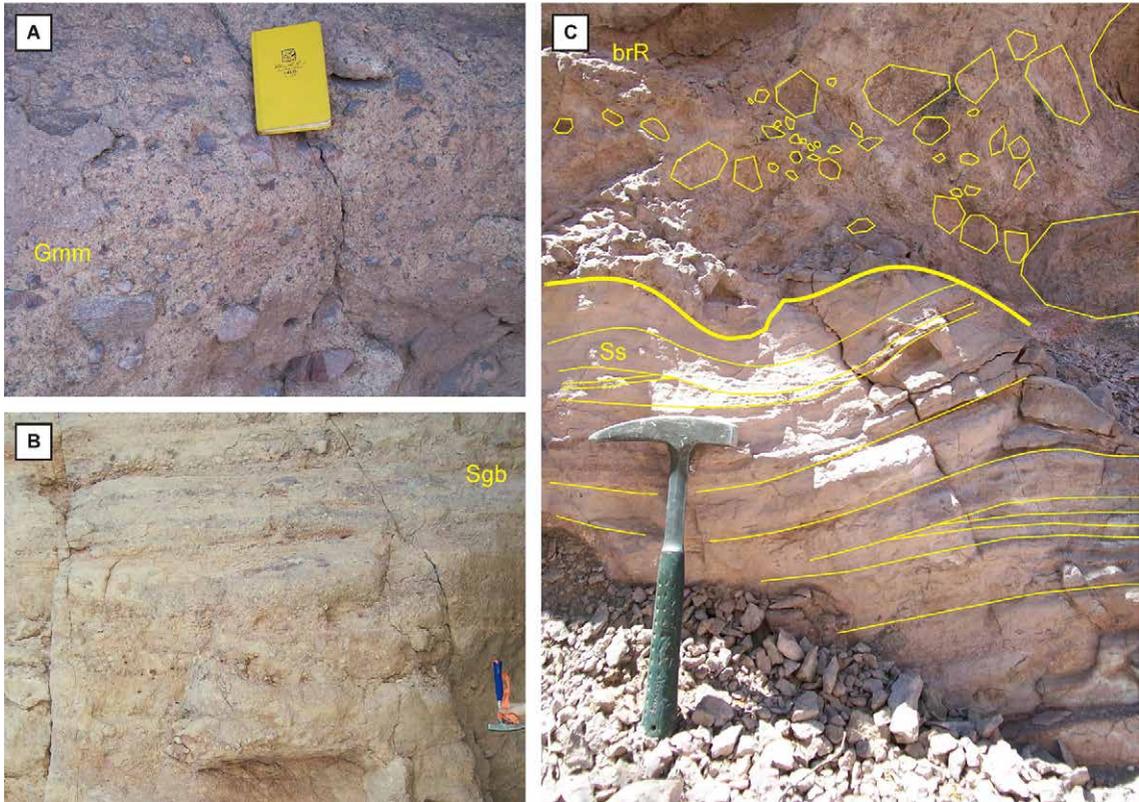


FIG. 9. Litofacies volcanoclásticas resedimentadas. **A.** Conglomerados masivos, matriz-sostén (litofacies Gmm). Se observan líticos volcánicos subangulosos a subredondeados inmersos en una matriz rica en material cinerítico (ceniza y pómez fino); **B.** Areniscas conglomeráticas con estratificación difusa (litofacies Sgb). La estratificación incipiente es definida por leves cambios en el grado de selección y en el tamaño de grano; **C.** Areniscas tobáceas estratificadas (litofacies Ss) con estructuras de corte y relleno y de carga producidas por depósitos de brechas autoclásticas o posiblemente peperíticas (litofacies brR).

de espesor, son internamente macizas a difusamente estratificadas. En algunos casos, se observa la presencia de gradación normal, bases erosivas ('scour-and-fill') y truncamientos de bajo ángulo.

Interpretación: la estructura masiva, el pobre grado de selección y la falta de ordenamiento interno en los conglomerados (litofacies Gmm), junto con la participación de una abundante matriz areno-tobácea son característicos de depósitos de flujos de detritos volcanoclásticos. En este caso se interpreta que, dada la elevada proporción de material areno-tobáceo, el soporte de grano probablemente depende tanto de las colisiones entre granos como de la cohesión entre partículas tamaño arcilla y que la depositación pudo involucrar agradación progresiva en lugar de congelamiento en masa (Walton y Palmer, 1988; Smith y Lowe, 1991). La pobre selección, estructura maciza a difusamente estratificada y la presencia de

capas gradadas en las areniscas conglomeráticas (litofacies Sgb) sugieren que la turbulencia del flujo, mayormente restringida por la elevada concentración de partículas, fue lo suficientemente desarrollada como para permitir el asentamiento diferencial de las partículas y provocar leves inestabilidades en las tasas de sedimentación. Tales condiciones son atribuidas a dispersiones acuosas de elevada carga sedimentaria, turbulentas o de transición a laminares, tales como las que caracterizan a los flujos hiperconcentrados (Smith y Lowe, 1991; Palmer y Neall, 1991).

7.2. Areniscas tobáceas macizas (Sm) y areniscas tobáceas estratificadas con truncamientos y capas cruzadas de bajo ángulo (Ss)

Descripción: La litofacies de areniscas tobáceas (Sm y Ss) están compuestas mayoritariamente por

mezclas pobre a moderadamente seleccionadas de ceniza vítrea y cristales de grano medio a muy grueso (>90%), junto con proporciones menores de fragmentos pumíceos y líticos tamaño gránulo a guiya (Fig. 9C). Generalmente el contenido en cristales es bajo, y los componentes vítreos son dominantes, con excepción de algunos depósitos de areniscas tobáceas ricas en cristales (>80% de cristales). Las unidades macizas (Sm) se presentan en capas ondulantes de espesor variable, de entre 30 y 80 cm, con superficies basales erosivas. La presencia de alineamientos incipientes de componentes líticos o pumíceos paralelos a los límites de capa da lugar a una fina estratificación difusa. Con la disminución en el espesor de las capas se da paso a unidades con estratificación bien definida de entre 1 y 10 cm de espesor, internamente macizas a difusamente estratificadas (litofacies Ss). Las superficies basales son ondulantes y erosivas y dan lugar a estructuras de estratificación cruzada de escala media a pequeña. Los límites entre las capas son subparalelos y tienden a desarrollar acuñamientos y geometrías lenticulares.

Interpretación: la estructura maciza a difusamente estratificada en areniscas es interpretada en ocasiones como formada a partir de sedimentos transportados en suspensión, sostenidos por turbulencia, y acumulados por medio de una rápida depositación. Las altas tasas de sedimentación evitan la formación de estructuras de orden interno o generan estratos planos con laminación horizontal interna, representando ambos depósitos, condiciones de régimen de flujo altas o transicionales. La composición rica en componentes vítreos indica poco retrabajamiento y dilución. Tales características pueden atribuirse a sedimentos transportados por corrientes fluviales trenzadas o no encausadas durante condiciones de alta descarga y energía ('torren flow-conditions' de Cas y Wright, 1987; 'Type 2 diluite streamflow' de Smith y Lowe, 1991).

8. Estructuras volcanotectónicas

La arquitectura volcánica de la Ignimbrita La Plateada fue revelada a través del análisis y correlación de 9 secciones estratigráficas (Figs. 5 y 7). El análisis muestra que los términos más bajos de la secuencia ignimbrítica tienden a ser restringidos por altos del basamento preeruptivo (Riolita El Aforo), en tanto que los términos superiores presentan una

mayor distribución, reflejando un arreglo arquitectural traslapante en el que las unidades ignimbríticas llegan a sepultar completamente al basamento con sus términos más altos, y en el que los mayores espesores se ubican en sus sectores más deprimidos. Este patrón se muestra en la figura 7 donde puede observarse que la unidad inferior de la Ignimbrita La Plateada es restringida y aparece alternadamente en las secciones 4-5 y 6-7. La unidad media está totalmente ausente en la sección 1 y se mantiene en el resto de las secciones, aunque con fuertes variaciones de espesor, como puede observarse entre las secciones 2-3 y 4. En el caso mencionado existe un claro incremento en el espesor en la sección 4 ubicada en el bloque colgante de una falla normal subvertical de rumbo noroeste-sureste, la que a su vez restringe a la unidad inferior, y reduce sustancialmente el espesor de las unidades media y superior al suroeste de esta. La unidad superior, en cambio, está representada en todas las secciones con mayor o menor desarrollo vertical. Este patrón muestra que las sucesivas unidades de flujo tienden a preservar mayores espesores o haber sido acumuladas con preferencia en sectores deprimidos estructuralmente.

La geometría del basamento se vincularía con un estilo estructural de bloques alternadamente hundidos, limitados por fallas normales (o sistema de fosas y pilares) y está representado por fallas de dirección N52°W e inclinación preferente al suroeste, con ángulos de entre 55 y 89° (Figs. 2 y 10). Un juego menor de fallas se desarrolla localmente en forma casi transversal al anterior y corresponde a aquel de dirección N22°E y buzamiento de 35-85° tanto al suroeste como al noroeste (Fig. 10A).

Las complejas variaciones en el espesor de las acumulaciones de ignimbritas y mesobrechas, fuertemente controladas por bloques de basamento limitados fallas, son consistentes con un evento de colapso tipo 'piecemeal' (cf., Moore y Kokelaar, 1998). La falta de exposición y la ausencia de una falla anular bien definida hace que sea muy difícil precisar los límites y geometría (circular, poligonal?) de esta caldera. Probablemente la sección 1 corresponda a facies extracaldera mientras que las facies de intracaldera se desarrollarían entre las secciones 2 y 9, coincidiendo con el área cubierta por litofacies de mesobrechas y muy probablemente se continuarían al noreste, donde desaparecen debajo de la cobertura cuaternaria (Fig. 10B).

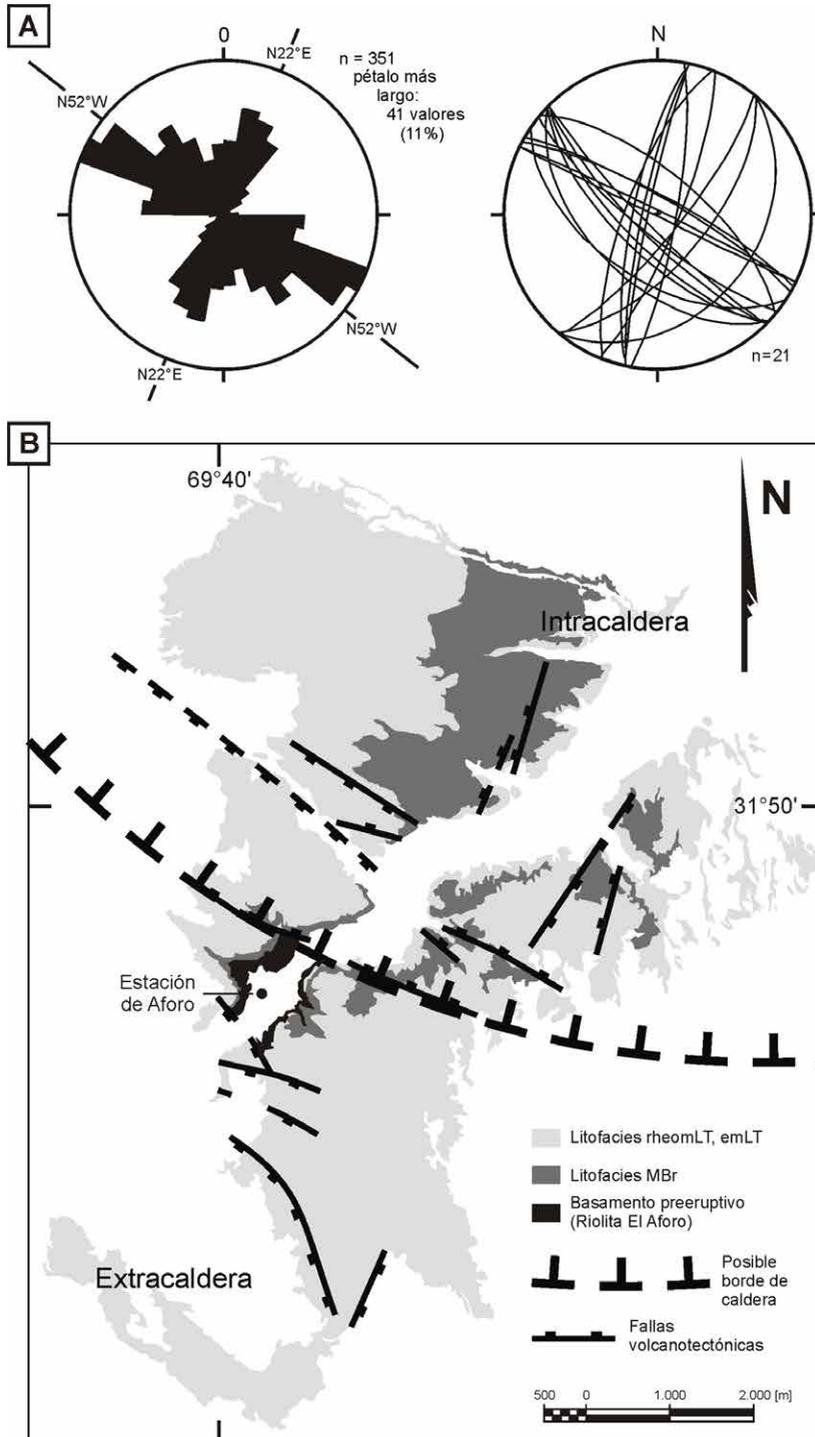


FIG. 10. **A.** A la izquierda, roseta acimutal correspondiente a lineamientos en la Formación Horcajo, basada en datos de análisis de imágenes satelitales (se observan dos direcciones principales, N52°W y N22°E). A la derecha, diagrama equiareal, sobre hemisferio inferior, de los planos de fallas normales y fallas volcanotectónicas, basado en datos de campo; **B.** Mapa de distribución de litofacies de la Ignimbrita La Plateada. Se indica el probable límite de la estructura de colapso, las áreas de intracaldera y extracaldera, y las principales fallas volcanotectónicas.

El análisis composicional de las mesobrechas muestra un claro dominio en la participación de bloques de basamento preeruptivo, representado por la Riolita El Aforo, en sectores próximos a bloques elevados de él (ver diagramas en las secciones 2 y 3 en la Fig. 7). Hacia el noroeste la presencia de bloques ignimbríticos aumenta en detrimento de bloques de basamento (secciones 5-7; Fig. 7). Precisamente es hacia el sector noroeste en donde cobran importancia estructuras noreste-suroeste que afectan al relleno ignimbrítico. Las variaciones composicionales laterales en las mesobrechas reflejan una procedencia muy local y relacionada con el fallamiento.

Probablemente la evidencia más clara y directa de que procesos de subsidencia volcánotectónicos actuaron durante el emplazamiento de la Ignimbrita La Plateada es la que ofrecen algunos de los litosomas de mesobrechas, los cuales pudieron ser relacionados directamente con los dos juegos de fallas observados (Figs. 11A y B). En los lugares en los que estas estructuras afectan al relleno ignimbrítico, se comprueba mediante análisis composicionales en las mesobrechas, que las mismas pueden ser caracterizadas como brechas intraformacionales, ya que consisten en clastos de ignimbritas en una matriz de igual composición textural (ver diagramas que acompañan a las secciones 5-7 en figura 7). A estos depósitos se les sobrepone una fábrica eutáxica tanto sobre la matriz como sobre los clastos (Fig. 11C), lo que refleja que estos últimos conservaban aún temperatura suficiente como para desarrollar soldadura luego de haber sido depositados como facies de tobas lapillíticas y ser removilizados e incorporados como bloques al depósito brechoso, indicando un proceso de subsidencia extremadamente rápido. El carácter sineruptivo de las fallas consideradas es puesto en evidencia, además, por la presencia de marcados incrementos en el desplazamiento normal hacia términos superiores y la gran variación en el espesor de las unidades a ambos lados de las estructuras, pudiendo ser caracterizadas como fallas sindepositacionales (Fig. 11A). Otras estructuras probablemente sineruptivas corresponden a fallas menores que afectan a la Toba Las Caletas, en las que se observa incrementos en el rechazo normal hacia términos inferiores y su desaparición hacia los más altos. Las estructuras mencionadas podrían indicar que los procesos de subsidencia volcánotectónicos ya habían comenzado antes del clímax eruptivo marcado por la Ignimbrita La Plateada y

que el proceso fue irregular y persistente a través de ambas unidades.

Las estructuras de rumbo N52°W, muchas de ellas activas durante el episodio de colapso, son paralelas a un tren de fallas regionales antiguas de origen tectónico relacionadas con la estructuración del Paleozoico inferior (Giambiagi y Martínez, 2008; Giambiagi *et al.*, 2011) que fueron localmente reactivadas durante la erupción que dio lugar a la Ignimbrita La Plateada. Por otro lado, las estructuras de rumbo N22°W parecen haberse generado como consecuencia del proceso volcánico y su interacción con el campo de esfuerzos al momento del colapso.

El resultado de los análisis estratigráfico-litofacial y estructural, ofrecen evidencias directas de que el emplazamiento de las unidades ignimbríticas estuvo acompañado por el movimiento de bloques a lo largo de planos de fallas extensionales, reflejando el carácter sineruptivo de las estructuras, las que habrían favorecido su acumulación en depresiones que se desarrollaban en concurrencia con la erupción de los materiales ignimbríticos. Las evidencias sugieren que el volcanismo fue controlado por la estructuración tectónica previa, al menos en los sectores en los que grandes volúmenes de magma fueron extruidos en forma catastrófica produciendo verdaderas áreas de colapso y subsidencia volcánotectónicas (*e.g.*, Moore y Kokelaar, 1998).

9. Historia eruptiva y depositacional de la Formación Horcajo

La estratigrafía de la Formación Horcajo es interpretada como el resultado de un 'evento eruptivo' silíceo de gran magnitud que dio lugar a varias unidades eruptivas, la mayor parte de ellas de gran volumen. En las tramos inferiores y medios de la unidad se reconocen cuatro 'episodios eruptivos' (*sensu* Fisher y Schminke, 1984): **1.** volcanismo efusivo precolapso, representado por la Riolita El Aforo; **2.** volcanismo explosivo freatomagmático, representado por la Toba Las Caletas; **3.** volcanismo ignimbrítico y colapso volcánotectónico, coincidente con la Ignimbrita La Plateada; y **4.** volcanismo efusivo poscolapso y sedimentación sineruptiva, materializados en el Complejo de La Junta. En el análisis estratigráfico de la Formación Horcajo pueden visualizarse los eventos de un 'ciclo caldérico' (Lipman, 1984) con muchos de los elementos litofaciales y estructurales que permiten reconocer este tipo de centros eruptivos

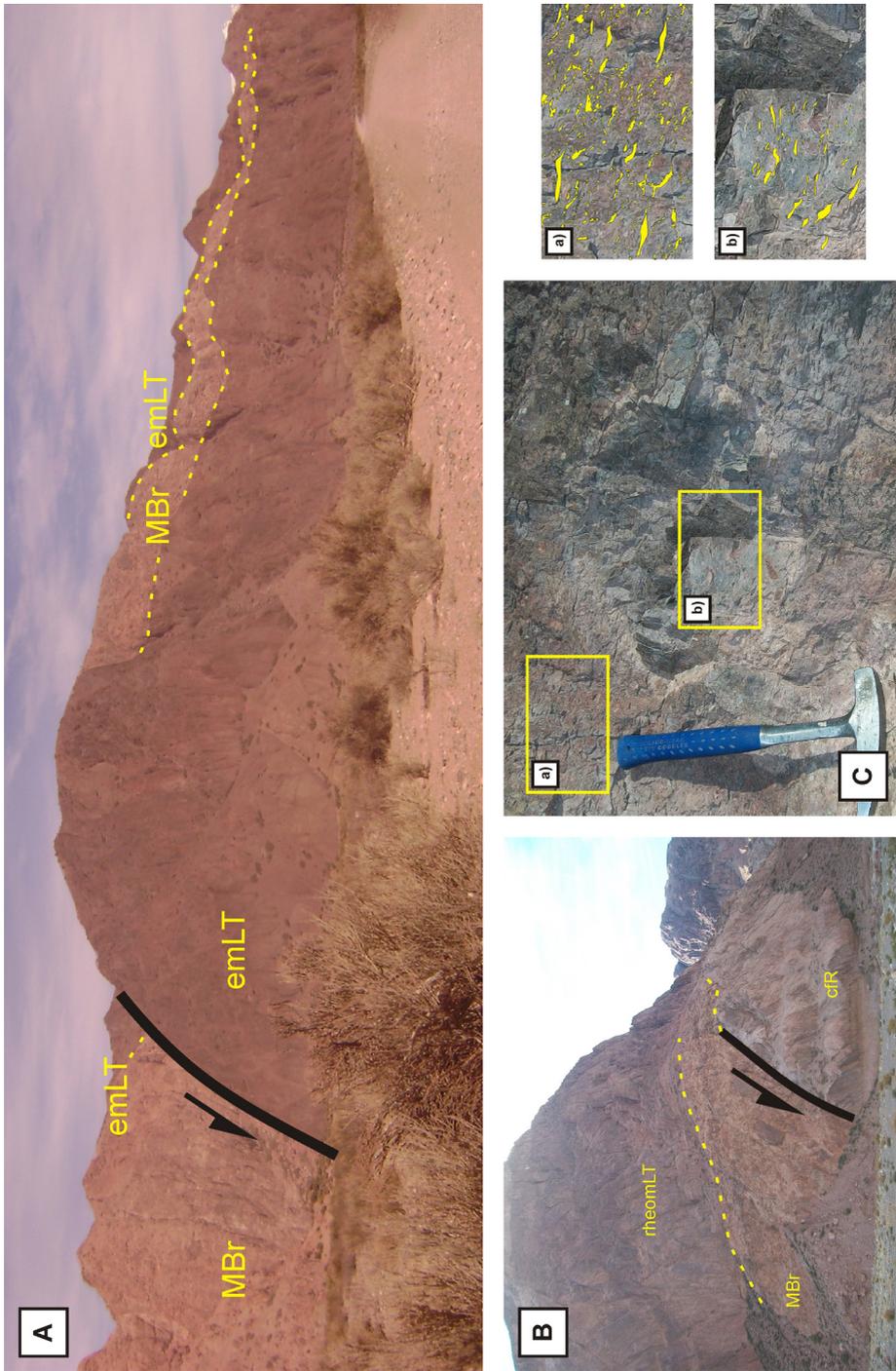


FIG. 11. Lámina de fotos. A. Estructura de fallamiento volcánotectónico localizada en las proximidades a la sección 7 (Figs. 3 y 4), se aprecia un marcado aumento en el espesor de los depósitos en el bloque colgante de la falla e incremento en el rechazo normal hacia términos más bajos. Los depósitos de mesobrechas (litofacies MBr) comprenden mayormente bloques redepositados de pulsos ignimbriticos anteriores (litofacies emLT). Un detalle se observa en la Fig. 10C; B. Falla volcánotectónica que afectan al basamento preeruptivo, representado por litofacies coherentes (cfr) de la Riolita El Aforo. Los depósitos de mesobrechas y tobas lapillíticas traslapan sobre la escarpa de falla. La composición de las mesobrechas aquí es dominada por bloques de la Riolita El Aforo. La fotografía fue tomada en las proximidades a la sección 2; C. Detalle de la matriz (a) y de los bloques (b) en depósitos de mesobrechas de la Fig. 10A (las fiamme han sido destacados en color claro). El bloque mostrado se encuentra aplanado y su textura eutaxítica interna coincide en grado y orientación con el de la foliación eutaxítica de la matriz.

en secuencias antiguas (Schermer y Busby, 1994; Riggs y Busby-Spera, 1991).

La poca representatividad de los depósitos volcanoclásticos resedimentados, interpretados como los registros de intervalos breves de sedimentación sineruptiva hacen suponer que no hubo grandes discontinuidades temporales. Asociaciones de lavas, depósitos freatomagmáticos subácueos de carácter proximal y facies de intracaldera, son típicas de medios proximales ('near-source facies' de Fisher y Schminke, 1984) y permiten reconocer a la secuencia considerada como un nuevo centro eruptivo para el volcanismo Choiyoi. No se han reconocido los conductos por los cuales los materiales fueron emitidos, pero las asociaciones litofaciales y la ubicación geográfica relativa de las distintas unidades hacen suponer su asociación con diferentes conductos separados en el espacio y distribuidos probablemente dentro del área de estudio.

9.1. Riolita El Aforo

El evento eruptivo más antiguo registrado en el área de Las Caletas corresponde a la extrusión de magmas riolíticos en forma de un extenso y voluminoso flujo de lava, el cual quedó representado en las litofacies coherentes y autoclásticas de la Riolita El Aforo. Probablemente fue una elevada tasa eruptiva relacionada con grandes volúmenes magmáticos disponibles la que permitió el desarrollo de un flujo de lava extenso y de baja relación de aspecto como el representado por la Riolita El Aforo.

9.2. Toba Las Caletas

Una tectónica extensional activa podría ser responsable de la generación de espacios de acomodación para pequeños cuerpos lacustres y la preservación de materiales piroclásticos como la Toba Las Caletas. Se interpreta que la Toba Las Caletas fue depositada a través de un volcanismo explosivo hidromagmático caracterizado por el desarrollo intermitente de columnas eruptivas inestables (Fig. 12A y B). La sucesión vertical de litofacies de esta unidad es consistente con la depositación a partir de numerosas corrientes de densidad durante una actividad explosiva freatomagmática, semejantes a las del estilo Taaliano, en el que magma y el agua interactúan en un acuífero y/o a lo largo de fallas inundadas (Kokelaar, 1986). Este tipo de actividad

produce una rápida sucesión de numerosas explosiones y genera corrientes de densidad piroclásticas de corta duración en oleadas discretas (Sohn y Chough, 1989). Aunque es posible asociar esta unidad a corrientes de densidad piroclásticas diluidas u oleadas piroclásticas basales (*e.g.*, Sohn y Chough, 1989), se interpreta que el ambiente de depositación último fue subácueo. Esto implicaría que la depositación ocurrió a partir de corrientes de turbidez volcanoclásticas en un ambiente lacustre, formadas probablemente a través de la dilución y transformación de oleadas piroclásticas que transgredieron la línea de costa de un paleolago o directamente a través de erupciones en conductos sumergidos y emergentes (*e.g.*, White, 2000). Es posible también que las corrientes subácueas hayan sido originadas por removilización de depósitos primarios, pero la presencia de 'block sags' en la secuencia indica al menos su contemporaneidad con fases volcánicas explosivas. Algo similar es interpretado para las facies proximales con retrabajo subácueo que Branney (1991) describe para la Formación Whorneyside Tuff del Ordovícico de Inglaterra. Las asociaciones litofaciales reconocidas y la arquitectura de los depósitos pueden corresponderse a sectores proximales de conos o anillos de tobas silíceos (McPhie, 1987; Sheridan y Updike, 1975; Brown *et al.*, 2007). La secuencia es, además, muy similar a la que Moore y Kokelaar (1998) describen para la King's Tuff del Silúrico de Escocia, cuya dinámica eruptiva podría corresponderse con la que generó la Toba Las Caletas. Durante los estadios iniciales se habrían generado columnas eruptivas cargadas y de baja altura que dieron lugar a corrientes de densidad piroclásticas concentradas, con la consecuente depositación de las litofacies de brechas tobáceas macizas en las partes bajas de la sucesión (Fig. 12A). El patrón grano-estrato decreciente se relacionaría con la progresiva limpieza del conducto volcánico. Esto habría permitido el consecuente desarrollo de columnas eruptivas más altas que colapsaron produciendo corrientes más diluidas, registradas por medio de la depositación de las litofacies de tobas estratificadas de la parte superior de la secuencia (Fig. 12B).

9.3. Ignimbrita La Plateada

La Ignimbrita La Plateada es considerada en su conjunto como una ignimbrita formada por una única y sostenida erupción asociada a la formación

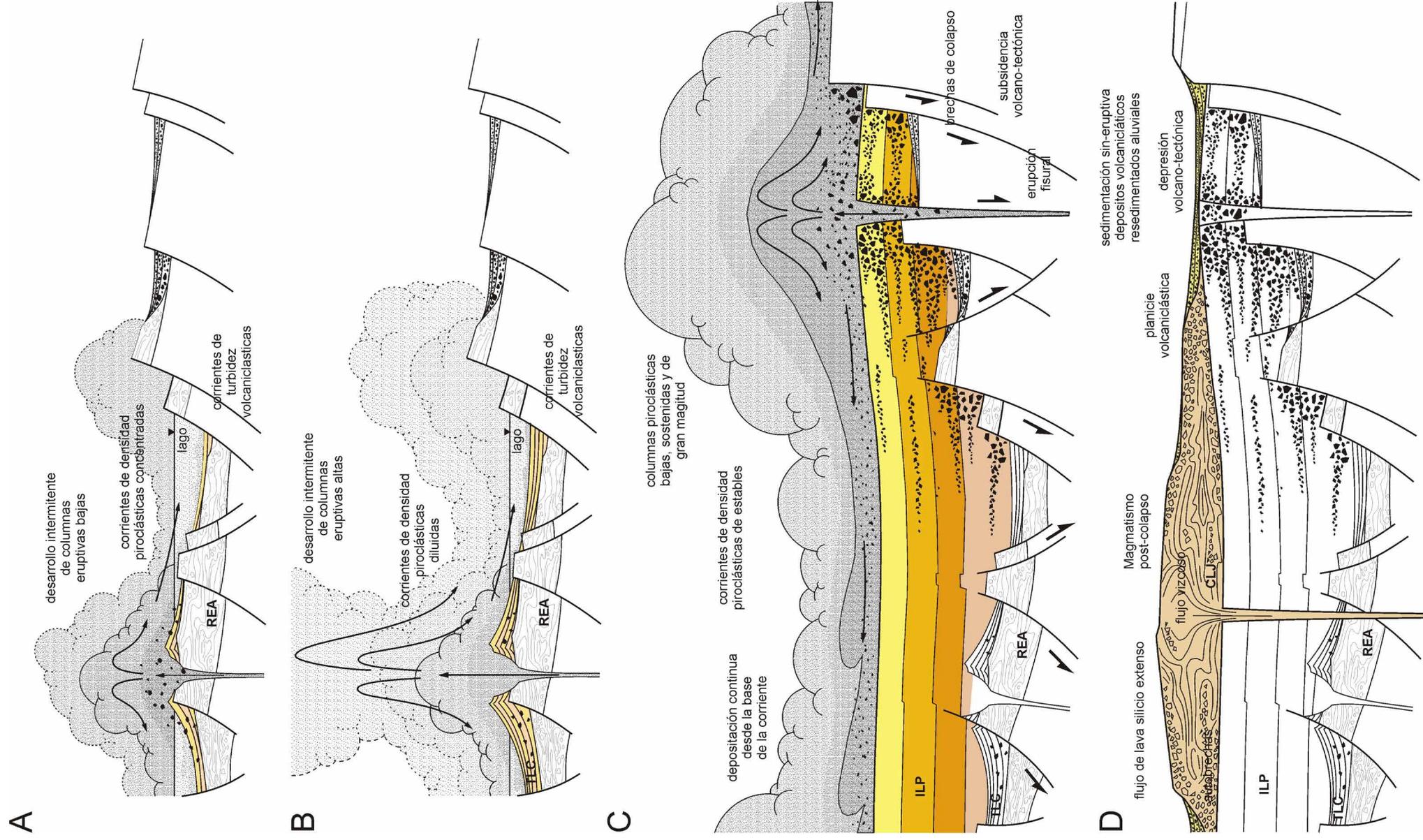


FIG. 12. Esquema evolutivo para la Formación Horcajo (no a escala). **A**. Con posterioridad al emplazamiento de la Riolita El Aforo (REA), un voluminoso flujo de lava silíceo, el desarrollo de una tectónica extensional permite generar espacios de acomodación para pequeños cuerpos de agua lacustres y la generación de un volcanismo freatomagmático que marca el inicio de la actividad explosiva. Durante esta fase se habrían producido corrientes de densidad piroclásticas concentradas debido a la elevada carga de la columna eruptiva provocada por la apertura del conducto. El ambiente de deposición último fue subáqueo, a través de la acción de corrientes de turbidez piroclásticas alimentadas directamente por erupciones en conductos sumergidos o emergentes; **B**. La limpieza del conducto habría permitido el desarrollo de columnas eruptivas más altas que colapsaron y formaron corrientes más diluidas, estas últimas registradas en las partes más altas de la Toba Las Caletas (TLC); **C**. El climax de la actividad eruptiva es marcado por el emplazamiento de la Ignimbrita La Plateada (ILP), acompañada por procesos de subsistencia volcánotectónica y la formación de una caldera de colapso tipo piecemeal; **D**. Finalmente, un extenso flujo de lava silíceo representado por el Complejo de La Junta (CLJ) marca la fase postcolapso del ciclo cladrérico. Este período postcolapso es acompañado por eventos de sedimentación volcánoclastica sineruptiva.

de columnas piroclásticas bajas de gran volumen ('low pyroclastic fountain', también llamadas 'boil over eruptions'; e.g., Sparks *et al.*, 1985; Branney *et al.*, 1992; Smith y Cole, 1997) (Fig. 12C). La estructura maciza y los grandes espesores observados son interpretados como el resultado de la deposición a partir de corrientes de densidad piroclásticas concentradas mediante una rápida y/o prolongada agradación progresiva (Branney y Kokelaar, 2002). Las intercalaciones entre litofacies de mesobrecha y tobas lapillíticas se relacionarían con las distintas poblaciones de clastos sucesivamente aportadas al límite inferior del flujo, en una corriente sostenida y estable o casi estable que incorporaba de manera recurrente camadas de bloques deslizados desde escarpas de fallas volcánicas activas (e.g., Lipman, 1976; Branney y Kokelaar, 1994). La distribución areal limitada de la litofacies gruesa habría sido causada por corrientes de competencia reducida que solo fueron capaces de transportar bloques líticos de grandes dimensiones en los sectores más proximales. Los grandes bloques líticos se relacionarían en su origen con eventos de colapso caldérico, y fueron generados por la incorporación sineruptiva de bloques del basamento preruptivo, deslizados dentro de las corrientes de densidad piroclásticas desde las escarpas de fallas volcánicas inestables, principalmente hacia las áreas subsidentes (e.g., Lipman, 1976). La disponibilidad decreciente de bloques líticos, deducida de la disminución en la frecuencia de intervalos de brechas en la columna, se asocia al progresivo sepultamiento del relieve y a la disminución en la tasa de subsidencia volcánica a medida que la erupción se consumía.

La erupción fue acompañada por subsidencia volcánica y dio lugar a numerosos 'horst' y 'graben' limitados por escarpas de fallas sineruptivas. Las sucesivas unidades de flujo fueron acumuladas en los bloques de basamento deprimidos estructuralmente. Los procesos descritos son característicos de calderas con estilo de colapso tipo 'piecemeal' particularmente bien expuestos en sucesiones antiguas como las calderas Scafell (Ordovícico de Inglaterra; Branney y Kokelaar, 1994), Glencoe (Devónico de Escocia; Moore y Kokelaar, 1998) y La Peligrosa (Jurásico de Argentina; Sruoga *et al.*, 2010).

Algunas consideraciones pueden extraerse acerca de la dinámica y el estilo eruptivos que controlaron el desarrollo de los depósitos ignimbríticos a partir de su interpretación litofacial. Corrientes de densidad

piroclásticas concentradas, estables y sostenidas, depositadas por agradación progresiva y a elevadas tasas de sedimentación, pueden asociarse a fuentes piroclásticas densas, invariantes y de acción prolongada a elevadas tasas eruptivas. La ausencia de depósitos de caída plinianos, el elevado grado de soldadura general y el volumen involucrado son consistentes con el colapso instantáneo y continuo de la masa emitida, con la formación de columnas piroclásticas bajas, y son concordantes también con la interpretación de centros eruptivos de tipos fisurales y de caldera de colapso (e.g., Branney *et al.*, 1992; Freundt, 1999). Como lo sugieren Smith y Cole (1997) y Branney *et al.* (1992), columnas eruptivas bajas tales como las de tipo 'boiling-over' pierden menos calor por mezcla con aire atmosférico en comparación con columnas plinianas altas y la temperatura se mantiene elevada en los resultantes flujos piroclásticos. Muchas de las características mencionadas son semejantes a las que se presentan en las ignimbritas asociadas a las calderas de la Puna (Petrinovic *et al.*, 2010; Guzmán y Petrinovic, 2010; Cas *et al.*, 2011).

9.4. Complejo de La Junta

Un breve período de sedimentación sineruptiva permitió la removilización y deposición de materiales volcánoclasticos no consolidados. Este intervalo se ve materializado en depósitos fluviales de alta energía y depósitos de flujos de detritos y de flujos hiperconcentrados relacionados con eventos de inundación de alta carga sedimentaria. Las litofacies resultantes son muy similares a las reconocidas en depósitos laháricos en secuencias antiguas (Palmer y Neall, 1991; Walton y Palmer, 1988). Las áreas en las que quedaron preservadas estas litofacies corresponden a sectores antes deprimidos por subsidencia volcánica y a las planicies volcánoclasticas ('volcaniclastic apron') al pie de los taludes de flujos de lava riolíticos (Fig. 12D).

Los ambientes sedimentarios previamente establecidos fueron rápidamente reemplazados por una nueva fase efusiva representada por las litofacies coherentes y autoclasticas del Complejo de La Junta (Fig. 12D). Ella dio lugar a un extenso y voluminoso flujo de lava riolítico de características muy similares a las del primer evento (Riolita El Aforo), representando en este caso la renovación del sistema volcánico por medio de magmas pobres en volátiles. Esta rápida sucesión se ve reflejada en estructuras

de carga producidas por sectores autobrechados de la lava sobre sedimentos fluviales aún blandos al momento del emplazamiento de la lava.

Si bien en esta contribución se analiza hasta el Complejo de la Junta, la actividad volcánica continuó con erupciones explosivas de gran magnitud, como lo atestigua la extensa y potente Riolita La Escondida y luego, por un prolongado periodo de sedimentación volcanoclástica estrechamente relacionado con fases volcánicas explosivas de menor magnitud que sus predecesoras, materializado en la Toba Las Hornillas.

10. Conclusiones

La geología de la Formación Horcajo, unidad representativa de los términos más altos de la sección superior del Grupo Choiyoi, es interpretada como el producto de un volcanismo silícico voluminoso en el que las fases constructivas más importantes estuvieron relacionadas con erupciones explosivas formadoras de ignimbritas de gran magnitud que alternaron con mecanismos efusivos responsables del emplazamiento de lavas extensas y voluminosas. Esta actividad eruptiva incluyó breves lapsos de sedimentación volcanoclástica, mayormente sineruptiva, con el desarrollo de ambientes lacustres y aluviales locales, a veces acompañados por fases freatomagmáticas menores. Las escasas y pobremente desarrolladas intercalaciones sedimentarias, la naturaleza sineruptiva de las mismas y su estrecha relación con las unidades volcánicas coetáneas sugieren que la secuencia fue emplazada en una sucesión continua de eventos eruptivos, sin grandes intervalos de quietud, probablemente en respuesta a un muy alto flujo magmático, dado el considerable volumen de los depósitos. La preservación de la potente pila volcánica fue posible por una combinación de procesos de subsidencia volcanotectónicos en un marco extensional, al menos en lo que respecta a las unidades ignimbriticas, las cuales muestran evidencias directas de haber sido emplazadas en concomitancia con el desarrollo de fallamiento sineruptivo como en otros casos descritos previamente (e.g., Branney y Kokelaar, 1994; Schremer y Busby, 1994; Moore y Kokelaar, 1998; D'Elia y Martí, 2014). Las evidencias estratigráficas y estructurales indican que los depósitos reconocidos forman parte de un centro eruptivo complejo de tipo caldera, aunque sus límites, geometría y dimensiones no pudieron

ser establecidos con precisión. Los procesos involucrados en la génesis de la Formación Horcajo, unidad de amplio desarrollo en la Cordillera Frontal de Mendoza y suroeste de San Juan (Mirrè, 1966; Pérez y Ramos, 1996; Cortés *et al.*, 1997; Strazzere *et al.*, 2006), pueden ser considerados, por extensión y de acuerdo con las descripciones litológicas disponibles en la bibliografía (Mirrè, 1966; Coira y Kourkharsky, 1976; Caballé, 1986; Llambías *et al.*, 1993; Breitzkreuz, 1995; Salvarredi, 1996; Quenardelle y Llambías, 1997; Cortés *et al.*, 1997; Llambías *et al.*, 2003; Strazzere y Gregori, 2005; Koukharsky y Avellaneda, 2006; Strazzere *et al.*, 2006; Rocha Campos *et al.*, 2010; Vallecillo *et al.*, 2010; Gregori y Strazzere, 2012), como algunos de los más comunes del Grupo Choiyoi, aunque el alcance de esta estimación se encuentra limitado por la escasez de ejemplos adecuadamente documentados.

Agradecimientos

Los autores agradecen, por su colaboración en las tareas de campo, a M.M. Caballero, A. Wetten, F. Abarzúa, L. Banchig, R. Medrano y M. Segobia. Agradecemos a S. Guzmán y R. Wall, árbitros de este trabajo, así como al editor L.E. Lara, por los valiosos comentarios y sugerencias que contribuyeron a mejorar sustancialmente la versión final de este manuscrito. Este trabajo fue financiado a través de los proyectos de investigación de CONICET (PIP 2009 N° 0878) y CICITCA-UNSJ (E879).

Referencias

- Allen, S.R.; Cas, R.A.F. 1998. Lateral variations within coarse coignimbrite lithic breccias of the Kos Plateau Tuff, Greece. *Bulletin of Volcanology* 59: 356-377.
- Barrie, C.T. 1995. Zircon thermometry of high-temperature rhyolites near volcanic-associated massive sulfide deposits, Abiatibi subprovince, Canada. *Geology* 23: 169-172.
- Bercowski, F.; Tello, G.; Vallecillo, G. 2005. Facies piroclásticas, Las Caletas, Permotriásico, San Juan, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 16, Actas 1: 63-68. La Plata.
- Boehnke, P.; Watson, E.B.; Trail, D.; Harrison, T.M.; Scmitt, A.K. 2013. Zircon saturation re-revised. *Chemical Geology* 351: 324-334.
- Bonnichsen, B.; Kauffman, D.F. 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain province, southwestern Idaho. *Geological Society of America, Bulletin, Special Paper* 212: 119-145.

- Branney, M.J. 1991. Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, Lake District: an exceptionally large-magnitude phreatoplinian eruption. *Geological Society of America Bulletin* 103: 886-897.
- Branney, M.J.; Kokelaar, B.P. 1994. Volcanotectonic faulting, soft-state deformation and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society of America, Bulletin* 109: 507-530.
- Branney, M.; Kokelaar, P. 1997. Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. *Geology* 25 (2): 115-118.
- Branney, M.J.; Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society of London, Memoirs* 27: 143 p. London.
- Branney, M.J.; Kokelaar, B.P.; McConnell, B.J. 1992. The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calc-alkaline piecemeal caldera, English Lake District. *Bulletin of Volcanology* 54: 187-199.
- Branney, M.J.; Barry, T.L.; Godchaux, M. 2004. Sheathfolds in rheomorphic ignimbrites. *Bulletin of Volcanology* 66: 485-491.
- Breitkreuz, C. 1995. The Late Permian Peine and Cas Formations at the eastern margin of the Salar de Atacama, northern Chile: stratigraphy, volcanic facies, and tectonics. *Revista Geológica de Chile* 22 (1): 3-23. doi: 10.5027/andgeoV22n1-a01.
- Brown, R.J. 2007. A guide to the use of volcanoclastic nomenclature in engineering investigations. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 40: 105-112.
- Brown, R.J.; Kokelaar, B.P.; Branney, M.J. 2007. Widespread transport of pyroclastic density currents from a large silicic tuff ring: the Glaramara tuff, Scafell caldera, English Lake District, UK. *Sedimentology* 54: 1163-1189.
- Bull, K.F.; McPhie, J. 2007. Fiemme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164: 205-216.
- Caballé, M.F. 1986. Estudio geológico del sector oriental de la Cordillera Frontal, entre los ríos Manrique y Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral (Inédito), Universidad Nacional de La Plata: 205 p. La Plata.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Volcanic successions, modern and ancient, a geologic approach to processes, products and successions. Allen and Unwin: 528 p. London.
- Cas, R.A.F.; Wright, H.M.N.; Folkes, C.B.; Lesti, C.; Porreca, M.; Giordano, G.; Viramonte, J.G. 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of Volcanology* 73: 1583-1609.
- Cawood, P.A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Sciences Reviews* 69: 249-279.
- Christiansen, R.L. 1979. Cooling units and composite sheets in relation to caldera structure. *Geological Society of America, Special Papers* 180: 29-42.
- Christiansen, R.L.; Lipman, P.W. 1966. Emplacement and thermal history of a rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada. *Geological Society of America, Bulletin* 77: 671-684.
- Coira, B.; Kourkharsky, M. 1976. Efusividad tardío-hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona Arroyo del Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. *In Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas (2-F):* 105-124. Santiago.
- Cortés, J.M. 1985. Volcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de Estancia Tambillos, Mendoza, Argentina. *In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas 1:* 89-108. Antofagasta.
- Cortés, J.M.; González-Bonorino, G.; Koukharsky, M.M.L.; Pereyra, F.; Brodtkorb, M. 1997. Hoja geológica 3369-09, Uspallata, provincia de Mendoza, Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino: 116 p. 1 mapa escala 1:250.000. Buenos Aires.
- Creaser, R.A.; White, A.J. 1991. The Yardea Dacite-large-volume, high-temperature felsic volcanism from the Middle Proterozoic of South Australia. *Geology* 19: 48-51.
- Davidson, J.; Ramírez, C.F.; Gardeweg, M.; Hervé, M.; Brook, M.; Pankhurst, R. 1985. Calderas del Paleozoico Superior-Triásico Superior y mineralización asociada en la Cordillera de Domeyko, Norte de Chile. *Comunicaciones, Universidad de Chile* 35: 53-57. Santiago.
- D'Elia, L.; Martí, J. 2014. Caldera events in a rift depocentre: an example from the Jurassic Neuquén basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 170: 571-584.
- D'Elia, L.; Muravchik, M.; Franzese, J.R.; López, L. 2012. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province,

- Argentina. *Andean Geology* 39 (1): 133-157. doi: 10.5027/andgeoV39N1-a07.
- Druitt, T.H.; Bacon, C.R. 1986. Lithic breccia and ignimbrite erupted during the collapse of Crater Lake Caldera, Oregon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29: 1-32.
- Duffield, W.A.; Dalrymple, G.B. 1990. The Taylor Creek Rhyolite of New Mexico: a rapidly emplaced field of lava domes and flows. *Bulletin of Volcanology* 52: 475-487.
- Eichelberger, C.J.; Koch, F.G. 1979. Lithic fragments in the Bandelier Tuff, Jemez Mountains, New Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5 (1-2): 115-134.
- Ellis, B.S.; Branney, M.J.; Barry, T.L.; Barfod, D.; Binde-man, I.; Wolff, J.A.; Bonnicksen, B. 2011. Geochemical correlation of three large-volume ignimbrites from the Yellowstone hotspot track, Idaho, USA. *Bulletin of Volcanology* 74: 261-277.
- Fisher, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Sciences Review* 1: 973-982.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag: 472 p. Heidelberg, Berlin.
- Freundt, A. 1999. Formation of high-grade ignimbrites. Part II. A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. *Bulletin of Volcanology* 60: 545-567.
- Freundt, A.; Wilson, C.F.N.; Carey, S.N. 2000. Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In *Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J., editores). Academic Press: 581-599.
- Furque, G.; Caballé, M. 1986. Descripción geológica de la Hoja 20b-Calingasta, provincia de San Juan, Carta geológico-económica de la República Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino: 324 p. 1 mapa escala 1:200.000. Buenos Aires.
- Giambiagi, L.; Martínez, A.N. 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos-Uspallata area, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 252-260.
- Giambiagi, L.; Mescua, J.; Bechis, F.; Martínez, A.; Folguera, A. 2011. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, southern Central Andes. *Geosphere* 7 (1): 1-21.
- Gihm, Y.S.; Hwang, I.G. 2014. Syneruptive and inter-ruptive lithofacies in lacustrine environments: The Cretaceous Beolkeum Member, Wido Island, Korea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 273: 15-32.
- Giordano, D.; Russell, J.K.; Dingwell, D.B. 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Sciences Letters* 271: 123-134.
- Gregori, D.A.; Strazzerre, L. 2012. Periodos eruptivos e intereruptivos en el Grupo Choiyoi de la Precordillera mendocina. In *Aportes al Magmatismo y Metalogénesis Asociada I* (López, J.P.; Grosse, P.; Bellos, L.I.; Baes, M.A.; Fogliata, A.S.; Sardi, F.G., editores). Serie de Correlación Geológica 28 (1), Ediciones Magna: 23-32. San Miguel de Tucumán.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°.1, Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1 (3): 117-208. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones* 1: 1-174.
- Guzmán, S.; Petrinovic, I.A. 2010. The Luingo caldera: The south-easternmost collapse caldera in the Altiplano-Puna plateau, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194: 174-188.
- Hanchar, J.M.; Watson, E.B. 2003. Zircon saturation thermometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1): 89-112.
- Harrison, T.M.; Watson, E.B.; Aikman, A.B. 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology* 35: 635-638.
- Henry, C.D.; Price, J.G.; Rubin, J.N.; Laubach, S.E. 1990. Case study of an extensive silicic lava: the Bracks Rhyolite, Trans-Pecos Texas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 43: 113-132.
- Hildreth, W.; Fierstein, J.; Godoy, E.; Drake, R.E.; Singer, B. 1999. The Puelche Volcanic Field: extensive Pleistocene rhyolite lava flows in the Andes of central Chile. *Revista Geológica de Chile* 26 (2): 275-309. doi: 10.5027/andgeoV26n2-a08.
- Jordan, T.E.; Tamm, V.; Figueroa, G.; Flemings, P.B.; Richards, D.; Tabbutt, K.; Chetham, T. 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 23 (1): 43-79. doi: 10.5027/andgeoV23n1-a04.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Mpodozis, C.; Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17: 324-328.
- Kleiman, L.E.; Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): implications for the late Paleozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.

- Kneller, B.C.; Branney, M.J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* 42: 607-617.
- Kokelaar, B.P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of Volcanology* 48: 275-289.
- Kokelaar, P.; Raine, P.; Branney, M. 2007. Incursion of a large-volume, spatter-bearing pyroclastic density current into a caldera lake: Pavey Ark ignimbrite, Scafell caldera, England. *Bulletin of Volcanology* 70: 23-54.
- Koukharsky, M.; Avellaneda, D. 2006. Peperitas del Paleozoico superior en la margen norte del río Mendoza, borde oriental de la Cordillera Frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (3): 449-451.
- Linares, E.; González, R.R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina. 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria* 19: 628 p. Buenos Aires.
- Lipman, P. 1976. Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geological Society of America, Bulletin* 87 (10): 1397-1410.
- Lipman, P. 1984. The roots of ash-flow calderas in North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research* 89: 8801-8841.
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. *In Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29 (12): 349-376. Buenos Aires.
- Llambías, E.J.; Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50 (1-4): 111-131.
- Llambías, E.J.; Kleiman, L.E.; Salvarredi, J.A. 1993. El Magmatismo Gondwánico. *In Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio* (Ramos, V.A.; editor). Congreso Geológico Argentino, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2: 53-64. Mendoza.
- Llambías, E.J.; Quenardelle, S.; 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.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 279-297.
- Manley, R. 1996a. In situ formation of welded tuff-like textures in the carapace of a voluminous silicic lava flow, Owyhee County, SW Idaho. *Bulletin of Volcanology* 57: 672-686.
- Manley, R. 1996b. Physical volcanology of voluminous rhyolite lava flow: The Badlands lava, Owyhee Plateau, southwestern Idaho. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71: 129-153.
- Martínez, A.; Rodríguez Blanco, L.; Ramos, V.A. 2006. Permo-Triassic magmatism of the Choiyoi Group in the Cordillera Frontal of Mendoza, Argentina: geological variations associated with changes in Paleo-Benioff zone. *In Backbone of the Americas, Patagonia to Alaska, Asociación Geológica Argentina-Geological Society of America Symposium, Abstract*: p. 77. Mendoza.
- McArthur, A.N.; Cas, R.A.F.; Orton, G.J. 1998. Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology* 60: 260-285.
- McPhie, 1987. The Hianna Volcanics: remnants of a Late Permian Tuff ring and lava flow, Coombadjha Volcanic Complex, northeastern New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences* 34: 417-433.
- McPhie, J.; Doyle, M.; Allen, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania: 196 p. Hobart.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *In Fluvial Sedimentology* (Miall, A.D.; editor). Canadian Society of Petroleum Geology *Memoir* 5: 597-639.
- Middleton, G.V.; Hampton, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. *In Marine Sediment Transport and Environmental Management* (Stanley, D.J.; Swift, D.J.P.; editores). Wiley: 197-218. New York.
- Mirré, J.C. 1966. Geología del Valle del río de los Patos (entre Barreal y las Hornillas). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21 (4): 211-232. Buenos Aires.
- Moore, I.; Kokelaar, B.P. 1998. Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: A case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geological Society of America, Bulletin* 110 (11): 1448-1466.
- Mpodozis, C.; Kay, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America, Bulletin* 104: 999-1014.
- Mueller, W.U.; Garde, A.A.; Stendal, H. 2000. Shallow-water, eruption-fed, mafic pyroclastic deposits along a Paleoproterozoic coastline: Kangerluluk volcano-sedimentary sequence, southeast Greenland. *Precambrian Research* 101: 163-192.
- Palmer, B.A.; Neall, V.E. 1991. Contrasting lithofacies architecture in ring-plain deposits related to edifice

- construction and destruction, the Quaternary Stratford and Opunake Formations, Egmont Volcano, New Zealand. *Sedimentary Geology* 74: 71-88.
- Pérez, D. 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 693-705.
- Pérez, D.; Ramos, V.A. 1996. El basamento prejurásico. *In Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*, (Ramos, V.A.; editor). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24 (4): 27-58. Buenos Aires.
- Petrinovic, I.A.; Martí, J.; Aguirre-Díaz, G.J.; Guzmán, S.; Gayer, A.; Salado-Paz, N. 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: An example of tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194: 15-26.
- Pittari, A.; Cas, R.A.F.; Wolff, J.A.; Nichols, H.J.; Larson, P.B.; Martí, J. 2008. The use of lithic clast distributions in pyroclastic deposits to understand pre- and syn-caldera collapse processes: A case study of the Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. *In Caldera volcanism: analysis, modelling and response*, *Developments in Volcanology* 10 (Gottsmann, J.; Martí, J.; editors). Elsevier: 97-142. Amsterdam.
- Pyle, D.M. 2000. Sizes of volcanic eruptions. *In Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editors). Academic Press: 171-190. London.
- Quenardelle, S.; Llambías, E. 1997. Las riolitas de Sierra Chica (37°48', 65°26'0): un centro eruptivo gondwánico en el bloque del Chadileuvú, provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 549-558.
- Quane, S.L.; Russell, J.K. 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 67: 129-143.
- Rapalini, A.E.; Vilas, J.F. 1996. Paleomagnetismo. *In El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay* (Archangelsky, S.; editor). Academia Nacional de Ciencias: 19-25. Córdoba.
- Riggs, N.S.; Busby-Spera, C.J. 1991. Facies analysis of an ancient, dismembered, large caldera complex and implications for intra-arc subsidence: Middle Jurassic strata of Cobre Ridge, southern Arizona, USA. *Sedimentary Geology* 74: 39-68.
- Rocha-Campos, A.C.; Basei, M.A.; Nutman, A.P.; Kleiman, L.E.; Varela, R.; Llambías, E.; Canile, F.M.; da Rosa, O. 2010. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research* 19: 509-523.
- Rocher, S.; Vallecillo, G.M. 2011. Mesobrechas e ignimbritas densamente soldadas asociadas al volcanismo explosivo permo-triásico de la Cordillera Frontal de San Juan. *In Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada*, No. 1, Resúmenes: p. 42. Tucumán.
- Rolleri, E.O.; Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. *In Jornadas Geológicas Argentinas*, No. 4, Actas 2: 1-60. Mendoza.
- Salvarredi, J.A. 1996. Caldera del Potrerito, Sección superior del Grupo Choiyoi, Bloque de San Rafael, Mendoza. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 13, y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas 1: p. 347. Buenos Aires.
- Sato, A.M.; Llambías, E.J. 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 12, y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas 4: 156-165. Mendoza.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9: 41-43.
- Schremer, E.R.; Busby, C.J. 1994. Jurassic magmatism in Central Mojave Desert: Implication for arc paleogeography and preservation of continental volcanic sequences. *Geological Society of America, Bulletin* 106: 767-790.
- Sheridan, M.F.; Updike, R.G. 1975. Sugar Loaf Mountain Tephra-A Pleistocene rhyolitic deposit of base surge origin. *Geological Society of America, Bulletin* 86: 571-581.
- Smith, G.A.; Lowe, D.R. 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. *In Sedimentation in Volcanic Settings*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication 45 (Fisher, R.V.; Smith, G.A.; editors). Society for Sedimentary Geology: 59-70. Tulsa.
- Smith, T.R.; Cole, J.W. 1997. Somers Ignimbrite Formation: Cretaceous high-grade ignimbrites from South Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75: 39-57.

- Sohn, Y.K.; Chough, S.K. 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff-ring, Cheju Island (Korea). *Sedimentology* 40: 837-855.
- Spalletta, M.B. 1991. Geología del plutón granítico Mantantiales. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires: 89 p. Buenos Aires.
- Sparks, R.S.J.; Self, S.; Walker, G.L.P. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology* 1: 115-118.
- Sparks, R.S.J.; Walker, G.L.P. 1977. The significance of vitric enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2: 329-341.
- Sparks, R.S.J.; Francis, P.W.; Hamer, R.D.; Pankhurst, R.J.; O'Callaghan, L.O.; Thorpe, R.S.; Page, R. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan Caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24: 205-248.
- Sparks, R.S.J.; Stasik, M.V.; Gardeweg, M.; Swanson, D.A. 1993. Welded breccias in andesite lavas. *Journal of Geological Society* 153: 897-902. London.
- Spera, F.J. 2000. Physical properties of magma. *In Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J., editores). Academic Press: 171-190. London.
- Sruoga, P.; Japas, M.S.; Salani, F.M.; Kleiman, L.E.; Rubinstein, N. 2010. Caldera La Peligrosa (47°15'S, 71°40'O): un evento clave en la provincia silíceá Chon Aike. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 268-379.
- Stipanovic, P.N.; Marsicano, C.A. 2002. Triásico. *Léxico estratigráfico de la Argentina*, Volumen VIII. Asociación Geológica Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria 26: 370 p. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N.; Rodrigo, F.; Baulies, O.L.; Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 37-53.
- Strazzere, L.; Gregori, D.A. 2005. Interpretación de la sucesión volcánicla del Grupo Choiyoi en la Quebrada de Santa Elena, Precordillera de Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (3): 486-494.
- Strazzere, L.; Gregori, D.A.; Dristas, J.A. 2006. Genetic evolution of Permo-Triassic volcanolastic sequences at Uspallata, Mendoza Precordillera, Argentina. *Gondwana Research* 9: 485-499.
- Strelkov, E.E.; Álvarez, L.A. 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas 3: 115-130. San Carlos de Bariloche.
- Vallecillo, G.M.; Caballero, M.M.; Rocher, S.; Espin, E. 2010. Análisis del Grupo Choiyoi (Permo-triásico), Cordillera Frontal de Calingasta, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1): 236-250.
- Vervoort, J.D.; Green, J.C. 1997. Origin of evolved magmas in the Midcontinent Rift System, NE Minnesota: Nd isotope evidence for melting of Archean crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34: 521-535.
- Vilas, J.F.; Valencio, D.A. 1982. Implicancias geodinámicas de los resultados paleomagnéticos de formaciones asignadas al Paleozoico tardío-Mesozoico temprano, del centro Oeste Argentino. *In Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 5, Actas 3: 743-758. Buenos Aires.
- Walker, G.L.P. 1973. Lengths of Lava Flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 274: 107-118.
- Walker, G. 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 65-88.
- Walker, G.L.P. 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25 (1-2): 157-171.
- Walton, A.W.; Palmer, B.N. 1988. Lahar facies of the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene) in the Marysvale Volcanic Field, southwestern Utah. *Geological Society of America Bulletin* 100 (7): 1978-1091.
- Watson, E.B.; Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Sciences Letters* 64: 295-304.
- White, J.D.L. 2000. Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. *Precambrian Research* 101: 87-109.
- Woods, A.W.; Wohletz, K. 1991. Dimensions and dynamics of co-ignimbrite eruption columns. *Nature* 350: 225-227.