

Historia eruptiva de los volcanes monogenéticos de El Toro (23°05'S-66°42'W), Puna norte, Argentina

Juan F. Presta¹, Pablo J. Caffè²

¹ Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Ciudad Universitaria, 5000-Córdoba, Argentina.

juanpresta@gmail.com

² CIT-Jujuy, CONICET, Universidad Nacional de Jujuy, Instituto de Geología y Minería. Avda. Bolivia 1661, San Salvador de Jujuy, Argentina.

pabcaffè@idgym.unju.edu.ar

RESUMEN. Los volcanes monogenéticos de la región de El Toro (23°05'S-66°42'W) comprenden un conjunto de rocas volcánicas máficas de reducida extensión areal (<5 km²) generadas durante el Mioceno Superior-Plioceno en el ámbito de la Puna norte (Zona Volcánica Central andina). La actividad de al menos cuatro centros eruptivos principales resultó en la erupción de flujos de lavas desde sendos conos de escoria, cuyo modelo de facies se ajusta al de edificios formados por erupciones de estilo estromboliano. En algunos casos, los volcanes registraron breves fases de tipo transicional hawaiano que derivaron en fontanas localizadas y de pequeño tamaño, ocasionalmente con desarrollo oblicuo respecto al eje central del cono, responsables de la generación de depósitos piroclásticos aglutinados ('spatter') y lavas clastogénicas. Estos depósitos altamente soldados, aún calientes y dúctiles, habrían actuado como zonas de debilidad por donde los edificios colapsaron gravitacionalmente durante la efusión de lavas ('rafting'), evidenciando que en ocasiones las erupciones efusivas y piroclásticas fueron coetáneas. Las rocas volcánicas se clasifican geoquímicamente como basaltos, andesitas basálticas y andesitas calcoalcalinas de alto K. Las relaciones de elementos traza móviles e inmóviles (e.g., Ba/Nb) sugieren que las rocas de El Toro tienen firmas geoquímicas de arco, pero transicionales entre las de andesitas del arco frontal (León Muerto) y las de rocas máficas e intermedias andinas con tendencias de intraplaca (Las Burras). Esto confirma una posición de retroarco cercana al arco para la Puna norte occidental durante el Mioceno Superior-Plioceno. En algunos volcanes de El Toro afloran grupos de rocas con diferencias mineralógicas sustanciales, pero geoquímicamente indistinguibles, lo que sugiere diferencias en la temperatura y grado de cristalización de magmas que eran esencialmente semejantes. Por otro lado, magmas de composición diferente fueron erupcionados casi simultáneamente desde el mismo centro volcánico, demostrando el carácter polimagmático complejo que tienen algunos volcanes monogenéticos.

Palabras clave: Volcanes monogenéticos, Mioceno-Plioceno, Puna norte, Zona Volcánica Central andina, Estromboliano, Transicional hawaiano.

ABSTRACT. Eruptive history of monogenetic volcanoes from El Toro (23°05'S-66°42'W), northern Puna, Argentina. The monogenetic volcanism from the El Toro region (23°05'S-66°42'W) in NW Argentina comprises a group of low-volume (<5 km²) mafic volcanic rocks erupted during the Late Miocene-Pliocene in the northern Puna (Andean Central Volcanic Zone). The activity of at least four eruptive centers resulted in the discharge of several lava flows from a cluster of cinder cones, whose architecture coincides with the typical facies model defined for edifices constructed during Strombolian style eruptions. In some cases, volcanoes recorded brief phases of transitional Hawaiian activity that resulted in small and localized fire-fountaining (occasionally with oblique development), responsible for the generation of agglutinated deposits as spatter and clastogenic lava. These highly welded products, still hot and ductile, may have acted as zones of weakness from which the edifices collapsed gravitationally during lava effusions (rafting process). The latter suggests that effusive and pyroclastic eruptions sometimes may have been coeval.

Volcanic rocks are geochemically classified as arc-like, high-K calc-alkaline basalts, basaltic andesites and andesites. Mobile/immobile trace element ratios (*e.g.*, Ba/Nb) suggest that the El Toro rocks have arc-like signatures, transitional between frontal arc andesites (León Muerto) and mafic to intermediate Andean rocks with intraplate affinities (Las Burras). The latter confirms a near-arc backarc position for the western northern Puna during the Upper Miocene to Pliocene. Although geochemically indistinguishable, rocks from El Toro volcanoes have significantly different petrographic characteristics (phenocryst assemblage, % of crystals). This suggests that some volcanic rocks from El Toro represent the eruption of very similar magma batches that show strong differences in temperature and degree of crystallization, *i.e.*, batches evolving at different crustal depths and/or with different magma chamber residence times. On the other hand, magmas of different chemical compositions were erupted almost simultaneously from the same vents. This intriguing compositional pattern demonstrates that short-lived monogenetic volcanoes may have a complex polymagmatic character.

Keywords: Monogenetic volcanoes, Miocene-Pliocene, Northern Puna, Andean Central Volcanic Zone, Strombolian, Transitional Hawaiian.

1. Introducción

El volcanismo monogenético máfico desarrollado durante el Neógeno en Puna norte (Fig. 1) y Altiplano boliviano austral (22°-24°S) ha sido escasamente estudiado en comparación al volcanismo dacítico de gran volumen ligado a erupciones caldéricas en la misma región. La definición de los estilos e historias eruptivas ligadas a esta clase de volcanismo ha sido abordada en detalle solo para unos pocos centros emisores (Mattioli *et al.*, 2006; Cabrera y Caffè, 2009; Maro y Caffè, 2012). En cambio, la mayor ocurrencia de rocas volcánicas máficas en Puna austral ha centrado su estudio, fundamentalmente geoquímico, en esta última zona (Kay *et al.*, 1994; Drew *et al.*, 2009).

El estudio de la historia eruptiva de centros volcánicos monogenéticos es útil para definir la secuencialidad de los eventos y la mecánica de las erupciones involucradas en su edificación. Al ser las estructuras volcánicas subaéreas más comunes del planeta (Walker, 2000), el conocimiento de las variantes de erupción de este tipo de volcanes es relevante para la evaluación de los riesgos relacionados con los mismos en zonas activas. Además, un creciente conjunto de datos provenientes de diversas provincias volcánicas basálticas de bajo volumen del mundo fortalece la idea de incompatibilidad entre el carácter

monogenético de un determinado centro eruptivo de corta vida que erupió esencialmente magmas de una sola composición y evolución sencilla (Walker, 2000), y su naturaleza muchas veces polimagmática de relativa complejidad (*e.g.*, Németh *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2008; Erlund *et al.*, 2009; Brenna *et al.*, 2010). La erupción simultánea o secuencial de pulsos magmáticos de composiciones variadas desde un mismo centro emisor de corta vida ya ha sido constatado para otros volcanes monogenéticos de Puna norte, tanto en Cerro Morado (Cabrera y Caffè, 2009) como en los cerros Negros de Jama (Maro y Caffè, 2012). Por lo tanto, la combinación de estudios de estratigrafía volcánica, geoquímica y petrografía podría ser crucial para reconocer los controles magmáticos que pudieron influenciar los distintos estilos eruptivos involucrados en la edificación de muchos centros monogenéticos de la zona volcánica andina central en su porción más austral.

En este trabajo se aborda el análisis integral del volcanismo máfico de la zona de El Toro (23°05'S-66°42'W), en Puna norte, aportando nuevos datos estratigráficos, estructurales, morfológicos, petrográficos y geoquímicos de un conjunto de volcanes monogenéticos bastante bien preservados a pesar de sus edades mio-pliocenas. La variabilidad litológica y composicional de los depósitos piroclásticos y lavas eruptados resulta en la interpretación de una

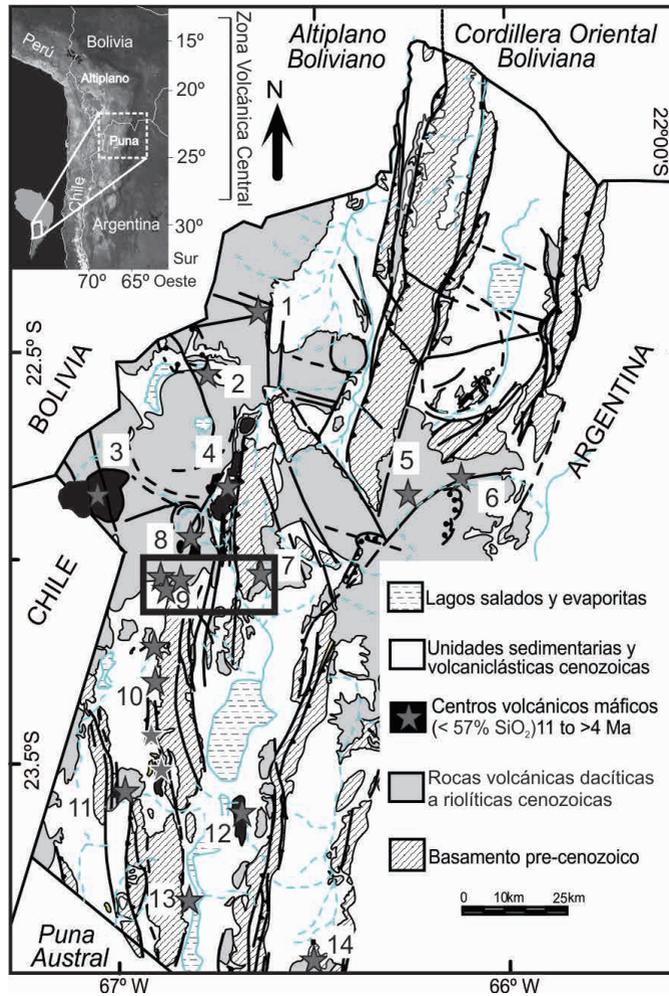


FIG. 1. Mapa geológico de la Puna norte argentina y ubicación de los principales centros volcánicos máficos (andesitas basálticas y andesitas con $<57\% \text{SiO}_2$). 1. Pabellón; 2. Pululus; 3. Bitiche; 4. Cerro Morado; 5. Barro Negro; 6. Rachaite; 7. Campo Negro; 8. Patahuasi-Pairique; 9. El Toro; 10. Jama; 11. Tropapete; 12. Cerro Negro; 13. Porvenir; 14. Tuzgle. El recuadro negro indica los centros volcánicos estudiados en este trabajo (7 y 9). Modificado de Caffè *et al.* (2012).

historia volcánica y geológica que puede servir de modelo para comprender el comportamiento eruptivo de los magmas máficos en la región puneña y otros ambientes geodinámicos semejantes. Asimismo, brinda elementos muy importantes para engrosar la escasa base de datos químico-petrográfica de rocas máficas que existe hasta el momento en Puna norte-Altiplano sur, un área dominada por voluminosas ignimbritas de composición dacítica y carácter híbrido, cuya génesis está estrechamente ligada a magmas de filiación mantélica (de Silva, 1989; Coira *et al.*, 1993; Caffè *et al.*, 2002; Kay *et al.*, 2010).

2. Geología y volcanismo de la Puna norte

La zona de El Toro (23°05'S-66°42'W) se ubica en el sector noroccidental de la Puna norte (Fig. 1), región que a su vez forma parte del 'plateau' Altiplano-Puna, sobreelevado a partir de la subducción relativamente somera de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Allmendinger *et al.*, 1997).

Esta región posee un basamento aflorante compuesto por leptometamorfitas de edad ordovícica (Formación Acoite y equivalentes; Turner, 1960), sobre las que, en discontinuidad, se apoyan secuencias sedimentarias continentales cretácicas (Grupo Salta,

así como areniscas y fangolitas terciarias levemente deformadas de edad paleógena a miocena inferior (Coira *et al.*, 2004). Este sustrato no volcánico es cubierto por los productos del volcanismo andino a partir del Mioceno Inferior más alto (Caffè *et al.*, 2002). Los mayores lineamientos de la Puna corresponden a estructuras de rumbo norte-sur, que sobrecorrieron al basamento ordovícico sobre las sedimentitas terciarias probablemente entre el Oligoceno Superior al Mioceno Superior (Cladouhos *et al.*, 1994). Las estructuras de rumbo WNW, NW, NE y EW, transversales al orógeno, son generalmente de menores dimensiones, pero muy abundantes. Varios autores (Viramonte *et al.*, 1984; Petrinovic *et al.*, 2006) las consideran de capital importancia para el transporte y erupción de magmas en el retroarco andino.

La característica principal de la porción más occidental de la Puna norte es la presencia de grandes complejos ignimbríticos, erupcionados entre el Mioceno tardío al Plioceno, que en conjunto forman una de las provincias ignimbríticas silíceas de edad neógena más extensas del planeta (Coira *et al.*, 1993; Kay *et al.*, 2010). En el mismo lapso fueron erupcionados algunos magmas máficos, aunque en volúmenes y dispersiones areales marcadamente inferiores a los de los dacíticos. Los principales centros eruptivos monogenéticos, como Cerro Morado (100 km²) y Cerro Bitiche (200 km²), y otros menores como los de Jama y El Toro (<5 km²), se caracterizan por haber emitido magmas de composición exclusivamente andesítico basáltica y andesítica, aparentemente en zonas de intersección entre fallas compresivas submeridionales y fracturas transversales (Kay *et al.*, 1994; Cabrera y Caffè, 2009).

Una característica que diferencia el magmatismo mio-plioceno de la Puna norte con el de la Puna austral es la presencia dispersa y comparativamente más escasa de centros volcánicos máficos (Fig. 1), a la inversa de lo que ocurre con los centros caldéricos silíceos de gran volumen (Coira *et al.*, 1993). Este rasgo se correlacionaría con mayores espesores corticales en la porción norte de la Puna (~50-70 km *versus* ~42-45 km; Yuan *et al.*, 2002; McGlashan *et al.*, 2008), y con un proceso de delaminación más reciente y posiblemente más extendido en la Puna austral (Kay *et al.*, 1994; Kay y Coira, 2009; Kay *et al.*, 2010). Un elemento que pudo haber sido condicionante para el bajo número de volcanes máficos en Puna norte durante el Mioceno Superior a Plioceno es la presencia de sectores

parcialmente fundidos o de almacenamiento de magmas en la corteza media/superior, interpretados a partir de una zona de baja velocidad sísmica en dicha región (Zandt *et al.*, 2003). La zona debió ser aún mucho más voluminosa y extendida en el Mioceno Superior-Plioceno (Chmielowski *et al.*, 1999), oficiando tanto de reservorio temporal donde evolucionaban los magmas dacíticos que arribaban desde la corteza inferior y que a la postre formaron las ignimbritas (Kay *et al.*, 2010), así como de una probable barrera de densidad para el ascenso de los magmas máficos coetáneos.

3. Contexto geológico de la región de El Toro

El basamento de la zona de estudio se compone por metasedimentitas de grado muy bajo y edad ordovícica. Las mismas se encuentran dispuestas en crestones de orientación submeridiana montados sobre sedimentitas terciarias rojas continentales asignables a la Formación Vizcachera (Schwab, 1973) del Eoceno Superior-Mioceno Inferior (Figs. 2 y 3A).

En el sector occidental del área estudiada, subyaciendo a los depósitos máficos australes del centro eruptivo Cono Toro 1 (23°05'26"S-66°44'51"W) y directamente en contacto sobre el basamento ordovícico, aparece una sucesión de rocas sedimentarias y volcanoclásticas miocenas (Figs. 3A y 4B), correlacionables con la Secuencia Volcanosedimentaria del Filo Blanco (10,8-8,8 Ma; Caffè *et al.*, 2007) presente más al norte, en la región de Pairique. Las mismas comprenden depósitos de flujos de detritos y niveles volcanoclásticos retrabajados fluvialmente, con intercalaciones piroclásticas primarias. Las sedimentitas mapeadas en El Toro, de carácter netamente fluvial, incluyen areniscas, limolitas y algunos conglomerados tufíticos intercalados con una ignimbrita riódacítica (Presta, 2011). La estratigrafía de la región continúa con los depósitos piroclásticos y flujos de lava máficos que han sido objeto de estudio de este trabajo. Los mismos se encuentran en discordancia tanto sobre el basamento ordovícico (Campo Negro y Cono Toro 2; Figs. 3B y D; 4A) como sobre la Secuencia Volcanosedimentaria del Filo Blanco (límite occidental Cono Toro 1; Fig. 4B). Como en este sector esta última siempre carece de fragmentos de rocas volcánicas máficas incorporados, se infiere que la erupción de la totalidad de los centros andesíticos habría sucedido con posterioridad a su depositación.

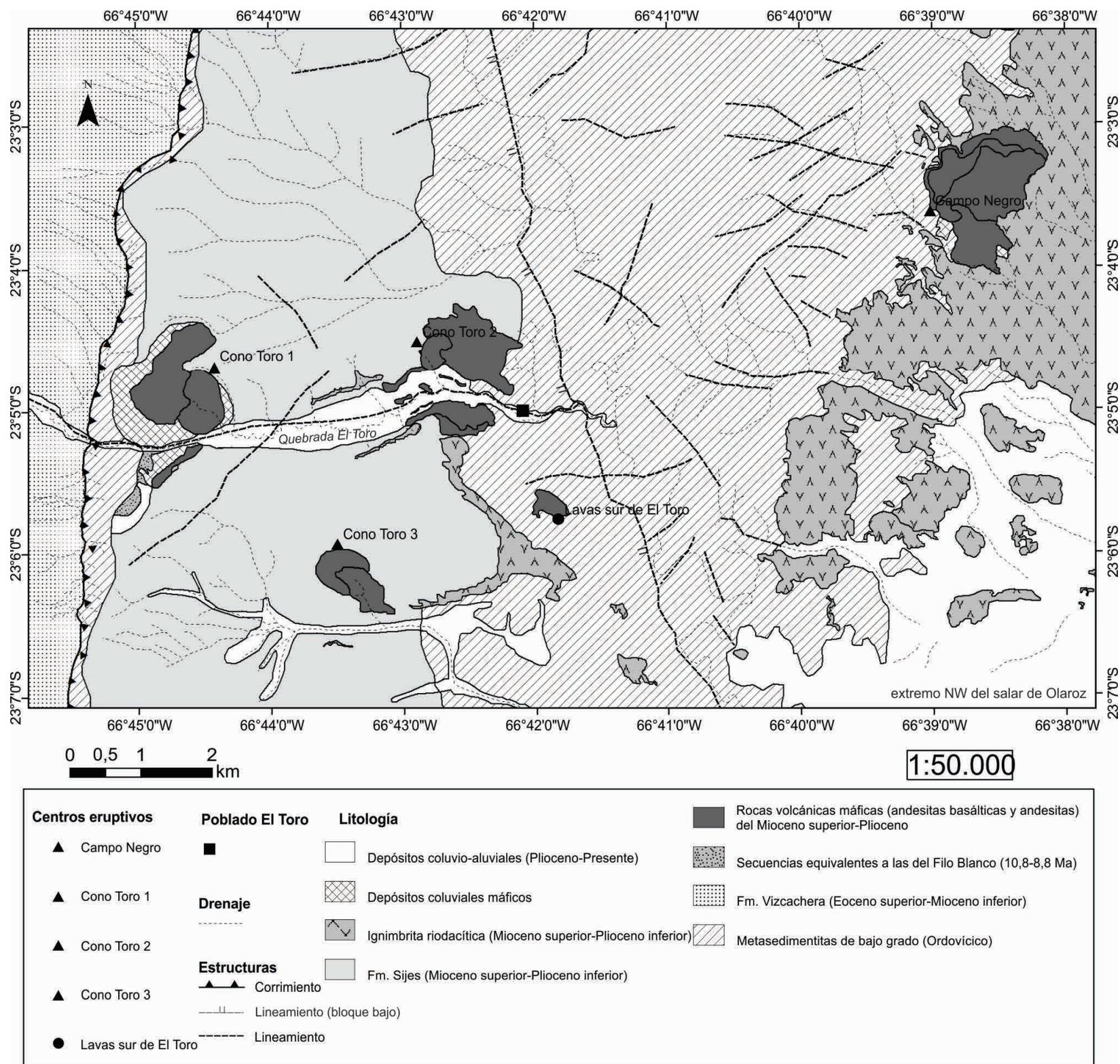


FIG. 2. Mapa geológico de la región de El Toro y Campo Negro (mapeo de detalle de las áreas 7 y 9 de la figura 1).

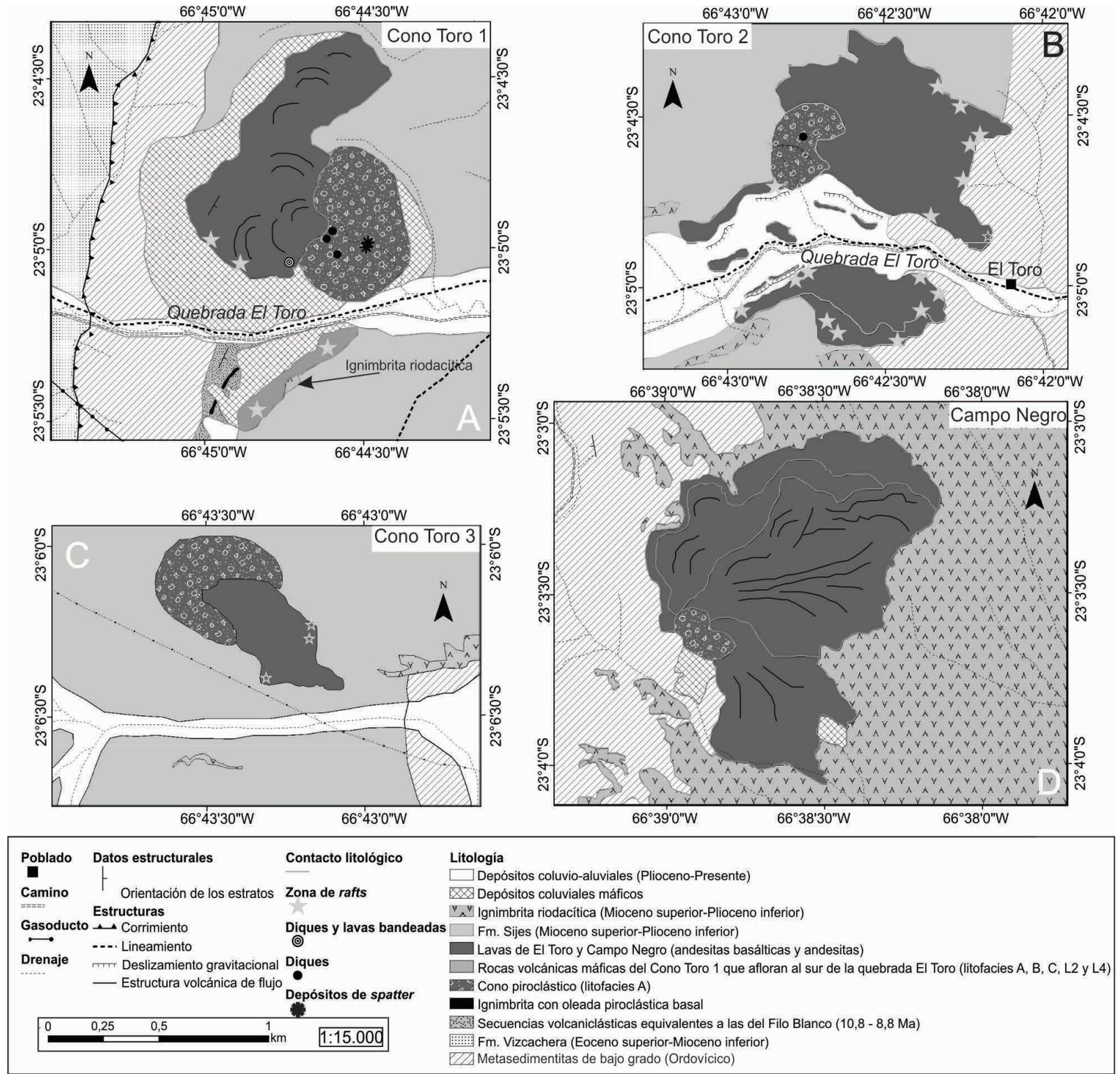


FIG. 3. Mapas geológicos de detalle de los centros eruptivos de El Toro. A. Cono Toro 1; B. Cono Toro 2; C. Cono Toro 3; D. Campo Negro.

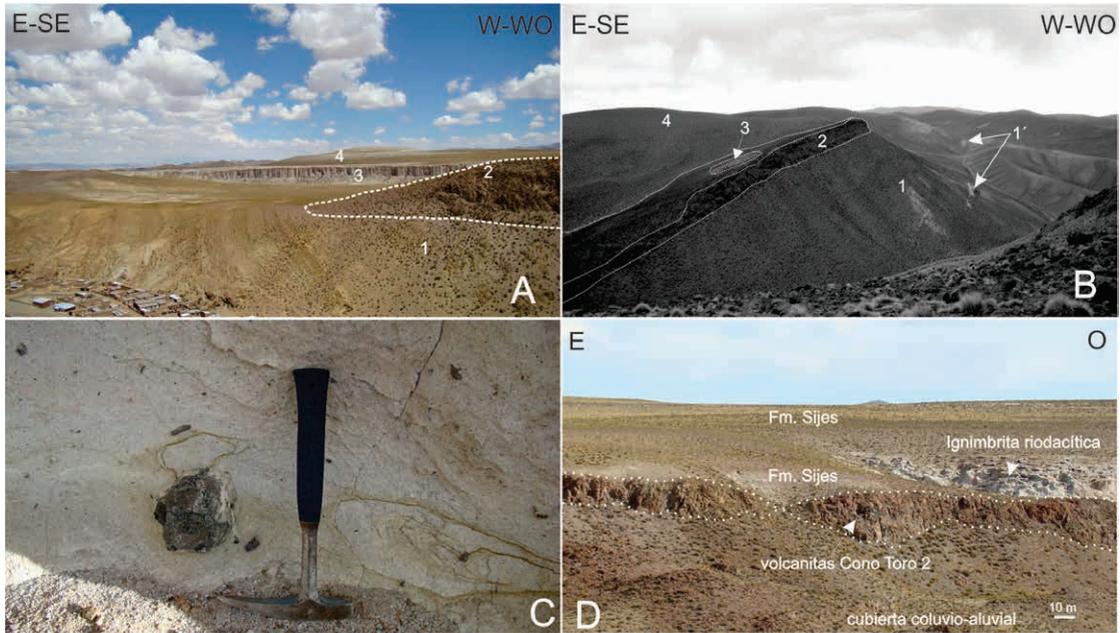


FIG. 4. **A.** Vista del extremo SE del centro eruptivo Cono Toro 2 (sur de la quebrada El Toro, ver Figura 3B). Metasedimentitas ordovícicas (1) cubiertas por rocas volcánicas máficas (2) en discordancia angular. Al sur se observa una ignimbrita riodacítica (3) que forma parte del conjunto identificado como Formación Sijes (4); **B.** Afloramientos del centro eruptivo Cono Toro 1 al sur de la quebrada El Toro. De base a techo se observan: Secuencia volcanosedimentaria del Filo Blanco (1) e ignimbrita intercalada (1'); lavas y rocas piroclásticas máficas (2) e ignimbrita riodacítica (3) de la base de la Formación Sijes (4). La columna está inclinada $\sim 7^\circ$ al E producto de un corrimiento cuya traza se ubica al oeste (derecha de la fotografía); **C.** Fragmento lítico de composición andesítico basáltica en la base de la ignimbrita riodacítica intercalada en Formación Sijes, inmediatamente al SE del Cono Toro 1; **D.** Volcanitas máficas del Cono Toro 2 (sector SW) cubiertas por la Formación Sijes e ignimbrita riodacítica basal.

Cubriendo a rocas ordovícicas y terciarias previas, así como a las rocas volcánicas máficas, se depositó una unidad volcanosedimentaria (areniscas, limolitas, arcilitas, conglomerados volcanoclásticos, niveles evaporíticos y depósitos piroclásticos de caída y flujo), asignadas por Seggiaro (2013) a la Formación Sijes (Figs. 2 y 4A, B, C y D). La edad K-Ar de tobas en la base de la Formación Sijes en Loma Blanca, 25 km al este de El Toro es de $6,99 \pm 0,18$ Ma (Alonso, 1986); su edad mínima está acotada por la Ignimbrita Las Termas de $6,45 \pm 0,15$ Ma (edad K-Ar de Seggiaro, 1994), que la cubre en discordancia. Otras edades relativas, basadas en correlaciones regionales con la Formación Sijes de Puna salteña sugieren un intervalo de tiempo mayor para esta unidad, entre 7 y 4 Ma (Alonso, 1986; Alonso *et al.*, 1991). La Formación Sijes se encuentra prácticamente sin deformación, excepto en las cercanías de los corrimientos submeridianos mencionados más arriba (Fig. 2), donde se observa levemente inclinada (Fig. 4B). Ciertos niveles, especialmente los basales

y más cercanos a los centros volcánicos máficos, muestran abundantes clastos lávicos y escoriáceos de la misma composición que las rocas que conforman los anteriores. En El Toro, intercalada en la base de las rocas volcanoclásticas de la Formación Sijes, se encuentra una ignimbrita riodacítica (Fig. 2) con abundante pómez rica en cristales (cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita), que Seggiaro (2013) denomina Ignimbrita Cerro Morado. La ignimbrita presenta en su base abundantes litoclastos de escoria y lavas máficas de hasta 15 cm de diámetro en los afloramientos cercanos a los volcanes máficos (Fig. 4C), mientras que en los afloramientos alejados de los volcanes este tipo de clastos está ausente. Esta ignimbrita se apoya directamente sobre los depósitos más australes del Cono Toro 1 (Figs. 3A y 4B), como también cubre a las lavas más occidentales del Cono Toro 2 (Fig. 4D).

Las coladas del centro eruptivo Campo Negro, en tanto, se encuentran parcialmente cubiertas por una ignimbrita riodacítica (Fig. 3D) rica en cristales de

cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita, petrográficamente indistinguible de la mencionada en el párrafo anterior. Esta unidad relativamente extensa, que ocupa el extremo norte del salar de Olaroz (Fig. 2), presuntamente proviene del volcán Convento/Coyahuaima ubicado más al noreste (Seggiaro, 1994). La ignimbrita cubre completamente los frentes de flujo ubicados en zonas bajas, aunque sus contactos más frecuentes son de tipo 'onlap'. Al igual que en el caso anterior, los depósitos están localmente cargados de líticos accidentales andesíticos, especialmente en cercanías del volcán monogenético mencionado. La cronología relativa de este depósito piroclástico sugiere una edad miocena superior a pliocena, ya que la misma se apoya sobre la Ignimbrita Las Termas de $6,45 \pm 0,15$ Ma (Seggiaro, 1994) y es cubierta por las lavas del volcán Campanario, de $2,03 \pm 0,07$ Ma (Aqater, 1979). El parecido con la ignimbrita que aparece intercalada en la Formación Sijes, tanto en las características de campo, petrográficas y geocronológicas relativas, permitiría correlacionar preliminarmente ambas unidades entre sí (Presta, 2011). Independientemente de que exista o no evidencia suficiente para establecer que se trata de un mismo depósito ignimbritico regional, resulta claro que los volcanes monogenéticos de la región de El Toro fueron cubiertos por estos depósitos y en consecuencia se habrían emplazado entre el Mioceno Superior y el Plioceno.

Finalmente, la última unidad estratigráfica de la zona comprende una cubierta de naturaleza coluvio-aluvial, de edad pliocena a reciente, dispuesta principalmente como relleno de valles fluviales y coluvios depositados alrededor de los principales aparatos volcánicos máficos.

4. Arquitectura de los volcanes monogenéticos

Los centros eruptivos de la zona han generado productos volcánicos de composición basáltica, andesítico basáltica y andesítica. Es posible reconocer al menos cuatro edificios volcánicos principales o conos de escoria con sendos flujos de lava asociados, y un centro eruptivo de menor tamaño que generó únicamente flujos lávicos.

4.1. Conos de escoria

Los conos de escoria han sido denominados Cono Toro 1, 2 y 3, ubicados a ~3 km uno del otro

en dirección W y SW del poblado El Toro ($23^{\circ}05'S-66^{\circ}42'W$). El cono restante se llama Campo Negro y se encuentra ~6 km al NE de El Toro (Fig. 2). Los dos primeros edificios están emplazados en una zona que parece ser la intersección de estructuras submeridianas con otras de orientación casi E-W, como la quebrada El Toro (Fig. 2). Por otro lado, el centro eruptivo Campo Negro se emplaza directamente sobre un bloque de basamento ordovícico, con un aparente control de lineamientos de rumbo NW-SE y NE-SW. Las dimensiones de los conos varían en los distintos centros eruptivos estudiados, entre 600 m (Cono Toro 1) y 150 m de diámetro (Campo Negro), y 110 m (Cono Toro 1) a 20 m (Campo Negro) de altura. Estas dimensiones reflejan un grado de erosión relativamente avanzado para las estructuras volcánicas estudiadas, las que, sin embargo, preservan en su mayoría rasgos suficientes para hacer una adecuada caracterización volcanológica.

Los conos han sido rotos en su base por flujos de lava que fluyeron principalmente en dirección E a SE, resultando en típicas estructuras de herradura producto de dicho proceso. En contraste, el Cono Toro 1 registra salidas de lava hacia el oeste del edificio, para luego fluir hacia el norte y sur, en forma de abanico. Los sectores internos de los conos no están bien expuestos, salvo en el caso del Cono Toro 1 que está disectado por una pequeña estructura de rumbo WNW. En este caso, las facies internas del edificio se encuentran afectadas por numerosas fallas normales observables incluso a escala de muestra de mano (Fig. 5). Los conos de escoria están formados por distintas litofacies piroclásticas y de lavas, eventualmente acompañadas por diques representativos del sistema de alimentación del volcán. Las propiedades litológicas de dichas rocas varían en los diferentes conos y se describen a continuación.

4.1.1. Litofacies A-Lapillitas y lapillitas brechosas con bombas

Corresponden a depósitos clastosoportados compuestos por fragmentos escoriáceos de tamaño lapilli fino a grueso, bombas y bloques, con variaciones del tamaño promedio de clastos en la vertical, predominando granulometrías más gruesas o más finas aleatoriamente. Lateralmente, en cambio, el tamaño medio de los fragmentos disminuye con la distancia al eje central del aparato. El material más fino tiene un diámetro promedio de aproximadamente 1 cm, con

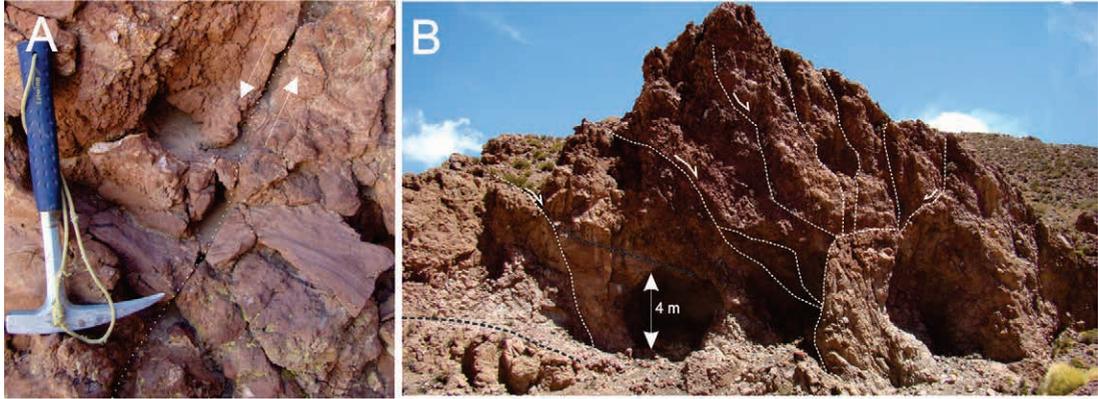


FIG. 5. **A.** Bomba deformada por una falla normal; **B.** Sector interno del cono de escorias fuertemente afectado por fallamiento normal (líneas punteadas blancas). En línea punteada negra se observa la orientación de la estratificación interna difusa.

clastos que alcanzan hasta 5-6 cm de diámetro. Los clastos son mayormente escoriáceos, de coloración rojiza y negra, con formas angulosas a redondeadas generalmente ecuanteras, en algunos casos con participación de clastos densos reciclados de bordes vítreos de fragmentos mayores. Los depósitos forman estratos con estratificación gruesa que define formas difusas tabulares o de lentes, generalmente con espesores del orden de 1-4 m, mientras que constituyen capas de entre 20 y 50 cm cuando tienen menor granulometría. Los depósitos exhiben comúnmente gradación inversa, sin rasgos de soldamiento. Aproximadamente un 60% del volumen del material de esta litofacies está constituido por fragmentos escoriáceos en tamaño lapilli (1 a 6 cm de diámetro) y de forma predominantemente ecuantera, el 20% corresponde a bombas fragmentadas y completas de diámetros mayores a 10-15 cm, 10% a eyectos fluidales menores (*e.g.*, cintas, lapilli globulares y fusiformes, etc.) y 10% a piroclastos aglutinados aislados ('spatter').

Entre las bombas existen dos morfologías diferentes. Las que más abundan tienen aspecto fluidal o fusiforme, con tamaños entre 10 y 180 cm (Fig. 6A); presentan delgados (1-2 cm) bordes vítreos con estructuras en corteza de pan por enfriamiento brusco de fragmentos incandescentes, desarrollo de estrías y canales sobre la superficie y un amplio núcleo interno vesiculado. Exhiben un fuerte plegamiento dúctil interno y plegamientos exteriores producidos por deformación contra el terreno al momento de la caída, característica que es compartida por fragmentos centimétricos a decimétricos que adoptan formas de cintas (Fig. 6C). El tamaño de estas bombas dismi-

nuye notablemente al aumentar la distancia respecto a la cima o eje central inferido de los conos. El otro tipo de bombas, frecuentes solo en el Cono Toro 2 y menos abundantes en el Cono Toro 1, son más densas, de formas elipsoidales o globosas y tamaño de hasta 80 cm de diámetro, diaclasamiento prismático, pequeños núcleos vesiculados y gruesos bordes densos (Fig. 6B). Ambos tipos de bombas poseen microfenocristales de olivino y ortopiroxeno o bien de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda y son químicamente indistinguibles.

En Cono Toro 1 y Cono Toro 2, aparecen esporádicamente eyectos de aspecto lávico más o menos tabulares, con longitudes entre 1,5 a 5,5 m y espesores entre 40 cm a 1 m (Fig. 6D). Tienen bordes de enfriamiento relativamente gruesos (2-10 cm), núcleos vesiculados y se distinguen de las bombas porque se deforman acomodándose a la microtopografía del depósito subyacente, dando idea de una mayor ductilidad que aquellas durante su emplazamiento.

Los depósitos de la litofacies A mejor preservados se encuentran en posiciones externas de los edificios volcánicos principales, buzando en dirección de la propia ladera del volcán (Fig. 6E). A su vez, las bombas fusiformes acomodan su eje mayor con ángulos de reposo de $\sim 25^\circ$. Esta litofacies también se encuentra en posiciones más internas de los conos, aunque intercalando con depósitos de la litofacies B, a los que pasa gradualmente. En Campo Negro la litofacies A está muy poco representada debido ya sea a la fuerte erosión que sufrió el cono de escorias o bien a que el depósito tuvo originalmente menor volumen.

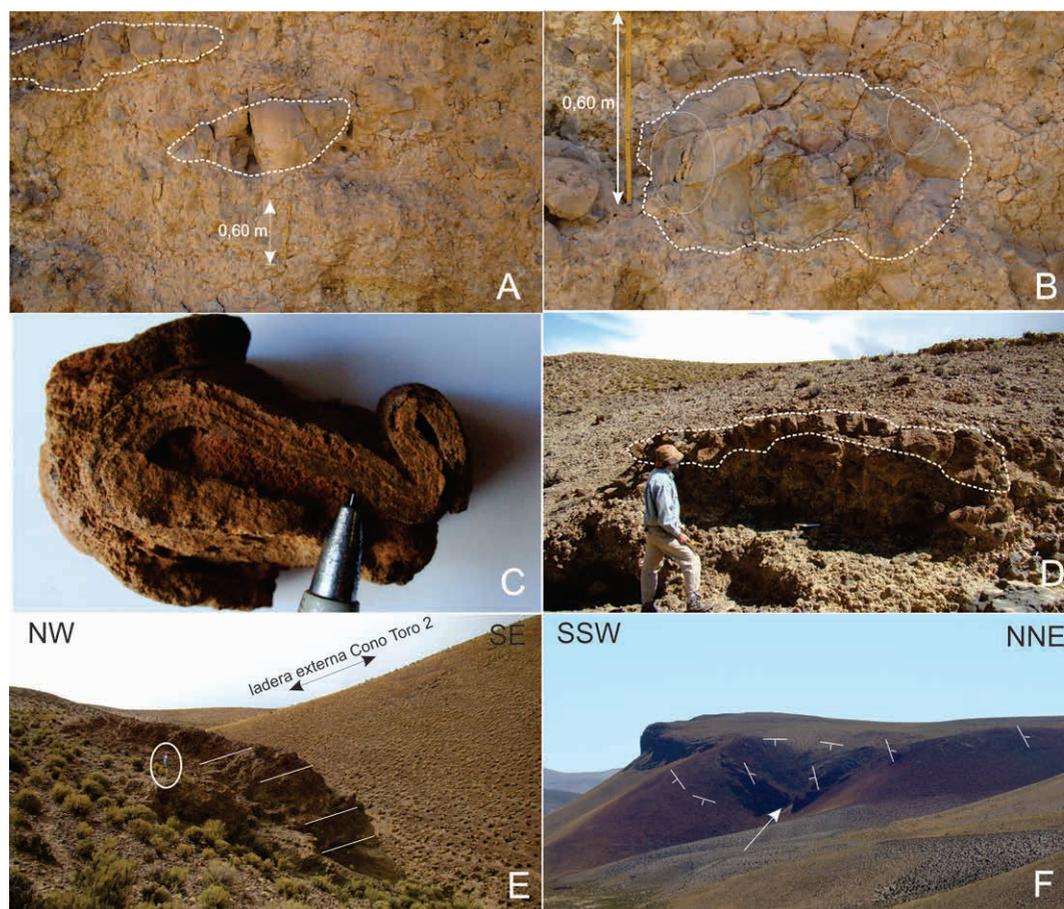


FIG. 6. **A.** Bombas fusiformes (contornos en línea de puntos) en depósitos de litofacies A del Cono Toro 2; **B.** Bomba globosa con diaclasamiento prismático, bordes densos y núcleo escasamente vesiculado (Cono Toro 2); **C.** Fragmento lapillítico (cinta) deformado dúctilmente en litofacies A (Cono Toro 2); **D.** Depósito lapillítico a brechoso de litofacies A cubierto por un gran fragmento de 'spatter' que se acomoda a la microtopografía subyacente (Cono Toro 2); **E.** Vista de la ladera SW del Cono Toro 2. Se reconoce una estratificación gruesa buzante $\sim 17^\circ$ en dirección de la propia ladera del edificio volcánico (persona como escala); **F.** Orientación de los estratos del Cono Toro 1. La flecha indica el sector interno del cono de escorias que se caracteriza por la intercalación de depósitos lapillíticos brechosos sin soldar (litofacies A) y aglutinados (litofacies B). La flecha señala la ubicación donde se levantó la columna de la figura 7.

Algunos estratos lapillíticos a brechosos contienen una matriz blanquecina alterada de grano fino (Conos Toro 1 y 2), probablemente formada por abrasión de los clastos ya enfriados y quebradizos, cuando se reciclan en el interior del conducto (Patrick *et al.*, 2007). Los análisis de difracción de rayos X realizados sobre la matriz blanquecina (no incluidas) sugieren la presencia de sílice, hematita, feldespato alcalino, montmorillonita $[(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}]$, saponita $[\text{Ca}_{0,5}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{O}, \text{H})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}]$ y hisingerita $[(\text{Fe}_{1,53}, \text{Mg}_{0,48}, \text{Fe}_{0,17})(\text{Si}_{3,03}, \text{Fe}_{0,77}, \text{Al}_{0,20})$

$\text{O}_{10} \cdot x\text{H}_2\text{O}]$. La saponita es una arcilla que se produce comúnmente en rocas máficas alteradas, mientras que la hisingerita podría considerarse un producto de alteración meteórica o deutérica de silicatos y/o sulfuros ricos en Fe (Brigatti, 1982).

4.1.2. Litofacies B-Lapillitas y lapillitas brechosas soldadas

Se trata de depósitos de piroclastos compuestos por fragmentos alargados y aplastados tamaño lapilli a bloque, de coloración rojiza, con alto grado de aglutinamiento y rasgos de soldamiento mar-

cado con desarrollo de fragmentos estirados tipo 'fiamme' (en el sentido de Bull y McPhie, 2007) que desarrollan una estructura eutaxítica (Fig. 7). Estos depósitos forman conjuntos con espesores de 3 a 6 m. Cuando pueden observarse bien las zonas internas del edificio (*e.g.*, Cono Toro 1), se verifica que se encuentran intercalados con depósitos no

soldados de la litofacies A, pero que buzan hacia el interior del edificio remanente (Fig. 6F).

Así también puede constatarse un gradual paso vertical de depósitos no soldados a niveles con moderado soldamiento (bombas y fragmentos de escoria en tamaño lapilli a bloque con relaciones de aplastamiento 2:1 a 3:1; Fig. 7A), y finalmente a

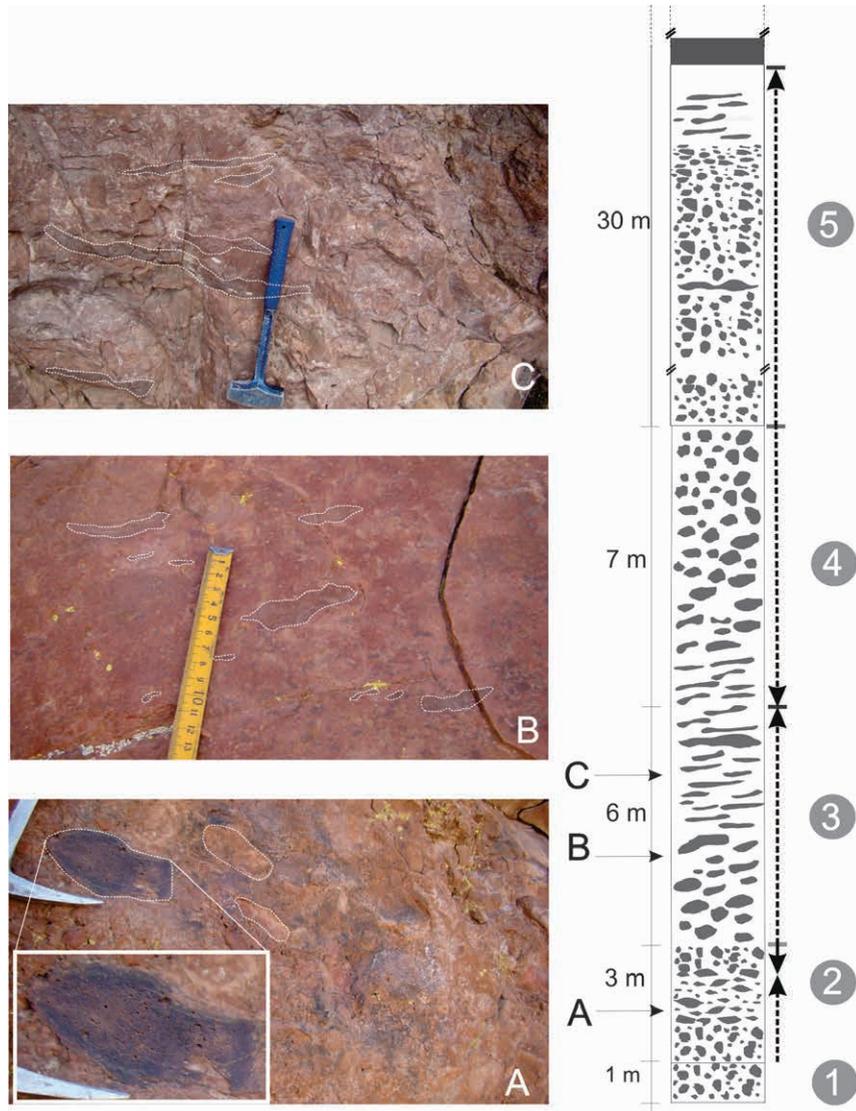


FIG. 7. Estratigrafía interna del Cono Toro 1. Las flechas punteadas indican la dirección hacia la cual el grado de soldamiento aumenta. El tope de la secuencia piroclástica está cubierto por lavas macizas. Se intercalan depósitos lapillíticos no soldados (litofacies A) con otros, cuyo grado de soldamiento aumenta gradualmente (litofacies B); esto se observa de 1 a 3. Por encima del nivel marcado como 3 el depósito vuelve a perder soldamiento de manera gradual (nivel 4 y 5). A. Depósito lapillítico brechoso moderadamente soldado, incipiente textura eutaxítica, con relaciones de estiramiento de los fragmentos 2:1 a 3:1. Notar que algunos fragmentos preservan cierto porcentaje de vesículas (recuadro blanco); B-C. Depósito soldado con desarrollo de una franca textura eutaxítica, con relaciones de estiramiento desde 4:1 (B) a 10:1 (C).

capas rojizas con ‘fiamme’ que alcanzan hasta 0,5 m de largo y relaciones de aplastamiento extremas, hasta >10:1 (Fig. 7C). Excepcionalmente, aparecen fragmentos con fuerte aplastamiento que superan los 3 m de longitud. El aumento del grado de soldamiento va acompañado de un aumento de coalescencia de los clastos, lo que se refleja en una mayor aglutinación y disminución del porcentaje de vesiculación (que en algunos casos se torna casi nula) del depósito. Los bordes de algunos de los clastos siguen siendo reconocibles, aun en los niveles más soldados y homogéneos (Fig. 7), lo que permite distinguir este depósito de una lava. En algunos niveles aglutinados, junto a los clastos estirados también coexisten escasos clastos escoriáceos relativamente angulosos y vesiculados, sin estiramiento marcado. A escala microscópica los ‘fiamme’ se caracterizan por una tonalidad más clara que la matriz dada por el alto contenido de microlitos de plagioclasa, y desarrollan en algunos casos formas anastomosadas y coalescentes. Estos fragmentos dúctiles están inmersos en una pasta homogénea rojiza de aspecto lávico al microscopio (Fig. 8D), interpretada como un depósito piroclástico altamente coalescido y homogeneizado (Sumner *et al.*, 2005) que posee menor contenido relativo de cristales y microlitos. De manera similar a lo observado en algunas lavas, este conjunto de piroclastos coalescentes se encuentra levemente vesiculado por descompresión y desgaseificación del conjunto (Gotsmann y Dingwell, 2002).

La intercalación de niveles escoriáceos no soldados con niveles muy aglutinados se vuelve a repetir verticalmente al menos en dos ocasiones dentro de la secuencia interna del Cono Toro 1, conformando ciclos que varían entre 17 y 30 m de potencia.

4.1.3. *Litofacies C - Tobas y lapillitas masivas y con estratificación cruzada*

Esta litofacies queda representada por intercalaciones de capas de tobas finas (hasta ¼ mm) a gruesas (1-2 mm) con lapillitas medias a gruesas (10-64 mm), ambas formadas predominantemente por fragmentos juveniles de aspecto similar a los de la litofacies A, aunque de sensible menor tamaño promedio (Fig. 9). La misma se observó solamente en secuencias del Cono Toro 1, al sur de la Quebrada el Toro (Fig. 3A). El conjunto, de color general rojizo-anaranjado a marrón claro, tiene espesor variable (60 cm-1 m) y representa la base de la columna estratigráfica en este sector. Tiene un desarrollo lateral limitado (~30 m) y apoya concordantemente sobre los depósitos mio-

cenos de la Secuencia volcano-sedimentaria del Filo Blanco. Comprende, de base a techo, los siguientes horizontes (Fig. 9): **a)** toba fina (<1mm diámetro) y maciza inferior de color marrón claro, de 10 cm de espesor; **b)** lapillita media a gruesa (1-3 cm diámetro promedio) pardo anaranjado de 15 cm de espesor, con presencia de escasos fragmentos accidentales del basamento ordovícico; **c)** nivel de 12-15 cm de espesor, compuesto por una toba fina a media con estructuras tractivas y presencias de pequeñas (hasta 15 cm de largo) bombas con formas de coliflor; **d)** lapillita media a gruesa (1-4 cm de diámetro) rojiza, dominada por fragmentos juveniles escoriáceos bien vesiculados gradados de forma inversa, con un espesor de 20 cm, que pasa de manera gradual hacia un nivel lapillítico a brechoso superior (2-10 cm de diámetro) correspondiente a la litofacies A. Los horizontes a, b y c presentan abundante material vítreo alterado (palagonita) que les confiere la tonalidad anaranjada distintiva de esta litofacies.

4.1.4. *Litofacies D-Diques*

Las rocas de las litofacies A y B son intruidas por cuerpos lávicos más o menos tabulares, generalmente discontinuos, con potencias entre 0,20 m y 1,5 m y longitudes aflorantes que varían entre 2 y 5 m. Los diques de menor espesor tienen vesiculación casi nula. Desde el punto de vista petrográfico y geoquímico existen varios grupos distintos de diques, que se correlacionan composicionalmente con algunas de las unidades lávicas y piroclásticas (ver más abajo). Tanto en Campo Negro como en el Cono Toro 3 no se observaron diques, aunque en este último caso podrían no estar expuestos por la escasa disección del edificio. En cambio, en la cumbre actual del Cono Toro 2 afloran diques subverticales intruyendo a depósitos de la litofacies A. En el Cono Toro 1 se encuentran formando diques subhorizontales que intruyen a la misma litofacies, a la vez que alimentan a pequeñas coladas de lava con longitudes que no superan los 12-15 m y que parecen haber fluido hacia el interior del cráter.

4.2. Campos de lava

Todos los centros eruptivos de El Toro han generado campos de lava, que en función de sus aspectos composicionales, textura, patrón de flujo y estructuras de enfriamiento pueden ser asignadas a diferentes litofacies, cuyas características se describen

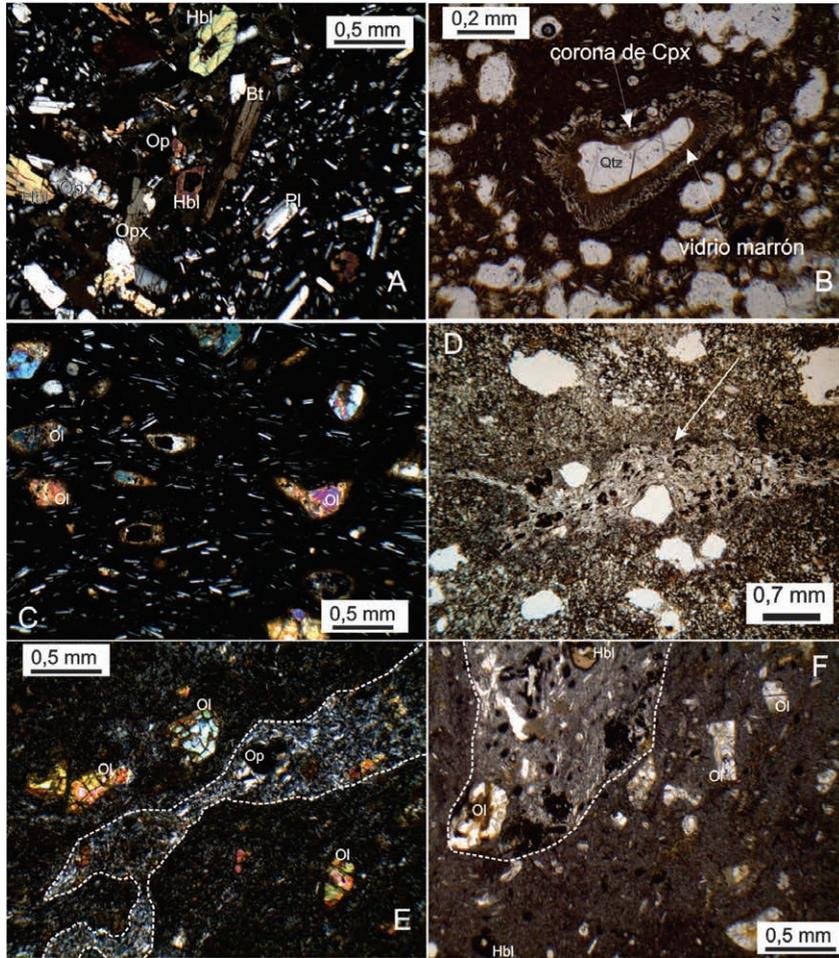


FIG. 8. Fotomicrografías de algunas rocas de El Toro. Las abreviaturas de las especies minerales son según Kretz (1983). **A.** Lavas porfíricas de Campo Negro, con fenocristales de Hbl, Opx, Pl, Op y Bt, en una pasta vítrea rica en microlitos de Pl; **B.** Xenocristal de Qtz rodeado por una corona de reacción compuesta por vidrio marrón y microcristales de Cpx; **C.** Lava del Cono Toro 2 compuesta fundamentalmente por 10-15% de fenocristales de Ol, en una pasta vítrea con textura pilotáxica, rica en microlitos de Pl; **D.** Textura microscópica de los piroclastos aglutinados de las litofacies B, donde se observa un clasto tipo "fiamme" de tonalidad más blanquecina que la pasta homogénea de aspecto lávico que lo rodea; **E.** Litofacies L3 (Cono Toro 1). Se destaca la presencia de fenocristales completos de Ol y de bandas alargadas y anastomosadas de tonalidad blanquecina, con mayor contenido en microlitos de Pl; **F.** Litofacies L4 (Cono Toro 1). Se observan fenocristales de Ol (alterados a iddingsita), Hbl y Op. En línea de puntos blanca se destaca el extremo de una banda alargada de tonalidad blanquecina, semejantes a las de las litofacies L3 y B.

en detalle en la tabla 1. Como es común en centros monogenéticos, las coladas abarcan una superficie mucho mayor que los depósitos piroclásticos. Utilizando un Sistema de Información Geográfica se calcularon áreas totales de 3,87 km² y 0,75 km², respectivamente, (Fig. 2). En Campo Negro se mapearon cuatro coladas distintas, mientras que en el Cono Toro 1 hay al menos dos flujos lávicos principales y otros de dimensiones menores. En el Cono Toro 2 se

reconocieron al menos dos coladas superpuestas, lo mismo que en el Cono Toro 3. Por último, ~1 km al sur del poblado El Toro (23°05'36"S-66°41'58"W, Fig. 2) se mapeó un flujo de lava de composición andesítica que aparentemente no está asociado a ningún cono de escorias.

Las coladas de todos los centros eruptivos tienen generalmente forma más o menos tabular, espesores que van desde 3-4 m (Cono Toro 3, lavas al sur de



FIG. 9. Toba (nivel c) y lapillitas (b y d) de la Litofacies C. Los límites externos y núcleo vesiculado de la bomba coliflor, así como las principales estructuras de la toba del horizonte c han sido resaltados en líneas de puntos. Las flechas señalan los escasos litoclastos accidentales de rocas del basamento.

El Toro) hasta 20 m (colada principal del Cono Toro 1), y longitudes que varían entre muy cortas (<100 m, Litofacies L4 en Cono Toro 1) a moderadas (>1,4 km, en Campo Negro). Algunas lavas aumentan ampliamente su espesor en los frentes de flujos, pasando de pocos metros de potencia cerca del conducto, a más de 30 m en el frente (*e.g.*, colada austral de Campo Negro; frente suroeste de la colada principal del Cono Toro 1). En casi todos los casos los espesores estimados son máximos, ya que se verifica apilamiento de flujos o 'stacking', a veces con amalgamamiento local de diferentes unidades de flujo.

Las lavas de todos los centros eruptivos son fundamentalmente macizas, y como en otros centros monogenéticos mio-pliocenos de Puna (Cabrera y Caffè, 2009; Maro y Caffè, 2012) no preservan rasgos texturales superficiales como brechas (a excepción de una unidad del Cono Toro 3) ni texturas cordadas. Tienen composición andesítica y andesítico basáltica (ver sección de Petrografía y clasificación química) y son semejantes en muestra de mano, afaníticas o de grano fino, tonalidades grises y verdosas que en superficie fresca se revelan negras y grados de vesiculación bajos (<1-21%, generalmente <10%). La mayoría tiene xenolitos cuarzosos y xenocris-

tales de cuarzo (Fig. 8B) y xenocristales de biotita y feldespatos muy subordinados. En algunas lavas de Campo Negro y Cono Toro 1, se encontraron inclusiones máficas de composición basáltica con fenocristales de ortopiroxeno, hornblenda, plagioclasa y opacos.

Las lavas del centro eruptivo Campo Negro se asignaron a la litofacies L1 (Tabla 1) de características mineralógicas uniformes, pero estructurales y texturales mixtas, con dominios donde predominan aspectos macizos y abochados y otros de tipo foliado por flujo. En el Cono Toro 1 aparecen lavas de 3 litofacies distintas (L2, L3 y L4), definidas fundamentalmente sobre la base de diferencias mineralógicas y texturales entre las mismas (Tabla 1). Las coladas del Cono Toro 2 corresponden a la misma litofacies L2 (Fig. 10A), lo que junto a la amalgamación general de flujos esencialmente macizos y sin preservación de autobrechas superficiales resultó en una dificultad para distinguir distintos pulsos efusivos. Sin embargo, localmente pudieron separarse dos coladas sucesivas gracias a la presencia de montículos piroclásticos en el tope de cada una de los correspondientes frentes de flujo. En forma similar, el Cono Toro 3 se caracteriza por la presencia de dos flujos lávicos superpuestos pertenecientes a la litofacies L2, diferenciados

TABLA 1. CARACTERÍSTICAS DE CAMPO Y PETROGRÁFICAS DE LAS LITOFACIES LÁVICAS DE LOS VOLCANES MONOGENÉTICOS DE EL TORO. LAS ABREVIATURAS DE LOS MINERALES SE BASAN EN KRETZ (1983).

Litofacies	Centro eruptivo	Ubicación	Características a escala de afloramiento	Características petrográficas relevantes	Observaciones
L1	Campo Negro	Forma parte de los cuatro flujos de lava de Campo Negro.	Lavas con dominios macizos y foliados interdigitados discontinuamente, con mayor tendencia a verse foliados en el tope. Los dominios macizos presentan fracturación en bloques de tamaño decimétrico y vesiculación <8%. Algunos bloques estriados por fricción. Los dominios foliados están diaclasados (aspecto 'lajoso'), y en los frentes de flujo se ven plegados y verticalizados, indicando la dirección de flujo. Vesiculación: 10-12%, localmente menor. Chimeneas de vesículas solo ocasionalmente.	Textura porfírica con fenocristales de Opx (13,4%), Pl (5,4%), Hbl (4,2%), Cpx (3,0%), Op (1,2)±Bt (<1%) (ver Fig. 11A). Pasta vítrea y vesiculada, con microlitos orientados de Pl (textura pilotáxica). Dominios macizos con textura intersertal (microlitos de Pl desorientados).	La colada más austral y los dos flujos ubicados al norte subyacen a la colada dirigida al ENE. El lóbulo más septentrional subyace al dirigido al NE.
L2		Colada mayor (se extiende hacia el oeste, norte y sur del cono).	Lava maciza, con desarrollo local de foliación de flujo.	Textura porfírica con fenocristales de Ol (<10%) y pasta vesiculada rica en vidrio y microlitos de Pl y Ol, textura intersertal.	Presenta montículos y bloques piroclásticos de hasta 20 m de diámetro y 5 m de espesor. Entre ellos, aparecen protrusiones espinosas de hasta 1 m de espesor con forma de flor, alimentados por la lava subyacente.
L3	Cono Toro 1	Coladas reducidas (<4 m espesor y <100 m largo) que salen por debajo del cono de escorias (sector SW).	Lavas de coloración grisácea y rojiza (oxidación), afániticas y con marcada foliación de flujo. En sectores se observan bandas alargadas de tamaños centimétricos (Fig. 9C).	Mineralógicamente semejantes a L2. Desarrollo de bandas alargadas de tamaño micro y macroscópico que generan una textura eutaxítica (Fig. 11E).	Entre los montículos piroclásticos suprayacentes forman diques o salidas de lavas con formas espinosas (Fig. 9B). La textura bandeada de L3 es semejante a la observada en el 'spatter' de la litofacies B.
L4		Afloramientos discontinuos ubicados al sur de la quebrada El Toro.	Lavas grises, generalmente de aspecto homogéneo, pero con desarrollo local de bandas discontinuas (semejante a L3).	Textura porfírica con fenocristales de Ol y menores cantidades de Opx, Hbl, Cpx y Op (Fig. 11F). Textura eutaxítica marcada por bandas blanquecinas (ricas en microlitos de Pl), con vesiculación casi nula y textura pilotáxica.	Suprayacen a depósitos lapillíticos a brechosos (litofacies A) y subyacen a depósitos de 'spatter' (litofacies B) y otros no soldados (Litofacies A). Se asemeja petrográficamente al ensamble que compone los depósitos de 'spatter'.
L2	Cono Toro 2	Forma las dos coladas del centro eruptivo.	Lavas con variaciones estructurales internas transicionales. Base con foliación de flujo y diaclasamiento subhorizontal (Fig. 9A). Zona intermedia caracterizada por la interdigitación de dominios macizos y vesiculados con otros foliados subverticalmente (disyunción columnar) y subhorizontalmente (plegamiento en vaina). Tope representado por dominios macizos y vesiculados, con disyunción en bloques de tamaño métrico.	Lavas con textura microporfírica con microfocristales de Ol (10%) y Opx (<1%); microlitos de Pl, Ol y Op. Dominios foliados con textura pilotáxica y baja vesiculación (~1%) (Fig. 11C). Dominio de bloques macizos con textura intersertal y mayor vesiculación (~14%).	Presencia de montículos piroclásticos y bloques de tamaños metro-decamétricos (Fig. 10) con distintos grados de induración. El domino masivo del tope puede estar rodeado por dominios con foliación subhorizontal con pliegues de flujo.
L2	Cono Toro 3	Forma dos flujos lávicos superpuestos separados por una brecha monomictica, que derraman hacia el ESE del centro eruptivo.	Lavas con dominios macizos que transicionalmente gradan hacia dominios con foliación de flujo, resaltada por diaclasamiento subparalelo apretado. Hacia el frente de flujo, la foliación se verticaliza.	Lavas con textura porfírica, con fenocristales de Ol (14%) en una pasta vesiculada (~4%) rica en vidrio y microlitos de Pl, Op y en menor medida Ol y Cpx.	Brecha monomictica: 40 cm de espesor, clasto sostén, clastos de 0,1-20 cm de diámetro, mineralógica y texturalmente semejantes a la lava. Contacto inferior irregular y transicional; el superior regular y neto.
L2	Lava al sur de El Toro	Colada que yace 1 km al sur del poblado El Toro, sin cono de escorias asociado.	Lava de coloración negruzca, textura afánitica, con foliación de flujo que se verticaliza hacia el frente de flujo (al NW).	Mineralógica y texturalmente semejante a L2, pero con fenocristales de Ol muy alterados y notable abundancia de xenocristales de Qtz respecto al resto de las litofacies.	La lava se encuentra intercalada entre depósitos tufíticos ricos en clastos andesíticos semejantes a los descritos en el resto de los centros eruptivos de El Toro.

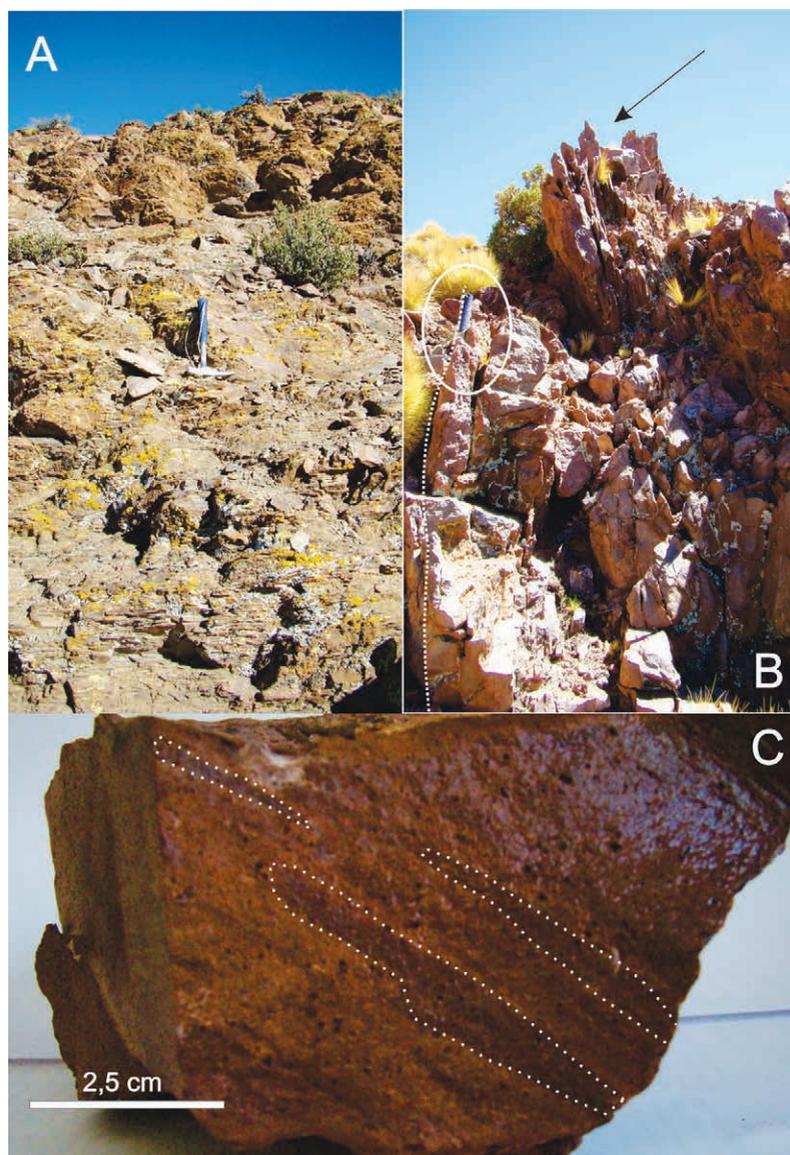


FIG. 10. **A.** Lava con base foliada subhorizontalmente y techo con foliación inclinada, e intercalaciones (martillo) de dominios macizos (litofacies L2, Cono Toro 2); **B.** Dique con textura bandeada alimentado por una lava subyacente (litofacies L3) que intruye a montículos piroclásticos (contacto marcado por línea de puntos) y aflora con forma de espina foliada (flecha); Cono Toro 1; **C.** Detalle de la textura eutaxítica característica en lavas e intrusiones de compresión y extrusión ('squeeze up') de la litofacies L3 en Cono Toro 1.

localmente a partir de la existencia de una brecha monomictica entre ambos (Tabla 1). Por último, la lava que aflora 1 km al sur del poblado El Toro se asignó a la litofacies L2, aunque en comparación con las coladas de la misma litofacies en los conos aparece más alterada y con mayor proporción de xenocristales (3-5% *versus* <1%).

4.3. Bloques y montículos piroclásticos

En el tope de algunas de las coladas de lava se hallan bloques y montículos de coloración rojiza, conformados mayormente por depósitos semejantes a los de la litofacies A predominante en los conos de escoria (Fig. 11). Algunos bloques son macizos, mientras

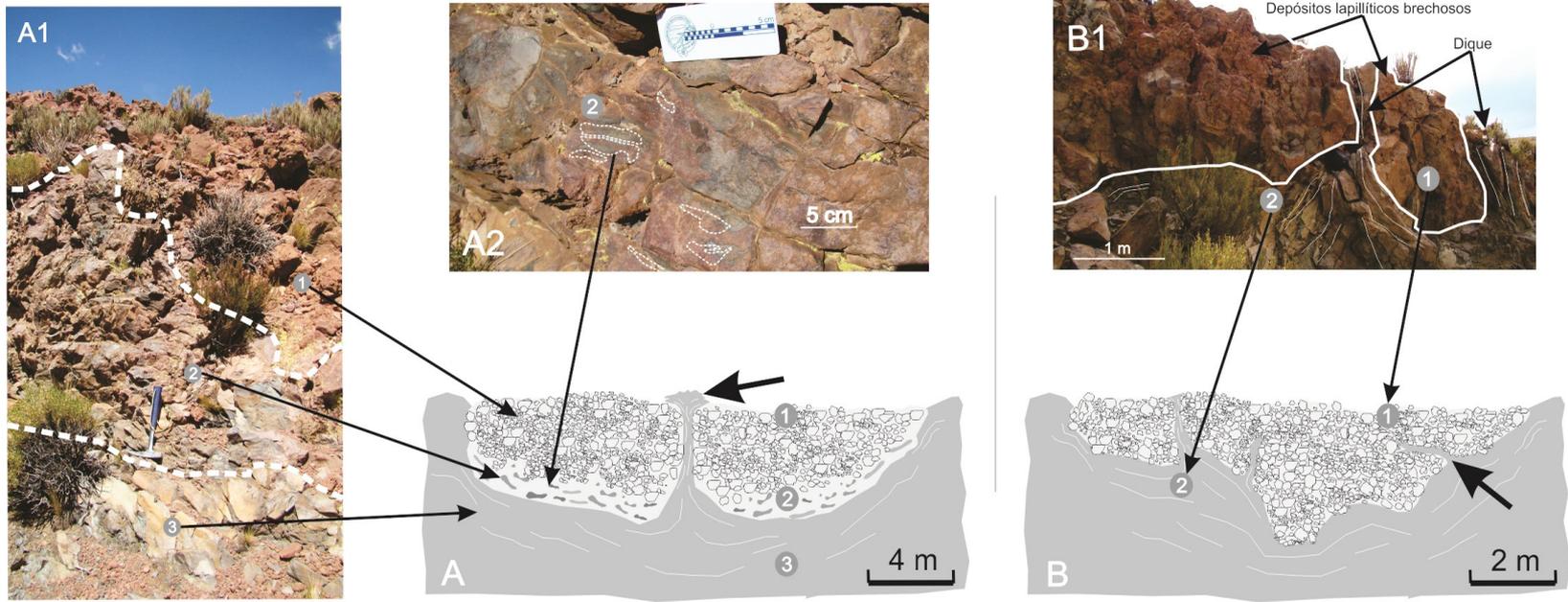


FIG. 11. Esquematización de la arquitectura de los dos tipos de bloques y montículos piroclásticos ('rafts') que se encuentran distribuidos en la superficie de las lavas de El Toro. Las líneas blancas continuas en A y B indican la foliación de la lava. **A.** Montículos con base soldada: 1-3. equivalen a los niveles mostrados en las fotografías A1 y A2. La flecha indica una lava con forma de abanico. **B.** Bloques sin variaciones en el grado de soldamiento (no presentan base soldada): 1-2. equivalen a los niveles mostrados en la fotografía B1 de Cono Toro 2. Se pueden observar diques que intruyen total o parcialmente a los montículos piroclásticos, acomodando su foliación de flujo al contacto con los mismos.

que en otros se reconoce una estratificación gruesa y poco definida, con alternancia de niveles lapillíticos y brechosos, en algunos casos con diferencias en el grado de endurecimiento y soldamiento de las distintas capas. Estos bloques y montículos poseen dimensiones entre 1 a 20 m de largo, espesores entre 1 a 10 m y volúmenes de entre $\sim 1 \text{ m}^3$ y varias decenas de metros cúbicos. Los montículos se encuentran parcialmente hundidos dentro de la colada que los subyace, la cual desarrolla en su contacto una foliación que se orienta alrededor de los primeros (Fig. 11). En algunos casos presentan diques subhorizontales a subverticales con espesores de 0,20 a 2 m (Figs. 10B y 11) que, alimentados desde las lavas, se proyectan dentro de los montículos y bloques piroclásticos intruyéndolos parcial o totalmente. Dependiendo del centro eruptivo que se trate, estos diques tienen texturas foliadas coherentes (Conos Toro 1 y 2) o bien de aspecto interno eutaxítico (Cono Toro 1, Fig. 10C). A veces, en sus márgenes o entre fragmentos de un mismo montículo, presentan sobrelevaciones o espinas de lava foliada con forma de flor o abanico (Fig. 10B y 11A).

Existen dos tipos de montículos y bloques. El primer grupo está representado por depósitos piroclásticos rojizos similares a los de litofacies A, es decir, no soldados, pero cuya base comprende niveles lapillíticos a brechosos aglutinados y con rasgos de soldamiento importante (Fig. 11A), con clastos aplastados a manera de 'fiamme' que despliegan una estructura eutaxítica (Fig. 11A). Microscópicamente se observan bandas alargadas de tonalidades claras ricas en microlitos de plagioclasa, semejantes a los fragmentos más aglutinados y coalescentes de la litofacies B. En discontinuidad, el depósito pasa hacia una lava gris homogénea con foliación de flujo (Fig. 11A) que hacia abajo es más maciza y homogénea. La composición mineralógica de los depósitos de los bloques y las lavas inferiores es idéntica. En el caso del Cono Toro 2, por ejemplo, se observa que todas las rocas exhiben texturas porfíricas, fenocristales y microfenocristales de olivino y en menor medida ortopiroxeno y una pasta vesiculada rica en vidrio y microlitos de plagioclasa y opacos.

El segundo tipo de montículo piroclástico tiene siempre un aspecto homogéneo, asimilable al de la litofacies A, sin variaciones verticales en el grado de soldamiento. Generalmente, constituyen bloques de menores dimensiones (1-10 m de largo) que los anteriores. La base suele ser irregular y ondulada (Fig. 11B).

5. Petrografía y clasificación química

Para el análisis petrográfico de las muestras se confeccionaron 84 láminas delgadas, realizadas en el Laboratorio de Petrotomía del Instituto de Geología y Minería de Jujuy.

Las rocas de Campo Negro y El Toro son de grano fino, tienen textura porfírica o microporfírica y una pasta rica en vidrio y microlitos fundamentalmente de plagioclasa y opacos (Tabla 1). Entre las lavas el porcentaje modal de fenocristales varía entre 5-28%. Existen tres grupos de rocas que se diferencian según su mineralogía y textura: **a.** andesitas y basaltos con alto grado de cristalinidad ($>24\%$ fenocristales), abundante hornblenda, plagioclasa y piroxenos (*e.g.*, litofacies L1 de Campo Negro) y nulo olivino (Fig. 8A); **b.** lavas y piroclásticas andesítico basálticas a andesíticas con hasta 15% de fenocristales, a veces esqueléticos, de olivino y escaso a nulo ortopiroxeno (*e.g.*, litofacies L2 y L3, Figs. 8C y E); **c.** rocas andesíticas y andesítico basálticas con un contenido de cristales semejantes al caso anterior, pero con un ensamble de olivino, clino- y ortopiroxeno, hornblenda y opacos (*e.g.*, litofacies L4) y sin plagioclasa como fenocristal (Fig. 8F).

Con el objetivo de clasificar las rocas de El Toro, en la figura 12A se proyectó la composición química de 20 muestras representativas de los centros estudiados (en 16 de ellas se analizaron elementos mayoritarios y traza, y en 4 únicamente elementos mayoritarios), analizadas por FRX en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería de Jujuy. En la Tabla 2, se exhiben 10 análisis químicos de roca total representativos de las rocas volcánicas de El Toro. La totalidad de los mismos pueden ser consultados en Presta (2011).

La mayoría de las rocas analizadas clasifican como andesitas basálticas y andesitas en el diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989), a excepción de un enclave máfico en las lavas de Campo Negro, que se proyecta en el campo de los basaltos. Todas las rocas pertenecen a la serie calcoalcalina de alto K (Pecerillo y Taylor, 1976) y son metaluminosas, salvo algunas rocas marginalmente peraluminosas de Campo Negro. Se asemejan así a rocas de otros centros volcánicos próximos como Cerro Morado (Cabrera y Caffè, 2009) y Jama (Kay *et al.*, 1994; Maro y Caffè, 2012), diferenciándose de la suite shoshonítica que domina en las regiones al sur y norte de la zona estudiada (ver Kay *et al.*, 1994;

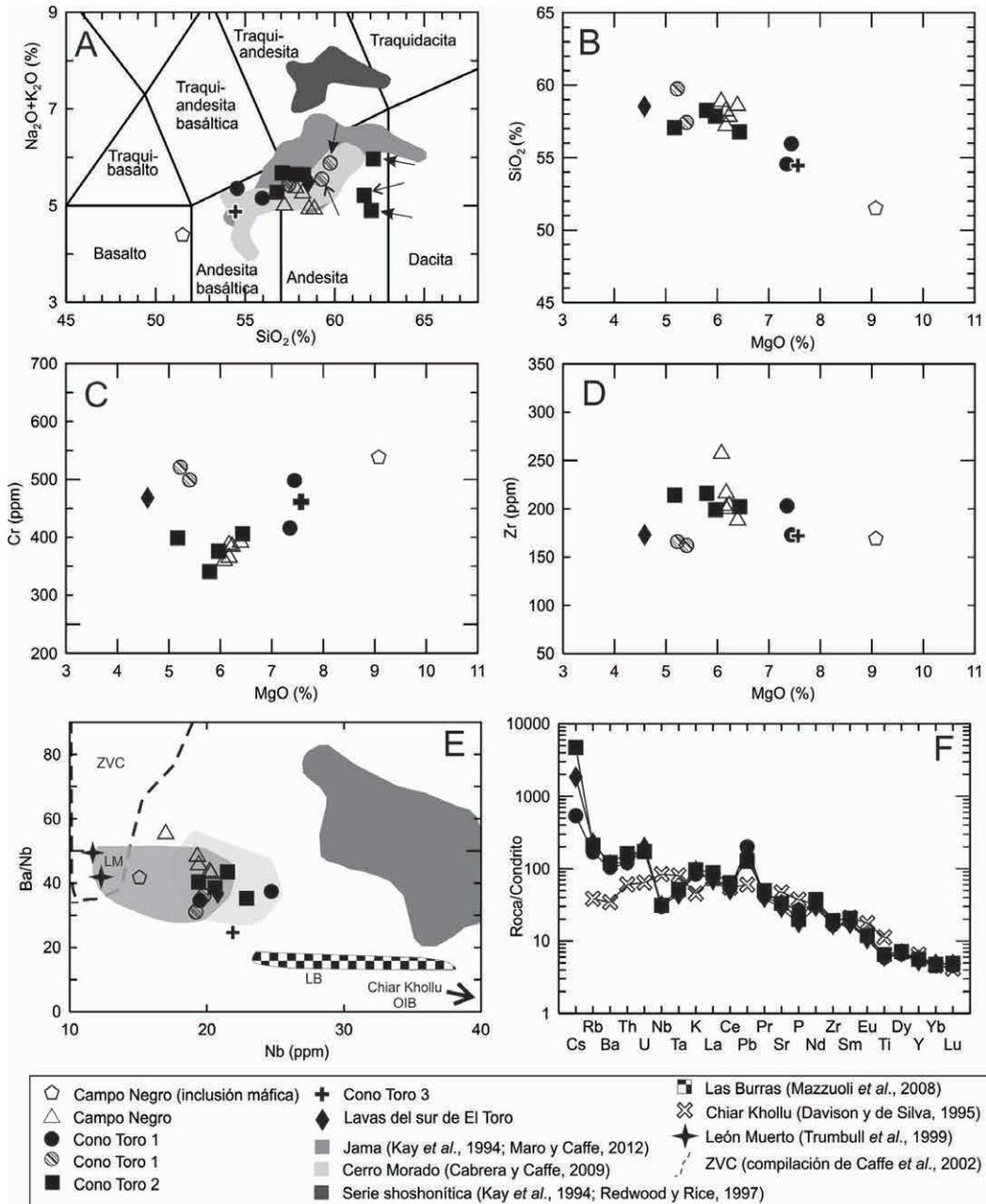


FIG. 12. Composición química de las rocas de El Toro. Los símbolos rellenos con negro representan el grupo petrográfico rico en $Ol \pm Opx$; los rayados, el grupo petrográfico con $Ol-Cpx-Opx-Hbl$; los vacíos, el grupo petrográfico con $Pl-Opx-Cpx-Hbl-Bt$. **A.** Clasificación en el diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989). Las flechas con punta rellena señalan la composición de bombas densas, mientras que las con punta abierta lo hacen para bombas fusiformes (solo proyectadas en el diagrama TAS); **B.** Diagrama MgO versus SiO_2 ; **C.** Diagrama MgO versus Cr ; **D.** Diagrama MgO versus Zr ; **E.** Diagrama Nb (ppm) versus Ba/Nb . Rocas del arco frontal: Andesita León Muerto (LM); Andesitas y dacitas de la Zona volcánica Central andina (ZVC). El complejo plutónico de Las Burras, las shoshonitas de Puna y del Altiplano boliviano más austral y el basalto de Chiar Khollu proyectados para comparación; **F.** Diagrama extendido de elementos traza normalizado respecto a condrito CI de McDonough y Sun (1995). Los datos de Tierras Raras y Cs de las muestras de El Toro son de Maro (2012)¹.

¹ Maro, G. 2012. Mecanismos eruptivos y petrogénesis de centros volcánicos máficos de Puna Norte. Informe Beca Posgrado Tipo I CONICET (Inédito): 1-5. Buenos Aires.

TABLA 2. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE ROCA TOTAL (FRX) DE ALGUNAS MUESTRAS REPRESENTATIVAS DE EL TORO.

Muestra	CN09-05	CN09-02	CN09-63	CN09-64B	CN09-76	CN09-83	CN09-84	CN09-39	CN09-59	CN09-52
Centro eruptivo	Campo Negro	Campo Negro	Cono Toro 1	Cono Toro 1	Cono Toro 1	Cono Toro 1	Cono Toro 1	Cono Toro 2	Cono Toro 3	Lavas del Sur
Tipo de roca	enclave máfico	lava	bomba fusiforme	bomba densa	lava	lava	lava	lava	lava	Lava
Litofacias		L1	A	A	L4	L2	L3	L2	L2	L2
SiO ₂ (% peso)	50,41	56,83	58,46	58,76	56,93	54,82	53,75	55,38	53,27	56,76
TiO ₂ (% peso)	2,22	1,15	1,22	1,03	1,15	1,17	1,36	1,29	1,36	1,17
Al ₂ O ₃ (% peso)	15,45	15,50	16,42	15,42	15,69	14,81	14,97	15,05	15,16	15,34
Fe ₂ O ₃ (% peso)	9,36	7,90	6,99	6,67	7,75	7,99	8,39	8,06	8,87	7,74
MnO (% peso)	0,11	0,11	0,09	0,09	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,14
MgO (% peso)	8,89	6,12	3,46	5,14	5,36	7,29	7,25	6,28	7,40	4,45
CaO (% peso)	7,87	5,86	6,56	5,75	7,13	6,97	7,73	6,63	7,39	6,48
Na ₂ O (% peso)	2,18	2,45	2,89	2,98	2,92	2,70	2,87	2,40	2,58	2,63
K ₂ O (% peso)	2,12	2,81	2,59	2,80	2,47	2,35	2,41	2,74	2,18	2,70
P ₂ O ₅ (% peso)	0,22	0,34	0,65	0,37	0,40	0,56	0,52	0,40	0,35	0,35
LOI	0,65	0,51	1,12	1,02	1,07	0,97	0,32	1,56	1,17	2,40
Total	99,46	99,56	100,43	100,03	100,98	99,74	99,69	99,90	99,87	100,17
Ba (ppm)	624	884	s/d	596	715	674	924	795	539	764
Nb (ppm)	15	19	s/d	19	20	20	25	21	22	21
Ta (ppm)	s/d	2	s/d	2	2	2	2	2	3	2
Zr (ppm)	169	203	s/d	166	162	173	203	202	172	173
Sr (ppm)	472	480	s/d	569	650	648	894	657	486	565
Rb (ppm)	53	112	s/d	145	118	99	94	126	88	138
Ni (ppm)	98	89	s/d	97	142	143	109	131	144	166
Cr (ppm)	538	384	s/d	521	499	498	416	406	461	468

La metodología y procedimientos analíticos pueden consultarse en Caffè *et al.* (2002).
s/d: sin determinar.

Redwood y Rice, 1997). Los distintos centros presentan rasgos típicos de rocas de arco, como el enriquecimiento relativo en elementos litófilos, y anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti (Fig. 12F, Tabla 2). La tendencia de arco también se refleja en las altas relaciones Ba/Nb (Fig. 12E), claramente diferentes de aquellas propias de centros con tendencia de intraplaca (*e.g.*, Chiar Khollu; Las Burras). Sin embargo, presentan contenidos en elementos incompatibles de alto potencial iónico (Nb, Ta, Hf) que son transicionales entre rocas andesíticas de arco (*e.g.*, León Muerto) y las rocas volcánicas de tendencias más shoshoníticas de Puna y Altiplano.

Un rasgo a destacar es la presencia de grupos de rocas con mineralogía dispar, pero químicamente semejantes (Figs. 8 y 12). Por ejemplo, las andesitas de Campo Negro, con una alta proporción de cristales (25-30%) de un ensamble complejo compuesto por dos piroxenos, anfíbol, plagioclasa, opacos y biotita, son muy semejantes a las lavas del Cono Toro 2, más afíricas (5-15%) y con una asociación de fases mucho más sencilla (olivino±ortopiroxeno esqueletales).

Por otro lado, en el centro eruptivo Cono Toro 1 se observan dos grupos de rocas que se presentan intercaladas sin interrupción del registro estratigráfico y que tienen firmas geoquímicas distintas (Fig. 12A-D), con composiciones que van de andesita basáltica a andesita. La concentración de elementos traza compatibles e incompatibles en algunos casos se asemeja bastante, a pesar de la diferencia en SiO₂ y MgO (Figs. 12 C y D), mientras que en otros es claramente disímil incluso para rocas con la misma clasificación geoquímica, como en el caso del Ba, Rb y Sr (Tabla 2).

6. Discusión

6.1. Interpretación de los depósitos piroclásticos y diques de los conos de escoria

La asociación de litofacies presente en los edificios volcánicos principales de la zona de estudio (litofacies A, B, C y D) se ajusta a los modelos propuestos para conos de escoria formados a partir de erupciones estrombolianas en la Puna (Cabrera y Caffè, 2009; Caffè *et al.*, 2012) y en otras regiones del planeta (Vespermann y Schmincke, 2000; Valentine y Gregg, 2008). Se pueden así definir depósitos que se correlacionan con aquellos típicos

de sectores internos o externos de los edificios volcánicos, a saber:

6.1.1. Sectores externos de los edificios volcánicos

La granulometría gruesa, colores negros y rojizos, escaso soldamiento, abundancia de escoria y piroclastos gruesos de formas fluidales, ausencia de fragmentos accidentales y escasez de matriz fina en la litofacies A es una característica típica de los depósitos piroclásticos de las paredes de volcanes edificados durante erupciones estrombolianas. El ángulo de reposo de las bombas (~25°) sobre las laderas de los conos implica un emplazamiento esencialmente balístico (Valentine y Gregg, 2008), también típico de esta dinámica eruptiva. Como fenómeno acompañante, ya sea *a posteriori* o durante la caída de nuevo material, ocurrieron flujos granulares a lo largo de las laderas del volcán, cuyo resultado se refleja en la estratificación de capas y estratos lenticulares con gradación inversa en la litofacies A. La intercalación de depósitos con distinto tamaño de grano promedio indica una variación en la intensidad de los sucesivos pulsos eruptivos, que refleja mayor eficiencia de fragmentación mientras menor es la granulometría de los eyectos. Algunas bombas, particularmente las de formas globosas, no adquirieron la forma de huso o cinta típica de los demás eyectos estrombolianos: su mayor densidad, núcleos poco vesiculados, costras densas gruesas y marcado diaclasamiento prismático son características propias de fragmentos que se forman durante la disrupción de magmas más silíceos (Calder *et al.*, 2000; Hildreth *et al.*, 2003). Debido a que su composición petrográfica y geoquímica (Fig. 12A) es indistinguible de la de bombas fluidales, este tipo de fragmentos poco vesiculados indicarían que el magma bajo fragmentación era por momentos más viscoso que lo habitual. Houghton y Schmincke (1989) interpretaron este tipo de bombas densas como la eyección de magma desgasificado y frío acumulado en el conducto o pequeños lagos de lava del cráter, ejemplo que podría ajustarse al caso de El Toro. Este tipo de explosiones habrían sido esporádicas, desarrolladas durante episodios de reposo entre eventos eruptivos típicamente estrombolianos que involucraban un magma más rico en gases y/o más caliente.

Las intercalaciones locales y discontinuas de fragmentos con formas tabulares y aspecto lávico que son comunes entre las lapillitas de litofacies A

(Fig. 6D) se interpretan como grandes fragmentos piroclásticos con comportamiento dúctil que esporádicamente son lanzados al aire y emplazados junto a bombas y fragmentos de escoria. Los mismos son equivalentes de las bombas fluidales de mayor tamaño, las cuales se depositaron en estado menos dúctil por estar más frías al momento de su aterrizaje (mayor altura de eyección). Este tipo de fragmentos son más comunes en las facies internas de los edificios, que se discuten a continuación.

6.1.2. Sectores internos de los conos

Los depósitos de la litofacies B (Fig. 7) se interpretan como depósitos moderada a intensamente soldados, es decir, depósitos piroclásticos aglutinados de coalescencia variable ('agglutinated spatter') que no llegaron a fluir reomórficamente (Sumner, 1998; Sumner *et al.*, 2005). La generación de este tipo de depósitos puede correlacionarse con variaciones efímeras en el estilo de la columna eruptiva, que resultan en acumulaciones más cercanas al cráter que conservan mejor el calor y pueden aglutinarse (Valentine y Gregg, 2008; Cabrera y Caffè, 2009). El proceso implicaría un cambio de dinámica eruptiva desde un estilo estromboliano a uno de tipo transicional hawaiano (Parfitt, 2004), es decir, fontanas de baja altura y de distribución espacial restringida a las facies internas del edificio. Tal mecanismo explica bien las reducidas dimensiones de los depósitos, su carácter ocasional en la columna estratigráfica y la común transición observada hacia depósitos moderada a débilmente aglutinados. La litofacies B no fue reconocida en el centro eruptivo Campo Negro, ya sea porque fue eliminada durante la fuerte erosión que afecta a este edificio, o bien porque nunca se desarrolló. Tampoco se observó directamente en los centros Cono Toro 2 y Cono Toro 3, en estos casos porque la arquitectura interna no ha sido revelada más que parcialmente por la escasa disección de los volcanes. Sin embargo, en la base de los montículos y bloques piroclásticos acarreados por sus lavas (ver más abajo) se reconocen niveles muy aglutinados que permiten inferir que la litofacies B se desarrolló efectivamente en zonas internas de ambos edificios en alguna etapa de su historia eruptiva.

6.1.3. Depósitos de erupciones freatomagmáticas

Las tobas y lapillitas basales e intermedias (horizontes a-c) de la litofacies C (Fig. 9) tienen

características litológicas (presencia de fragmentos juveniles y accidentales del sustrato; bombas tipo coliflor, palagonitización de los vitroclastos), así como estructuras tractivas sin depositacionales que, en combinación con los discretos espesores de las capas, sus espesores lateralmente variables y sus acotadas dimensiones, permiten interpretarlas como depósitos de oleadas basales o 'base surges' generados a partir de erupciones freatomagmáticas (Sohn, 1996; Valentine y Fisher, 2000; Nèmeth y Martin, 2007). El resto del depósito representaría material de caída proveniente de la misma columna eruptiva que generó las oleadas, o de una columna efímera desarrollada inmediatamente a continuación de las erupciones freatomagmáticas, que gradó finalmente a un comportamiento de tipo estromboliano típico.

Los depósitos de oleadas basales aquí presentes se caracterizan por su pobreza en fragmentos accidentales. Es de remarcar que aunque sean escasos, su presencia establece una diferencia notoria con los depósitos de escoria predominantes en los conos de El Toro que, acorde a la dinámica eruptiva estromboliana a transicional hawaiana interpretada más arriba, nunca tienen fragmentos del encajante. Esto sugiere mayor energía en las erupciones de la litofacies C que habrían sido capaces de excavar y fragmentar parte del sustrato, lo cual es consistente con mecanismos freatomagmáticos más que puramente magmáticos. Si se acepta esta interpretación, la escasez de elementos accidentales también sugiere dos posibles escenarios: **a.** ya se había edificado parte del cono y parte del material aparentemente juvenil es reciclado de depósitos previos durante la erupción freatomagmática; **b.** la explosividad y capacidad de excavación de la erupción fue muy escasa, provocando la fragmentación casi exclusiva del magma y bastante más discretamente en el sustrato. En este último caso el depósito en conjunto representaría el inicio de la actividad volcánica en el centro Cono Toro 1, a partir de la interacción explosiva de agua con magma durante episodios de apertura de algún conducto del volcán (Vespermann y Schmincke, 2000; Martin y Nèmeth, 2006). Interpretamos que el último escenario sería el más adecuado, porque la escasez de agua de la región (condiciones que han imperado desde el Mioceno medio; Alonso *et al.*, 2006) haría poco probable el ingreso de la misma al sistema una vez que se estableciera un flujo de magma elevado en el conducto. La dominancia de fragmentos juveniles y bajos volúmenes de los

depósitos indica, a la vez, que la relación magma/agua estaba lejana a la ideal (Zimanowsky, 1998).

Una interpretación alternativa para la litofacies C sería la de un origen por retrabajo de depósitos piroclásticos en un medio fluvial. Sin embargo, hay tres elementos que hacen desestimar esta hipótesis. El primero de ellos es la presencia de bombas de tipo coliflor, que son características de fragmentación de magma máfico por su contacto directo con agua (Fisher y Schmincke, 1984; Belousov *et al.*, 2011). El segundo tiene que ver con el pasaje vertical gradual de las lapillitas y tobas de la litofacies C al depósito primario estromboliano (litofacies A), cuyos componentes tienen características muy semejantes a las de los fragmentos juveniles de la litofacies C, pero mayor granulometría. Dicho pasaje implicaría un simple aumento de la tasa de descarga de magma, suficiente para cambiar en breves instantes la razón magma/agua y por lo tanto la dinámica eruptiva del sistema, ahora gobernado por fragmentación magmática pura, durante una dinámica de estilo estromboliano. Un depósito fluvial, en cambio, difícilmente pudiera pasar transicionalmente a uno magmático sin que queden rastros del abrupto cambio del proceso. Por último, el limitado desarrollo lateral del depósito es más acorde con un proceso de emplazamiento a partir de oleadas discretas (corrientes de densidad piroclásticas localizadas a partir de explosiones dirigidas) que por un sistema fluvial altamente energético y extendido que movilizaría fragmentos de tamaño relativamente grande (ceniza gruesa a lapilli grueso).

6.1.4. Sistema de alimentación

Los diques de la Litofacies D se interpretan como cuerpos de lava intrusivos que rellenan el sistema de fracturas del volcán, algunos de los cuales oficiaron de conductos alimentadores de la erupción. En ciertos casos incluso alimentan pequeñas coladas de unas decenas de metros de longitud que aparentemente fluyeron hacia el interior del propio cono. En erupciones estrombolianas es común la alternancia y también la concomitancia de erupciones efusivas y explosivas, como está vastamente documentado en otros sistemas monogenéticos recientes y antiguos (Luhr y Simkin, 1993; Valentine *et al.*, 2007; Valentine y Gregg, 2008; Riggs y Duffield, 2008; Cabrera y Caffè, 2009). Esta coetaneidad de estilos es frecuentemente atribuida a variaciones en la forma de desgasificación del mismo magma dentro

del complejo sistema alimentador que existe bajo y dentro de los conos (Valentine y Keating, 2007; Maro y Caffè, 2012).

6.2. Interpretación del emplazamiento del campo de lavas

6.2.1. Lavas efusivas

Las litofacies lávicas L1 y L2 se interpretan como coladas generadas por la directa efusión de magma en superficie, ya que son homogéneas tanto macro como microscópicamente, es decir, no exhiben rasgos que sugieran un origen fragmentario previo (*e.g.*, cristales rotos, fragmentos de 'spatter', fragmentos líticos, Sumner, 1998; Riggs y Duffield, 2008). No obstante, la descarga de la mayor parte de las coladas habría ocurrido en concomitancia con erupciones piroclásticas de tipo estromboliano. Una excepción a esta regla ocurre en Campo Negro (ver más abajo).

La litofacies L2 es la más extendida de todas. En general, se trata de lavas mayormente olivínicas, macizas, con pasajes graduales o discontinuos a dominios foliados vertical u horizontalmente (Fig. 10A). Se interpreta que esta característica representa variaciones en el modo interno de flujo, desarrollando localmente foliaciones que luego son aprovechadas por diaclasamiento a favor de los distintos filetes de flujo (McPhie *et al.*, 1993). En el Cono Toro 3, se reconocieron dos coladas de esta misma litofacies, separadas por una brecha monomítica mineralógica y texturalmente idénticos a la colada. En función de sus características litológicas (Tabla 1), se interpreta a esta última como una autobrecha del techo del flujo inferior. Los cortes transversales donde se pueden ver flujos apilados como este no son muy frecuentes. Sin embargo, aún sin poder asegurarlo a raíz de la fuerte erosión superficial que sufrieron las coladas, sería bastante probable que los flujos debieran en su mayoría haber presentado un caparazón autobrechizado semejante a las de las coladas del Cono 3, emplazándose por lo tanto como lavas en bloque o Aa.

Las lavas de la litofacies L2 que afloran al sur de El Toro (Fig. 2) se encuentran próximas a las coladas más australes del Cono Toro 2, asignadas a la misma litofacies. Si bien estas últimas se desplazaron de norte a sur, interpretamos que no pertenecen a la misma unidad, debido a que la verticalización de la foliación de flujo del frente de colada en las lavas ubicadas más al sur sugiere un sentido de flujo de sur a norte. Otra característica distintiva es que los

fenocristales de olivino son siempre más grandes que en las coladas de Cono Toro 2, y no están acompañados por microfenocristales de ortopiroxeno, como es típico de aquel conjunto de lavas. Por último, presentan elevado grado de alteración (oxidación) y una notable abundancia de xenocristales de cuarzo respecto al resto de las lavas estudiadas. Todas estas características sugieren que las lavas ubicadas al sur de El Toro fueron emitidas por algún pequeño centro eruptivo independiente no identificado hasta el momento, aunque tampoco se descarta su emisión a favor de alguna estructura fisural.

En todos los centros eruptivos se observaron fenómenos de apilamientos de sucesivos flujos de lavas o 'stacking', que es la forma más común en que crecen y se expanden algunos campos de lava vinculados a volcanes monogenéticos (Valentine *et al.*, 2006).

6.2.2. Lavas clastogénicas o desenraizadas

Las características de las lavas de las litofacies L3 y L4, con desarrollo de bandas discontinuas y 'fiamme' muy estirados (Figs. 10C y 8E), semejantes a los observados en los depósitos piroclásticos más aglutinados de la litofacies B, sugieren un origen clástico más que efusivo. Interpretamos que se trata de lavas clastogénicas formadas por fontanas de corta duración y espacialmente localizadas, cuyos productos coalescieron casi en su totalidad (ver Sumner, 1998; Sumner *et al.*, 2005; Valentine y Gregg, 2008). A diferencia de los piroclastos fuertemente soldados del interior del cono, estos últimos tuvieron cierta capacidad de fluir reomórficamente.

La intercalación de depósitos piroclásticos aglutinados y lavas clastogénicas del Cono Toro 1, al sur de la Quebrada El Toro (Fig. 3A), representa un ejemplo particular. Por su posición geográfica, apartada de los conductos inferidos como principales (facies internas del cono), estos debieron formarse a partir de fontanas de lava oblicuas semejantes a las de la erupción de 1986 del volcán Izu-Oshima en Japón (Sumner, 1998). La oblicuidad de la fontana minimiza el tiempo de enfriamiento de los piroclastos, favoreciendo el aglutinamiento y coalescencia de los depósitos incluso hasta su fluencia reomórfica (Sumner, 1998), lo que podría explicar el mayor grado de soldamiento general de los productos piroclásticos en este sector marginal del cono. Así, el tamaño original del edificio debe haber sido mayor al observado actualmente, a la vez que su forma

debe haber sido asimétrica. Probablemente, en los momentos donde la tasa de descarga descendió, los fragmentos pudieron enfriarse lo suficiente como para generar los depósitos de la litofacies A que se intercalan con las lavas en ese sector y que son más típicos de depósitos estrombolianos.

6.2.3. Formación de los bloques y montículos piroclásticos

La semejanza litológica de los bloques y montículos piroclásticos con las litofacies dominantes de los conos de escorias, su yacencia en el tope de las lavas, así como la presencia de estructuras espinosas foliadas con forma de flor, alimentadas desde la misma colada subyacente (estructuras de compresión y extrusión o 'squeeze up') permiten interpretarlos como 'rafts' piroclásticos (Holm, 1987), es decir, fragmentos del cono que son movilizadas en el tope de las coladas de lava. Los 'rafts' se forman durante descargas vigorosas de lava desde la base del edificio en crecimiento en dirección de la máxima pendiente. Esto causa el desmembramiento y arrastre de porciones del cono que resulta en la modificación severa de la morfología del volcán, como por ejemplo el desarrollo de apertillamientos en forma de herradura (Sumner, 1998; Valentine y Gregg, 2008; Riggs y Duffield, 2008; Németh *et al.*, 2011). La interpretación correcta del origen de los montículos piroclásticos por un proceso de 'rafting' es importante, ya que usualmente los de mayor tamaño (>10 m de diámetro) suelen ser confundidos con remanentes *in situ* de centros eruptivos erosionados. Esto podría inducir a la errónea interpretación de un carácter policíclico de un campo volcánico máfico a partir de la identificación de puntos de emisión volcánica inexistentes (*e.g.*, Vaniman y Crowe, 1981; Bradshaw y Smith, 1994).

Los depósitos lapillíticos brechosos soldados que se encuentran en la base de los montículos y bloques piroclásticos (Fig. 11A) se interpretan como piroclastos aglutinados con grados variables de coalescencia, semejantes a los de la litofacies B. Tanto estos depósitos como las lavas clastogénicas de la litofacies L3 que aparecen por ejemplo en la base del Cono Toro 1, habrían sido cruciales en el proceso de 'rafting' y destrucción de los conos de los volcanes monogenéticos de El Toro. La hipótesis que se propone es que los horizontes altamente soldados y dúctiles actuaron como zonas de debilidad preferenciales por donde los edificios colapsaron

gravitacionalmente durante la efusión de lavas, que eran descargadas desde bocas o salidas ubicadas en su base. Esto, además, es consistente con la idea de concomitancia entre erupciones efusivas y piroclásticas, ya que implica que al momento en que se produjo la salida tranquila de la lava los niveles piroclásticos aglutinados por donde finalmente cedió el edificio aún estaban muy calientes y dúctiles.

6.3. Modelo eruptivo

La posición estratigráfica de los productos de los centros eruptivos máficos de la región de El Toro, que acota su edad relativa al lapso Mioceno Superior-Plioceno, como también la composición química y petrográfica más o menos semejante, sugieren una posible relación genética entre ellos. Sin embargo, hasta conocer las edades absolutas no se podrá establecer un orden temporal exacto entre los diferentes eventos eruptivos, ni comprobar la consanguineidad de los magmas involucrados en la erupción de estos volcanes. Por otro lado, la ausencia de hiatos entre los depósitos de cada volcán en particular, como por ejemplo intercalación con depósitos volcánoclasticos, paleosuelos o sedimentitas, permite inferir que los mismos tuvieron una historia relativamente breve, lo que, junto a las características litológicas de los depósitos piroclásticos y rocas lávicas, hace posible clasificarlos como volcanes monogenéticos (Walker, 2000).

La historia eruptiva del Cono Toro 1 probablemente sea la mejor registrada y es representativa de la complejidad volcánológica de estos sistemas aparentemente sencillos. Comprende cinco estadios o fases eruptivas y posteruptivas que se habrían sucedido prácticamente en continuidad (sin interrupciones) para los cuatro primeros casos:

6.3.1. Estadio 1 (Fig. 13A)

Erupciones freatomagmáticas de apertura que generaron los depósitos de caída y oleadas basales de la litofacies C, que se depositaron directamente sobre los depósitos terciarios. Los mismos no se observaron al norte de la quebrada El Toro (Fig. 3A), donde la pobre exposición de la base de la columna impide saber si fueron depositados también allí. La paleotopografía debió encontrarse levemente inclinada hacia el WNW, ya que es la dirección en la que luego se produjo el brechamiento del cono de escorias y el flujo de la colada de mayor dimensión.

6.3.2. Estadio 2 (Fig. 13B)

Inicio de la actividad típicamente estromboliana (litofacies A y D) y de la edificación del cono de escorias (Fig. 13B-1). La erupción habría alternado brevemente con un estilo transicional hawaiano por aumento en la velocidad de ascenso del magma (Parfitt, 2004), causando la erupción de fontanas de pequeña altura que generaron los depósitos piroclásticos aglutinados (litofacies B) intercalados con los escoriáceos de la litofacies A (Fig. 13B-2). De forma concomitante a la construcción del cono, se produjo la efusión de pequeñas coladas que fluyeron hacia el interior del cráter, movilizadas gravitacionalmente. La columna eruptiva tuvo, por momentos acotados, una componente oblicua que depositó al sur de la quebrada El Toro (Fig. 3A) tanto el material piroclástico no soldado (actividad estromboliana) como los depósitos aglutinados y lavas clastogénicas (durante erupciones transicionales hawaianas) que fluyeron hacia el sur, sobre la ladera del propio cono de escorias (Fig. 13B-2). El desarrollo de una columna eruptiva oblicua habría generado una distribución algo asimétrica de los depósitos ahora erosionados y disectados por el río, con cobertura areal mayor hacia el sur de la quebrada El Toro, y mayor espesor de los depósitos hacia el norte, donde se localizaba el conducto principal.

6.3.3. Estadio 3 (Fig. 13C)

En una etapa posterior habría continuado la construcción del edificio volcánico estromboliano a medida que, concomitantemente, se producía la efusión de la colada de lava de mayor dimensión que fluyó hacia el sur, oeste y noreste del cono de escorias. La salida de lava rompió al edificio en su base occidental, fluyendo en dirección de la máxima pendiente, para ese entonces levemente inclinada al WNW. Esto produjo el colapso parcial del cono, evidenciado por la cicatriz con forma de herradura que lo afecta y por los montículos y bloques piroclásticos resultantes de tal colapso y que fueron hallados tanto al norte como sur de la quebrada El Toro. Si bien se infiere una suave pendiente preeruptiva hacia el WNW, el terreno tuvo que ser casi horizontal, debido a la forma de abanico de la colada. Entre los fragmentos de cono arrastrados por la lava se produjeron protrusiones con forma de flor, alimentadas desde las coladas subyacentes por efecto de los esfuerzos compresivos y de arrastre ('squeeze up') que ejercían los primeros en la superficie del flujo. Brevemente

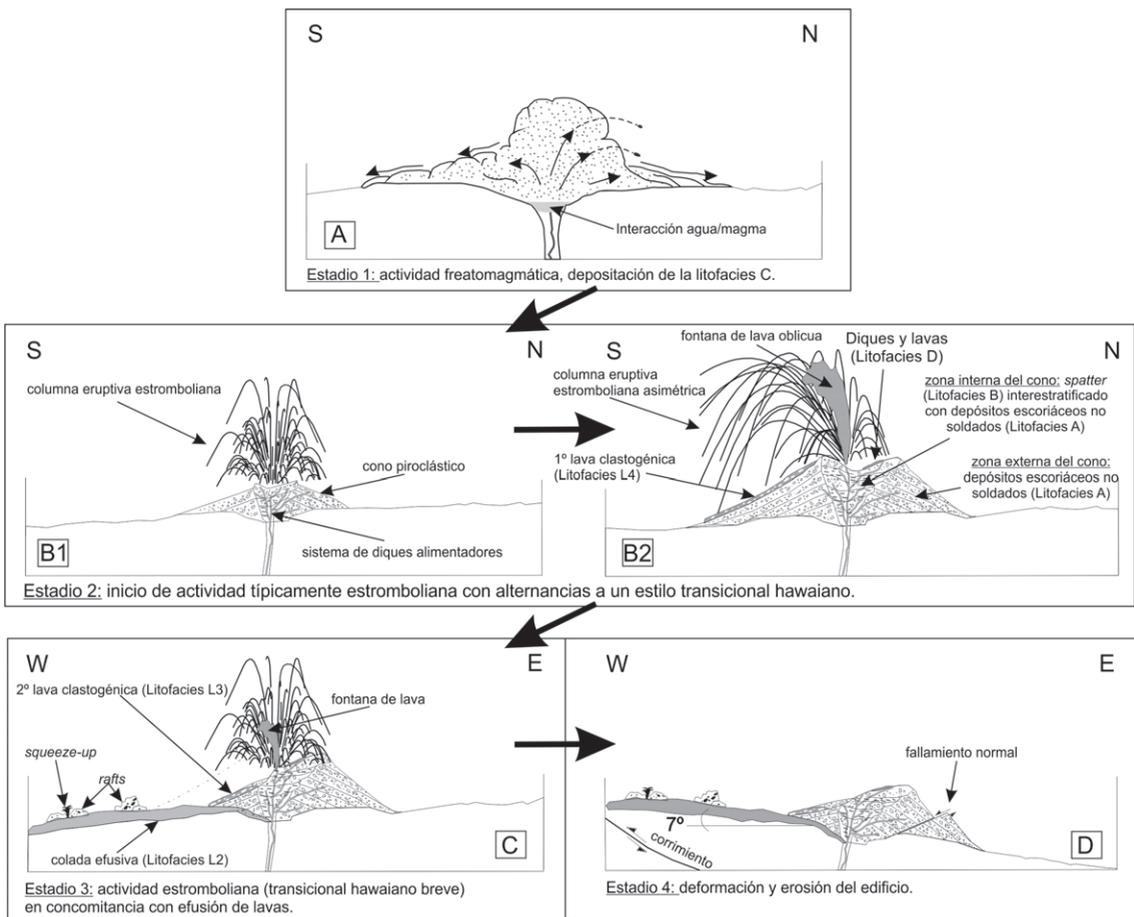


FIG. 13. Historia eruptiva del centro volcánico Cono Toro 1. **A.** Estadio 1 de apertura; **B1-2.** Estadio 2 estromboliano a transicional hawaiano; **C.** Estadio 3 estromboliano, con efusiones de lava concomitantes; **D.** Estadios 4 y 5, sin- a pos eruptivos, de deformación y erosión del edificio.

y de forma localizada se produjeron cambios hacia un estilo eruptivo transicional hawaiano, que resultó en pequeñas fontanas de lava que generaron algunas coladas clastogénicas de dimensiones reducidas (litofacies L3). Estas también intruyen a fragmentos del cono, generando diques por compresiones de tipo ‘squeeze up’.

6.3.4. Estadio 4 (Fig. 13D)

Durante esta etapa se produjo la fracturación del edificio por fallas normales (Fig. 5) que podrían ser tanto sin- como pos eruptivas, sin existir elementos suficientes para probar una u otra situación. De cualquier manera, estas fallas representarían la situación de relajación y colapso de edificios volcánicos monogenéticos que son comunes durante

los episodios póstumos de la erupción (Hintz y Valentine, 2012).

6.3.5. Estadio 5 (Fig. 13D)

Finalmente, el centro eruptivo fue afectado por deformación tectónica compresiva causada por el corrimiento submeridiano ubicado inmediatamente al oeste del volcán (Fig. 3A). Durante este episodio, se produjo la inversión de la suave pendiente original WNW a $\sim 7^\circ$ al E. La escasa preservación del frente de flujo original en el límite occidental de la colada mayor y de rasgos de flujo [albardones y canales; grietas o ‘crevasses’ y altos compresionales (‘compressional ridges’)] en el sector de la lava que se dirigió hacia el norte, sugieren una intensa erosión de la colada. Además, la erosión fluvial se canalizó

a lo largo de la quebrada El Toro disectando a los depósitos del centro eruptivo.

Los volcanes Cono Toro 2 y 3 tuvieron historias mucho más simples que el Cono Toro 1, aunque se formaron por procesos semejantes, es decir, a partir de erupciones predominantemente estrombolianas alternantes con breves eventos de fontanas. Estos últimos generaron los depósitos soldados y aglutinados hallados en la base de algunos bloques y montículos piroclásticos acarreados por las lavas, a su vez resultantes del colapso y desmembramiento del cono de escorias. Dicho colapso, provocado por la salida de los flujos de lava desde la base, habría estado favorecido fundamentalmente por el debilitamiento del volcán a partir de la ductilidad de los depósitos más aglutinados del cono.

El centro eruptivo Campo Negro, por su parte, muestra algunas diferencias. En este último se identificaron al menos cuatro flujos de lava que cubren la mayor parte de la superficie del centro eruptivo (Fig. 3D). Las mismas fluyen desde un reducido remanente de cono de escorias ubicado en la región occidental. La dirección predominante de las coladas fue hacia el este y experimentó variaciones de rumbo hacia el sur o norte dependiendo de la colada que se trate (Tabla 1), aunque no es posible definir la secuencialidad completa de eventos, puesto que no hay relación de contacto entre la colada austral y las lavas del norte (Fig. 3D). Si bien el cono está muy erosionado, es clara la alta relación de volumen de lavas frente al de piroclastos. La historia eruptiva probablemente comenzó con una breve etapa estromboliana donde se edifica el cono de escorias, para continuar exclusivamente con efusiones de lavas por un tiempo más prolongado, una vez que el sistema se encontraba más desgasificado. Una evidencia de ello es la ausencia de montículos piroclásticos sobre las lavas, los cuales son comunes cuando hay simultaneidad de los dos tipos de actividad eruptiva mencionados (Valentine y Gregg, 2008).

6.4. Interpretación de las características geoquímicas y petrográficas

Las características petrográficas y geoquímicas observadas en las rocas de El Toro (Figs. 8 y 12) son semejantes a las de otros centros monogenéticos de Puna norte. Sus composiciones son andesítico basálticas y andesíticas pertenecientes a la serie calcoalcalina rica en K_2O y los ensambles minera-

lógicos presentes son anhídros, libres de plagioclasa y dominados por olivino y piroxenos. En El Toro también aparece anfíbol en muy bajas proporciones (e.g., Cono Toro 1), pero en Campo Negro es abundante, lo cual probablemente se correlaciona con la temperatura preeruptiva del magma (ver más abajo).

Las concentraciones de elementos traza muestran claras tendencias de arco, con anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti (Fig. 12F). Las relaciones entre elementos móviles de gran radio iónico e inmóviles de alto potencial iónico (e.g., Ba/Nb, Fig. 12E) sugieren tendencias transicionales entre las andesitas del arco frontal y rocas básicas e intermedias con firmas de intraplaca en este segmento del retroarco de los Andes centrales (Las Burras). Estas características son consistentes con una posición de retroarco muy cercana al arco para el magmatismo de El Toro hacia el Mioceno tardío-Plioceno temprano, coincidentemente a lo propuesto por otros autores (Coira *et al.*, 1993; Kay y Coira, 2009; Kay *et al.*, 2010) para el volcanismo desarrollado en ese lapso en la porción más occidental de la Puna norte.

Un rasgo del magmatismo de El Toro que se repite en otros campos volcánicos máficos, por ejemplo en Cerro Morado (Cabrera y Caffè, 2009), es la existencia de rocas con composición geoquímica semejante, pero diferencias marcadas en cuanto al ensamble mineralógico cristalizado. En El Toro, las andesitas de Cono Toro 2 y Campo Negro, que son químicamente muy parecidas, presentan asociaciones minerales contrastadas, consistentes en ~10% de cristales de olivino±ortopiroxeno esquelético en el primer caso y ~30% de cristales bien formados de plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno, ortopiroxeno, biotita y óxidos de Fe-Ti, en el segundo (Tabla 1). Esta aparente dicotomía entre proporción y tipo de fases minerales saturadas y la composición geoquímica puede explicarse a partir de condiciones de cristalización diferentes durante la evolución de dos pulsos magmáticos andesíticos hidratados de composición similar. Una comparación con resultados experimentales de cristalización de líquidos basálticos y andesíticos saturados en H_2O (Blatter y Carmichael, 1998; Barclay y Carmichael, 2004), geoquímicamente semejantes a los de El Toro, sugieren que los diferentes ensambles minerales, texturas y proporciones cristalizadas pueden explicarse por cristalización a alta temperatura ($\geq 1.000^\circ C$) en Cono Toro 2 y a menor temperatura (y probablemente menor presión) en Campo Negro. De esta forma, el

magma que erupció en Campo Negro habría pasado por una etapa de estancamiento y enfriamiento importante en la corteza superior, mientras que el de Cono Toro 2 habría sido transportado rápidamente a la superficie desde un reservorio profundo. Esto último queda reflejado en la mineralogía simple de alta temperatura (Barclay y Carmichael, 2004) y texturas esqueléticas dominantes (Huppert y Sparks, 1985) en las lavas de dicho centro emisor. La existencia de una cámara magmática relativamente superficial en Campo Negro es, por su parte, consistente con la ausencia de olivino, la aparición del anfíbol y la plagioclasa y la mayor proporción de cristales (Barclay y Carmichael, 2004). Así también, la cámara magmática inferida es coherente con la presencia de enclaves máficos basálticos en relación de ‘mingling’ (e.g., Murphy *et al.*, 2000; Coombs *et al.*, 2002) con el magma andesítico más abundante, que alimentó las coladas de lava de Campo Negro.

Por su parte, el Cono Toro 1 se caracteriza por un registro geoquímico heterogéneo, con intercalación de rocas con concentraciones muy disímiles de óxidos mayoritarios (abarcando un rango de variación SiO_2 de $\geq 5\%$ y de $\text{MgO} \geq 2,5\%$), así como de los elementos traza (Figs. 12A-D y Tabla 2). Esta característica permite especular que en un mismo volcán monogenético hicieron erupción casi simultáneamente alicuotas de magmas con diferente grado evolutivo o procedentes de diferentes fuentes en profundidad. Develar el mecanismo petrológico que causó tal fenómeno está fuera del alcance de los objetivos de este trabajo. Sin embargo, la presencia de tal característica en uno de los volcanes de El Toro confirma que la erupción de pulsos magmáticos de composiciones diferentes ha sido un fenómeno frecuente en sistemas volcánicos monogenéticos de bajo volumen en Puna norte, como ya fuera sugerido para otros sistemas volcánicos semejantes en la región (Cabrera y Caffè, 2009; Maro y Caffè, 2012). Esta interpretación cobra mayor importancia cuando se considera que dicho fenómeno ha sido también reconocido en otras provincias geológicas del planeta donde la actividad reciente de centros volcánicos monogenéticos es muy frecuente (Nèmeth *et al.*, 2003; Brenna *et al.*, 2010; Boyce *et al.*, 2012).

7. Conclusiones

Las rocas volcánicas máficas de El Toro, Puna norte de Argentina ($23^{\circ}05'S$ - $66^{\circ}42'W$) fueron erup-

tadas entre el Mioceno Superior-Plioceno por un grupo de al menos cuatro volcanes monogenéticos de corta vida y pequeño volumen. Luego de una etapa de apertura, que en uno de los casos probablemente incluyó erupciones freatomagmáticas, se edificaron los principales aparatos volcánicos de la zona durante eventos predominantemente estrombolianos. Algunos de los centros verificaron episodios relativamente cortos de actividad de tipo transicional hawaiana, que derivaron en fontanas localizadas y de pequeño tamaño y que ocasionalmente se desarrollaron con oblicuidad. Los conos de escoria y campos de lava asociados a estos centros eruptivos responden al modelo de facies general de conos estrombolianos (Vespermann y Schmincke, 2000), coincidentemente con los productos de otros centros monogenéticos de la región puneña (e.g., Cerro Morado, Jama). En El Toro es particularmente evidente que los volcanes experimentaron frecuentes períodos donde la descarga de magma fue simultáneamente explosiva y efusiva. Este fue un proceso dinámico, en el que la construcción de los conos por acumulación de piroclastos fue balanceada por la destrucción de los edificios a partir del colapso parcial de los mismos por la vigorosa efusión de lavas desde sus bases. Este último proceso pudo haber sido favorecido por la debilidad de ciertas porciones del aparato (probablemente las facies más internas) que estaban demasiado calientes y dúctiles como para sostener los esfuerzos distensivos causados por la salida de lavas. Como resultado, una importante proporción de depósitos piroclásticos yace sobre las mismas lavas a manera de bloques y montículos piroclásticos (‘rafts’) y algunos de los edificios adquirieron forma de herradura.

Las rocas estudiadas en los distintos centros se clasifican como basaltos, andesitas basálticas y andesitas calcoalcalinas altas en K. Solo uno de los centros eruptivos (Campo Negro) cristalizó un ensamble típicamente andesítico (dos piroxenos, anfíbol, plagioclasa, biotita y óxidos de Fe-Ti). El resto de las rocas, algunas geoquímicamente indistinguibles de las anteriores, son predominantemente olivínicas, con solo menores proporciones de piroxenos y anfíboles y ausencia de plagioclasa, lo que sugiere diferencias en la temperatura y grado de cristalización de magmas hidratados que eran esencialmente semejantes. En otros casos, dos magmas de composición diferente fueron erupcionados casi en simultaneidad desde el mismo centro volcánico. Más allá de las implicancias genéticas que estos hechos puedan tener y que están

aún por resolverse, queda claro que las características químicas y petrográficas de las rocas de El Toro demuestran el carácter polimagmático complejo que tienen algunos volcanes monogenéticos. Esto refuerza la necesidad de realizar estudios muy detallados de sus productos a la hora de tipificarlos desde el punto de vista petrológico.

Agradecimientos

Agradecemos a R. Liquín (CONICET), P. Flores y P. Cachizumba (Universidad Nacional de Jujuy, Argentina) por su ayuda con la elaboración de cortes delgados y análisis químicos en el Instituto de Geología y Minería. A Y. Peralta (CIT CONICET-UNJu), G. Maro (CIT CONICET-UNJu) y R. Seggiaro (Universidad Nacional de Salta, Argentina), por las provechosas discusiones acerca de la geología y volcanismo monogenético de la región. Agradecemos a E. Baldo y J. Murra de la Cátedra de Geología General de la Universidad Nacional de Córdoba, donde se desarrollaron varias de las tareas incluidas en este trabajo. A I. Petrinovic (CICTERRA-CONICET) por la lectura crítica de una versión previa del manuscrito, así como a las sugerencias realizadas por los árbitros de la revista, B. Coira, Á. Castruccio y un árbitro anónimo, que han mejorado sustancialmente la calidad del trabajo. El financiamiento de los trabajos de campo y laboratorio fue cubierto con los subsidios SeCTER-UNJu 08/E028 y 08/E034 y PIP-CONICET 2010-2012 N°204. Finalmente, queremos agradecer a los pobladores y autoridades de la Comunidad de El Toro, especialmente a F. Tinte y A. Caicone, por el invaluable apoyo logístico prestado durante la ejecución de las campañas.

Referencias

- Allmendinger, R.W.; Jordan, T.E.; Kay, S.M.; Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: 139-174.
- Alonso, R.N. 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. Tesis doctoral (Inédita), Universidad Nacional de Salta: 196 p.
- Alonso, R.N.; Jordan, T.E.; Tabbut, K.T.; Vandervoort, D.S. 1991. Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology* 19: 401-404.
- Alonso, R.N.; Bookhagen, B.; Carrapa, B.; Coutand, I.; Haschke, M.; Hilley, G.E.; Schoenbohm, L.; Sobel, E.R.; Strecker, M.R.; Trauch, M.H.; Villanueva, A. 2006. Tectonics, climate, and landscape evolution of the southern central Andes: The Argentine Puna Plateau and adjacent regions between 22 and 30°S. *In* The Andes, Active Subduction Orogeny, *Frontiers in Earth Sciences* (Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, P.; Götze, H-J.; Ramos, V.; Strecker, M.R.; Wigger, P.; editores). *Frontiers in Earth Sciences*: 265-283. New York.
- Aquater, A. 1979. Estudio del potencial geotérmico de la Provincia de Jujuy, República Argentina. Secretaría de Estado de Minería, Contrato Saipen Argentina S.A. Gobierno de Jujuy: 129 p.
- Barclay, J.; Carmichael, I.S.E. 2004. A Hornblende Basalt from Western Mexico: Water-saturated Phase Relations Constrain a Pressure-Temperature Window of Eruptibility. *Journal of Petrology* 45 (3): 485-506.
- Belousov, A.; Behncke, B.; Belousova, M. 2011. Generation of pyroclastic flows by explosive interaction of lava flows with ice/water-saturated substrate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 202: 60-72.
- Blatter, D.L.; Carmichael, I.S.E. 1998. Plagioclase-free andesites from Zitacuaro (Michoacan), Mexico: petrology and experimental constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 121-138.
- Boyce, J.; Nicholls, I.; Keays, R.; Hayman, P. 2012. The multiple magma batches of Mt. Rouse, Newer Volcanics Province, Victoria, Australia. *In* International Maar Conference (IAVCEI), No. 4, Abstract Volume: 13-14. Auckland.
- Bradshaw, T.K.; Smith, E.I. 1994. Polygenetic Quaternary Volcanism at Crater Flat, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63: 165-182.
- Brenna, M.; Cronin, S.J.; Smith, I.A.M.; Sohn, Y-K.; Nemeth, K. 2010. Mechanisms driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160: 931-950.
- Brigatti, M.F. 1982. Hisingerite: a review of its crystal chemistry. *In* International Clay Conference, No. 7: 97-110. Italy.
- Bull, K.F.; McPhie, J. 2007. Fiamme textures in volcanic successions: Flaming issues of definition and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 164 (4): 205-216.
- Cabrera, A.P.; Caffè, P.J. 2009. The Cerro Morado Andesites: Volcanic history and eruptive styles of a mafic volcanic field from northern Puna, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 113-131.
- Caffè, P.J.; Trumbull, R.B.; Coira, B.L.; Romer, R.L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis

- and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology* 43 (5): 907-942.
- Caffè, P.J.; Soler, M.M.; Coira, B.; Cabrera, A.P.; Flores, P.I. 2007. Estratigrafía y centros eruptivos de la región de Pairique, Puna Jujefía. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 242-256.
- Caffè, P.J.; Maro, G.; Presta, J.F.; Flores, P.I.; Peralta, Y. 2012. Neogene monogenetic volcanoes from the northern Puna of Argentina, Central Andean Plateau. *In International Maar Conference (IAVCEI), No. 4, Abstract Volume: 19-20. Auckland.*
- Calder, E.S.; Sparks, R.S.J.; Gardeweg, M.C. 2000. Erosion, transport and segregation of pumice and lithic clasts in pyroclastic flows inferred from ignimbrite at Lascar Volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 104 (1-4): 201-235.
- Chmielowski, J.; Zandt, G.; Haberland, C. 1999. The Central Andean Altiplano-Puna Magma Body. *Geophysical Research Letters* 26: 783-786.
- Cladouhos, T.T.; Allmendinger, R.W.; Coira, B.; Farrar, E. 1994. Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the Northern Puna, Northwestern Argentina and Southwestern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences* 7 (2): 209-228.
- Coira, B.; Kay, S.M.; Viramonte, J.G. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry. *In International Geology Review* 35: 677-720.
- Coira, B.; Caffè, P.J.; Ramírez, A.; Chayle, W.; Díaz, A.; Rosas, S.A.; Pérez, A.; Pérez, E.M.B.; Orosco, O.; Martínez, M. 2004. Hoja Geológica 2366-I Mina Pirquitas (1:250.000). SEGEMAR, Secretaría de Minería de la Nación, Boletín 269: 1-123.
- Coombs, M.L.; Eichelberger, J.C.; Rutherford, M.J. 2002. Experimental and textural constraints on mafic enclave formation in volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119: 125-144.
- Davidson, J.P.; de Silva, S.L. 1995. Late cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 119: 387-408.
- De Silva, S.L. 1989. The Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology* 17: 1102-1106.
- Drew, S.T.; Ducea, M.N.; Schoenbolhm, L.M. 2009. Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere* 1: 305-318.
- Erlund, E.J.; Cashman, K.V.; Wallace, P.J.; Pioli, L.; Rosi, M.; Johnson, E.; Granados, H.D. 2009. Compositional evolution of magma from Parícutin volcano, Mexico: the tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197: 167-187.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag: 472 p. Berlin.
- Gottsmann, J.; Dingwell, D. 2002. The thermal history of a spatter-fed lava flow: The 8-ka pantellerite flow on Mayor Island, New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 64: 410-422.
- Hildreth, W.; Fierstein, J.; Lanphere, M.; 2003. Eruptive history and geochronology of the Mount Washington. *Geological Society of America Bulletin* 115 (6): 729-764.
- Hintz, A.R.; Valentine, G.A. 2012. Complex plumbing of monogenetic scoria cones: New insights from the Lunar Crater Volcanic Field (Nevada, USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 239-240: 19-32.
- Holm, R.F. 1987. Significance of agglutinate mounds on lava flows associated with monogenetic cones: An example at Sunset Crater, northern Arizona. *Geological Society of America Bulletin* 99: 319-324.
- Houghton, B.F.; Schmincke, H.U. 1989. Rothenberg scoria cone, East Eifel: a complex strombolian and phreatomagmatic volcano. *Bulletin of Volcanology* 52 (1): 28-48.
- Huppert, H.E.; Sparks, R.S.J. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 74: 371-386.
- Kay, S.M.; Coira, B. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *In Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Dickinson, W.R.; editores). *Geological Society of America Memoir* 204: 229-259.
- Kay, S.M.; Coira, B.; Viramonte, J. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99 (B12): 24323-24339.
- Kay, S.M.; Coira, B.L.; Caffè, P.J.; Chen, C.H. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of the Neogene Puna plateau ignimbrites of the Central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198 (1-2): 81-111.
- Kretz, R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Kélller, J.; Lamiere, J.; Le Bas, L.J.; Sabine, P.A.; Schmier, R.; Sorensen, H.; Streckisen, A.; Wooley, A.R.; Zanet-

- tin, B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications: 193 p. London.
- Luhr, J.F.; Simkin, T. 1993. Parícutin, the volcano born in a Mexican cornfield. Geoscience Press: 427 p. Phoenix.
- Maro, G.; Caffè, P.J. 2012. Volcanismo máfico terciario de la Puna jujeña, los Cerros Negros de Jama. *In* Aportes al Magmatismo y Metalogénesis Asociada de la República Argentina I (López, J.P.; Grosse, P.; Bellos, L.I.; Báez, M.A.; Fogliata, A.S.; Sardi, F.G.; editores). Serie Correlación Geológica 28 (1): 51-72.
- Martin, U.; Nemeth, K. 2006. How Strombolian is a 'Strombolian' scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco (México) and Al Haruj (Libya). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155: 104-118.
- Mattioli, M.; Renzulli, A.; Menna, M.; Holm, P.M. 2006. Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe region): Evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 87-105.
- Mazzuoli, R.; Vezzoli, L.; Omarini, R.; Acocella, V.; Gioncada, A.; Matteini, M.; Dini, A.; Guillou, H.; Hauser, N.; Uttini, A.; Scaillet, S. 2008. Miocene magmatism and tectonics of the easternmost sector of the Calama-Olapato-El Toro fault system in Central Andes at ~24°S: Insights into the evolution of the Eastern Cordillera. *Geological Society of America, Bulletin* 120: 1493-1517.
- McDonough, W.F.; Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- McGlashan, N.; Brown, L.D.; Kay, S.M. 2008. Crustal thicknesses in the Central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors. *Geophysics Journal International* 175: 1013-1022.
- McPhie, J.; Doyle, M.; Allen, R. 1993. *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Tasmanian Government Printing Office: 196 p. Tasmania.
- Murphy, M.D.; Sparks, R.S.J.; Barclay, J.; Carroll, M.R.; Brewer, T.S. 2000. Remobilization of andesite magma by intrusion of mafic magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Petrology* 41: 21-42.
- Nemeth, K.; Martin, U. 2007. *Practical Volcanology. Lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies.* Geological Institute of Hungary: 220 p. Budapest.
- Nemeth, K.; White, J.D.L.; Reay, A.; Martin, U. 2003. Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society of London* 160: 523-530.
- Nemeth, K.; Rizzo, C.; Nullo, F.; Kereszturi, G. 2011. The role of collapsing and cone rafting on eruption style changes and final cone morphology: Los Morados scoria cone, Mendoza, Argentina. *Central European Journal Geosciences* 1 (2): 102-118.
- Parfitt, E.A. 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134 (1-2): 77-107.
- Patrick, M.R.; Harris, A.J.L.; Ripepe, M.; Dehn, J.; Rothery, D.A.; Calvari, S. 2007. Strombolian explosive styles and source conditions: insights from thermal (FLIR) video. *Bulletin of Volcanology* 69: 769-784.
- Peccerillo, R.; Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Petrinovic, I.A.; Riller, U.; Brod, J.A.; Alvarado, G.; Arnosio, M. 2006. Bimodal volcanism in a tectonic transfer zone: Evidence for a tectonically controlled magmatism in the Southern Andes, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152: 240-252.
- Presta, J.F. 2011. *Volcanismo Máfico de la Región de El Toro (23°05'S-66°42'O), Puna Jujeña.* Tesis de Grado (Inédito), Universidad Nacional de Córdoba: 317 p.
- Redwood, S.D.; Rice, C.M. 1997. Petrogenesis of Miocene basic shoshonitic lavas in the Bolivian Andes and implications for hydrothermal gold, silver and tin deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 10: 203-221.
- Riggs, N.R.; Duffield, W.A. 2008. Record of complex scoria cone eruptive activity at Red Mountain, Arizona, USA, and implications for monogenetic mafic volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178: 763-776.
- Schwab, K. 1973. Die stratigraphie in der umgebung des Salar de Cauchari (NO Argentino). *Geotektonische Forschungen* 43: 1-68.
- Seggiaro, R.E. 1994. *Petrología, geoquímica y mecanismos de erupción del complejo volcánico Coranzulí.* Tesis Doctoral (Inédita), Universidad Nacional de Salta: 230 p.
- Seggiaro, R.E. 2013. *Hoja Geológica 2366-III, Susques (1:250.000).* SEGEMAR, Secretaría de Minería de la Nación.

- Smith, I.E.M.; Blake, S.; Wilson, C.J.N.; Houghton, B.F. 2008. Deep-seated fractionation during the rise of a small-volume basalt magma batch: Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 155: 511-527.
- Sohn, Y.K. 1996. Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. *Geological Society of America, Bulletin* 108: 1199-1211.
- Sumner, J.M. 1998. Formation of clastogenic lava flows during eruption and scoria cone collapse: the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano, eastern Japan. *Bulletin of Volcanology* 60: 195-212.
- Sumner, J.M.; Blake, S.; Matela, R.L.; Wolff, J.A. 2005. Spatter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142 (1-2): 49-65.
- Trumbull, R.B.; Wittenbrink, R.; Hahne, K.; Emmermann, R.; Büsch, W.; Gerstenberger, H.; Siebel, W. 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamics implications. *Journal of South American Sciences* 12: 135-155.
- Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 41: 163-169.
- Valentine, G.A.; Fisher, R.V. 2000. Pyroclastic surges and blasts. *In Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editores). Academic Press: 571-580. San Diego.
- Valentine, G.A.; Keating, G.N. 2007. Eruptive styles and inferences about plumbing systems at Hidden Cone and Little Black Peak scoria cone volcanoes (Nevada, U.S.A.). *Bulletin of Volcanology* 70: 105-113.
- Valentine, G.A.; Gregg, T.K.P. 2008. Continental basaltic volcanoes-Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177: 857-873.
- Valentine, G.A.; Perry, F.V.; Krier, D.; Keating, G.N.; Kelley, R.E.; Cogbill, A.H. 2006. Small-volume basaltic volcanoes: eruptive products and processes, and post-eruptive geomorphic evolution in Crater Flat (Pleistocene), southern Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 118: 1313-1330.
- Valentine, G.A.; Krier, D.J.; Perry, F.V.; Heiken, G. 2007. Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161: 57-80.
- Vaniman, D.T.; Crowe, B.M. 1981. Geology and petrology of the basalts of Crater Flat: Applications to volcanic risk assessment for the Nevada Nuclear Waste Storage Investigations. Los Alamos Scientific Laboratory: 67 p. Los Alamos.
- Vespermann, D.; Schmincke, H.U. 2000. Scoria cones and tuff rings. *In Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editores). Academic Press: 683-694. San Diego.
- Viramonte, J.G.; Galliski, M.A.; Saavedra, V.A.; Aparicio, A.; García-Cacho, G.L.; Escorza, C.M. 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. *In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas* 3: 234-251. Bariloche.
- Walker, G.P.L. 2000. Basaltic volcanoes and volcanic systems. *In Encyclopedia of Volcanoes* (Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S.R.; Rymer, H.; Stix, J.; editores). Academic Press: 283-290. San Diego.
- Yuan, X.; Sobolev, S.V.; Kind, R. 2002. Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 199: 389-402.
- Zandt, G.; Leidig, M.; Chmielowski, J.; Beaumont, D.; Yuan, X. 2003. Seismic detection and characterization of the Altiplano-Puna Volcanic Complex, Central Andes. *Pure and Applied Geophysics* 160: 789-807.
- Zimanowski, B. 1998. Phreatomagmatic explosions. *In From magma to tephra* (Freundt, A.; Rosi, M.; editores). Elsevier: 25-53. Amsterdam.