

# Primera descripción morfológica e interpretación genética de la cueva volcánica El Julepe. Sector suroriental de Payenia, La Pampa, Argentina

Mauro I. BERNARDI, Gustavo W. BERTOTTO, Alexis D. PONCE, Georgina M. RUBIANO LORENZONI

INCITAP (CONICET- Universidad Nacional de La Pampa) - Uruguay 151, 6300, Santa Rosa, La Pampa.  
E-mail: mi\_bernardi@hotmail.com

Editor: Pablo Caffè

## RESUMEN

La cueva denominada El Julepe es una geoforma volcánica subterránea situada al oeste de la provincia de La Pampa. Se encuentra alojada en la colada Pampa de Ranquelcó, la cual comprende un flujo basáltico plioceno de 116 km de longitud, con origen en el Complejo ígneo Chachahuén, en la provincia de Mendoza. La cueva es una cavidad d mica con un diámetro basal promedio de 10,8 m y una altura máxima de 3 m a la que se accede a través de un orificio en la superficie de la colada. Se localiza en un sector distal al centro efusivo y está contenida en una estructura definida como elevación de techo plano, la cual fue generada por un proceso inflación local. Se postula que esta cavidad es el resultado del vaciamiento de una parcela de lava líquida remanente durante una etapa avanzada de la solidificación de la estructura inflada.

**Palabras clave:** *Cueva lávica, Inflación, Coladas basálticas, Payenia.*

## ABSTRACT

*First morphological description and genetic interpretation of the El Julepe volcanic cave. Southeastern of Payenia, La Pampa.*

The El Julepe cave is an underground volcanic geoform located in the western La Pampa province. It is hosted by the Pampa de Ranquelcó lava flow, which comprises a Pliocene basaltic flow of 116 km length, erupted from the Chachahuén igneous Complex, in the Mendoza province. The cave is a domed cavity with an average basal diameter of 10.8 m and a maximum height of 3 m which is accessed through a hole in the top of the flow. It is located in a distal sector to the effusive center and is contained by a structure defined as a flat roof-lava rise that was generated by a local inflation process. It is proposed that this cave was formed through the emptying of a cavity with still liquid lava, during an advanced stage of solidification of the inflated structure.

**Keywords:** *Lava cave, Inflation, Basaltic lava flows, Payenia.*

## INTRODUCCIÓN

Las investigaciones llevadas a cabo a través del monitoreo y mediciones *in situ* de los par metros involucrados en la dinámica de efusiones lávicas activas, principalmente de las islas de Hawaii, permitieron modelar un mecanismo de avance de flujos basálticos conocido como inflación (Hon *et al.* 1994). Este modo de emplazamiento se desarrolla inicialmente a

partir de una delgada lámina de lava que avanza lentamente sobre un terreno de muy baja pendiente ( $<2^\circ$ ), como resultado del desarrollo de lóbulos frontales que coalescen lateralmente. A medida que los sectores externos de la colada laminar se enfrían, esta desacelera su movimiento y aumenta su espesor gracias al continuo ingreso de lava por debajo de una corteza externa enfriada y dúctil que se torna frágil a medida que se engrosa y solidifica. Esta corteza soporta la presión creciente de la

adición de lava al núcleo líquido aislado por la misma. Cuando la corteza se rompe, se producen escapes a través de las fracturas y de esta forma el flujo avanza de manera lenta y discontinua (Hon *et al.* 1994, Hoblitt *et al.* 2012). Cuando las tasas de efusión son altas y sostenidas en el tiempo, el flujo es capaz de inflarse uniformemente, dando lugar a una inflación generalizada de todo el cuerpo de la colada. A medida que los frentes de enfriamiento avanzan hacia el interior del flujo y el su-

ministro de lava se reduce, la circulación de la misma se restringe a una red interna de túneles y la inflación se produce de manera localizada (Hon *et al.* 1994, Self *et al.* 1998). Este último proceso da lugar al desarrollo de un microrelieve definido por estructuras de inflación conocidas como túmulos, elevaciones de techo plano y dorsales de inflación, las cuales resultan de la acumulación de lava debajo de la corteza enfriada, por bloqueo o reducción de alguna sección de un túnel lávico. Un túmulo comprende una geoforma abovedada de morfología elíptica a lenticular en planta y longitudes que varían entre la decena y el centenar de metros. Es común que durante su formación, se desarrolle en su techo una fractura axial y radial con un característico patrón en Y (Walker 1991, Hon *et al.* 1994). Una elevación de techo plano es una estructura de origen similar al de un túmulo, pero con morfología mesetiforme y de mayor extensión areal, la cual presenta forma irregular en planta (Walker 1991). A diferencia del túmulo, la elevación de techo plano no presenta fractura axial sino que exhibe una fractura anular que afecta al sector perimetral de la estructura. Por otro lado, Whitehead y Stephenson (1998) definieron como dorsal de inflación a un túmulo cuya relación longitud/ancho es mayor a 10. En planta,

puede presentar traza recta o curvilínea y se dispone paralela o subparalelamente al sentido de movimiento del flujo.

La dinámica de la erupción y los cambios en las tasas de suministro pueden traer como resultado el desbloqueo de túneles o desarrollo de nuevos conductos y la recirculación y drenaje de lava, dando lugar al vaciamiento con o sin colapso de los túneles y a la deflación de estructuras por la reducción en la presión interna (e.g., Greeley y Hyde 1972, Kauahikaua *et al.* 1998).

En este trabajo se describe, por primera vez una geoforma cavernosa subterránea denominada Cueva El Julepe hospedada en una colada lávica de grandes dimensiones y localizada a unos 15 km hacia el noroeste de la localidad de Puelén (37°13'S-67 41'O) en la provincia de La Pampa. El objetivo de esta investigación es el de describir y parametrizar la morfología y determinar la génesis de esta cavidad.

## MARCO GEOLÓGICO

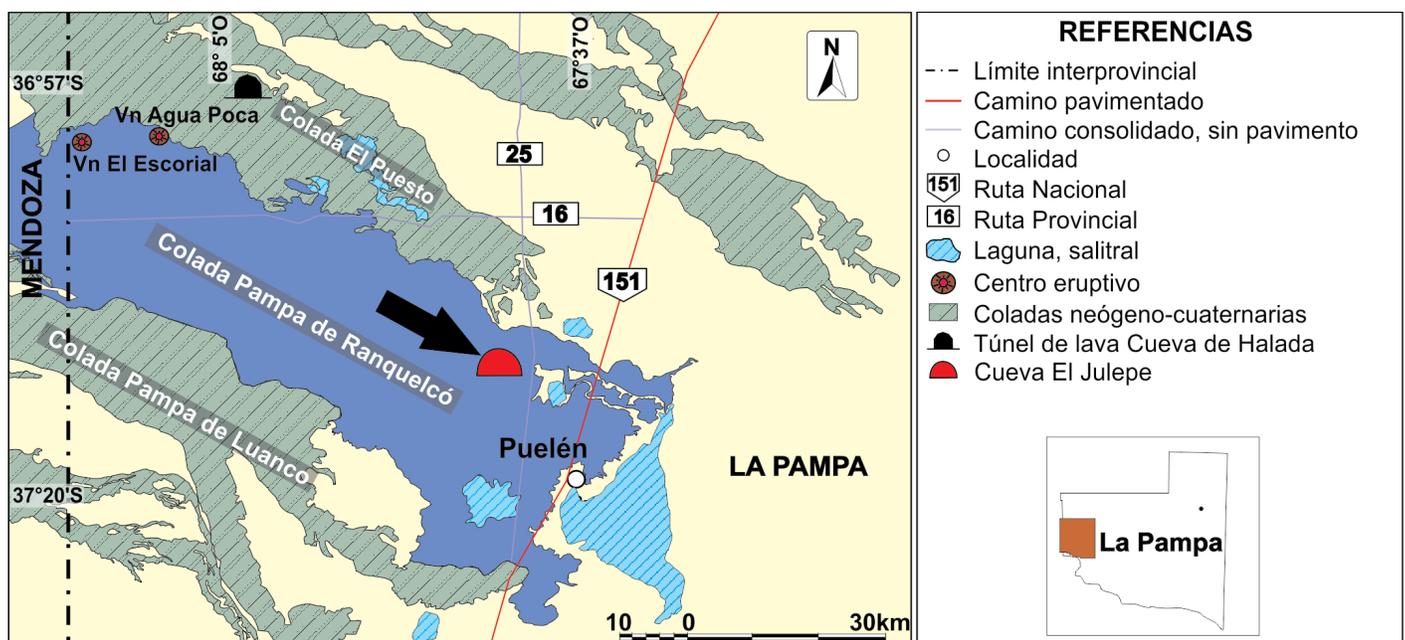
### Provincia Volcánica Payenia

El sector de estudio de este trabajo se sitúa en el extenso campo basáltico que abarca la porción sureste del departamen-

to Malargüe, en la provincia de Mendoza, así como la casi totalidad del departamento Puelén y el cuadrante suroeste del departamento Chical Co, en la provincia de La Pampa (Fig. 1). Este campo de lava corresponde al sector suroriental de la Provincia Volcánica Payenia (Polanski 1954) emplazada en el retroarco andino entre los 35°S y 38°S, a unos 500 km de la zona de subducción. En Payenia se registran dos épocas eruptivas comprendidas por dos marcos geotectónicos diferentes. Durante el Mioceno, la subducción de bajo ángulo de la placa de Nazca trajo como resultado el desarrollo de fajas plegadas y corridas y un volcanismo con mayor despliegue hacia el antepaís (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006). Hacia el Plioceno, el aumento gradual del ángulo de subducción de la placa, condujo a una etapa extensional (Kay *et al.* 2006, Ramos y Kay 2006, Gudnason *et al.* 2012) que resultó en la migración del arco volcánico hacia el oeste y en un volcanismo relativamente homogéneo en la región extraandina (e.g., Bermúdez *et al.* 1993, Inbar y Risso 2001, Kay *et al.* 2004, 2005, Ramos y Folguera 2005).

### Cavidades volcánicas

Según la propuesta vulcanoespeleológica de Montoriol-Pous (1973), las cuevas vol-



**Figura 1.** Localización de la cueva El Julepe en el sector distal de la colada Pampa de Ranquelcó. Esta última forma parte del extenso campo de lava neógeno-cuaternario que abarca la porción sur del límite de las provincias de Mendoza y La Pampa.

cánicas pueden clasificarse en dos tipos principales: 1) epigenéticas: cuando las cavidades resultan de procesos secundarios de erosión-meteorización de la roca encajante, y 2) singenéticas: cuando las cavidades son de origen primario, es decir que se forman al mismo tiempo que la roca que las contiene. Estas últimas se dividieron en 3 subtipos: a) reogenéticas, en las que existen flujos de lava líquida entre la lava sólida; b) pneumatogenéticas, relacionadas con la exsolución, concentración y movimiento de gases del magma y c) fractogenéticas, las cuales se forman en coladas de lava semiconsolidadas y en movimiento que encuentran un cambio brusco de pendiente; la parte inferior fluida se adapta al terreno mientras que la superior sólida se fractura, dando lugar a una cavidad subaérea en forma de cuña. De acuerdo a su posición en el terreno, una cavidad puede ser subterránea o subaérea, lo cual depende en gran parte del proceso que la originó. Dentro de las cavidades singenéticas subterráneas se pueden incluir: 1) tubos o túneles de lava, cuya formación puede ser el resultado de dos procesos diferentes: a) techamiento de un flujo canalizado (e.g., Holcomb *et al.* 1974, Greeley 1987), y b) enfriamiento de la corteza externa de un flujo inflado transitoriamente estable o definitivamente estanco (e.g., Peterson *et al.* 1994, Hon *et al.* 1994). Estas vías de circulación internas proveen un medio térmicamente eficiente en el que la lava es transportada con gradientes de enfriamiento muy bajos ( $-0,5-1$  °C/km) favoreciendo el desarrollo de flujos de lava extremadamente largos ( $>100$  km) (e.g., Pinkerton y Wilson 1994, Cashman *et al.* 1998, Keszthelyi y Self 1998, Harris y Rowland 2009); 2) cuevas de inflación, las cuales comprenden cavidades en forma de cúpula relacionadas al drenado de estructuras formadas por inflación (Walker 1991, Kempe 2012). Dentro de las cavidades singenéticas subaéreas se pueden mencionar: 1) chimeneas volcánicas, vinculadas a conductos verticales por los que la lava fluyó a la superficie (Kempe 2012); 2) cráteres de hoyo, que resultan del colapso de la superficie cuando el magma que se mueve por debajo de la misma es drenado dejando un vacío (e.g., Halliday 1994); 3) diaclasas volcánicas o cuevas fisurales, las

cuales se forman en fisuras o fracturas asociadas a la actividad volcánica (e.g., Ohsako 1996); y 4) moldes de lava, que se forman cuando la lava fluye alrededor de árboles o incluso de grandes animales muertos de tal forma que el material orgánico se quema o descompone, dejando una cavidad en la roca (e.g., Dumpiérrez *et al.* 2001, Fernández *et al.* 2007, Kempe 2012).

Son numerosos los reportes y estudios de cavidades de origen volcánico-lávico en Payenia. Algunas de las más importantes citadas en la bibliografía son:

*Cueva de Halada*: comprende un túnel de lava mayor situado a aproximadamente 60 km al noroeste de la localidad de Puelén, en la provincia de La Pampa. La misma está conformada por un conducto principal de techo arqueado que se ramifica en tres galerías de escasa longitud. El largo total del túnel es de unos 370 m, con una altura máxima de 2,20 m y un ancho máximo de 22,90 m (Bertotto 1996, Martínez 1998). Se encuentra alojada en basaltos de edad pleistocena media (colada El Puesto).

*Caverna Hoyo Dolo*: se localiza 80 km al sur de la localidad de Malargüe, en la provincia de Mendoza. Presenta un desarrollo de 350 m y se formó en una colada basáltica pleistocena proveniente del volcán Payún Matrú. Esta cavidad formaba parte de un túnel lávico que superaba los 2600 m de desarrollo longitudinal, el cual, por desplomes del techo, redujo su extensión quedando solo un sector accesible (González Díaz 1972, Benedetto 1999).

*Cueva del Tigre*: se sitúa 70 km al sureste de la localidad de Malargüe y exhibe un desarrollo longitudinal de 270 m. Corresponde a un túnel de lava alojado en basaltos pleistocenos (Benedetto 1999).

*Caverna Doña Otilia*: se ubica a unos 70 km al sureste de la localidad de Malargüe y corresponde a la caverna de mayor extensión longitudinal del área, con 838 m de largo. Su galería principal tiene una orientación general norte-sur y su altura al techo varía entre 1 y 2,5 m. Se trata de un túnel lávico alojado en coladas de basaltos pleistocenos (Centro Argentino de Espeleología 1973, Benedetto 1999).

*Cueva Zagal*: comprende un túnel lávico mayor localizado a 40 km al sur de la localidad de Malargüe, en las cercanías

del Cerro Patahuilloso. Esta cavidad exhibe un desarrollo de 326 m y una altura promedio de 10 m y se encuentra alojada en basaltos de la Formación Morado Alto, de edad pleistocena (Centro Argentino de Espeleología 2004).

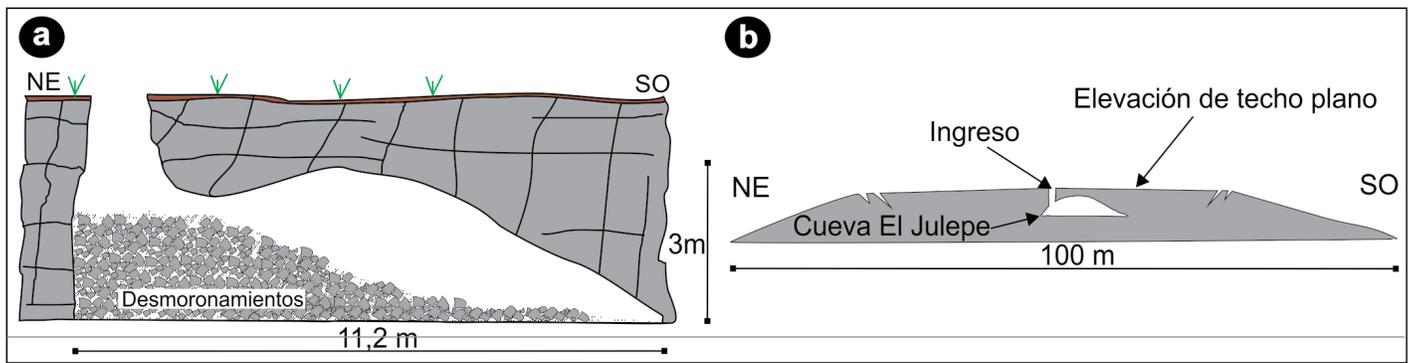
*Caverna La Salamanca*: situada en las cercanías de la localidad de Buta Ranquil, en la provincia de Neuquén. Presenta una longitud de 204 m y se encuentra alojada en basaltos cenozoicos (Centro Argentino de Espeleología 2004).

### Colada basáltica Pampa de Ranquelcó

La colada hospedante de la cueva El Julepe fue denominada Pampa de Ranquelcó (Bernardi 2016) y comprende un flujo compuesto de 116 km de longitud que abarca un área de 1890 km<sup>2</sup>. La misma tuvo origen en centros eruptivos situados al noroeste del complejo volcánico Chachahuén, al sur de la provincia de Mendoza. Este flujo de lava se desplazó hacia el este-sureste sobre una superficie con pendiente menor a 1°.

Cortezzi y Dirac (1969) obtuvieron edades K/Ar comprendidas entre  $2,3 \pm 0,3$  y  $5,1 \pm 0,9$  Ma para las rocas que conforman la colada Pampa de Ranquelcó. Hacia el sur, este flujo lávico se encuentra delimitado por la colada Pampa de Luanco, en la que estos mismos autores obtuvieron edades de  $2,2 \pm 0,3$ ,  $2,5 \pm 0,3$  y  $5,0 \pm 0,9$  Ma, mientras que en su margen norte infrayace a las coladas Pampa de Los Carrizales y El Puesto de  $0,40 \pm 0,10$  (K/Ar, Melchor y Casadio 1999) y  $0,200 \pm 0,027$  Ma (K/Ar "unspiked", Bernardi 2016), respectivamente.

La colada Pampa de Ranquelcó está constituida por lavas pahoehoe de composición basáltica, las cuales exhiben una estructura interna de flujos tipo P, definidos por Wilmoth y Walker (1993) para coladas de Hawaii a partir de las características y distribución de la vesiculación. En este sentido, Pampa de Ranquelcó presenta secciones transversales conformadas por un sector vesicular superior que abarca entre el 30 y el 50 % del espesor total del flujo y un sector vesicular inferior de menor desarrollo. El flujo presenta un techo con irregularidades topográficas conferidas por estructuras de inflación. Entre éstas, las elevaciones de techo plano ocu-



**Figura 2.** Esquema y disposición de la cueva. a) Sección transversal de la cueva El Julepe. Se representa un techo intensamente fracturado y un piso cubierto por desmoronamientos principalmente en el sector central. La presencia de bloques caídos disminuye hacia los bordes internos de la cavidad; b) Posición de la cueva El Julepe dentro de la estructura lávica en la cual se encuentra alojada.

pan el mayor porcentaje superficial de la colada con tamaños que varían entre 300 y 850 m, según su eje de mayor desarrollo. Los túmulos por lo general aparecen en grupos de manera intermitente en todo el ámbito de la colada y presentan geometría en planta circular a elíptica, con diámetros que varían entre 50 y 130 m. Las dorsales de inflación exhiben relaciones axiales (largo/ancho) que varían entre 10 y 13 y se muestran en individuos aislados, o bien conformando encadenamientos con túmulos.

## MORFOLOGÍA DE LA CUEVA EL JULEPE

La cueva El Julepe comprende una cavidad de forma cómica con una base circular de 78 m<sup>2</sup> de superficie, diámetro promedio de 10,8 m y altura máxima de 3 m (Fig. 2a). Se encuentra situada en un punto distal de la colada a unos 100 km del sector de efusión de la misma y se alo-

ja en la sección superior de una estructura de inflación del tipo elevación de techo plano (Fig. 2b). Esta última presenta una base aproximadamente elíptica y tiene 100 m de longitud en su eje mayor y 80 m en su eje menor, con elongación en sentido oeste-este.

El ingreso es un orificio circular en la superficie de la colada, de 1,5 m de diámetro y el acceso al interior de la cavidad se encuentra a 2 m de profundidad (Fig. 3a). La roca que conforma la cueva es un basalto de estructura vesicular/amigdaloida y textura porfírica, con fenocristales de olivino frescos a algo alterados. Es notable la presencia de carbonatos y sulfatos que tapizan el techo y las paredes de la cueva, principalmente como relleno de fracturas (Fig. 3b). La cavidad presenta una estructura fragmentada por fracturación primaria resultante de la contracción por enfriamiento de la capa superior y distensión de la misma por inflación, debilitada posteriormente por procesos de meteorización. El piso está cubierto por arena y bloques

provenientes del desmoronamiento del ingreso y de desprendimientos del techo de la cavidad (Fig. 3c). No se observaron espeleotemas.

## GÉNESIS DE LA CAVIDAD

Wilmoth y Walker (1993) sugirieron, a partir del estudio de lavas activas, que los flujos tipo P son indicativos de un emplazamiento en terrenos de pendiente suave y de la actuación del mecanismo de inflación. Este proceso da lugar al hinchamiento de la superficie de la colada, de manera uniforme y generalizada cuando las tasas de efusión de la erupción son altas, y de manera localizada cuando las tasas de efusión comienzan a fluctuar (Hon *et al.* 1994, Self *et al.* 1998). Durante esta última etapa, el transporte de lava se concentra en túneles lávicos de diferente envergadura. Cuando se produce una disminución súbita de la pendiente o bien la lava encuentra un obstáculo o una reducción de la



**Figura 3.** Imágenes del interior de la Cueva El Julepe. a) Ingreso desde la superficie; b) Presencia de carbonatos y sulfatos tapizando las paredes y techo de la cueva y como relleno de fracturas; c) Sector central con desmoronamientos y bordes internos de la cueva casi desprovistos de bloques desprendidos.

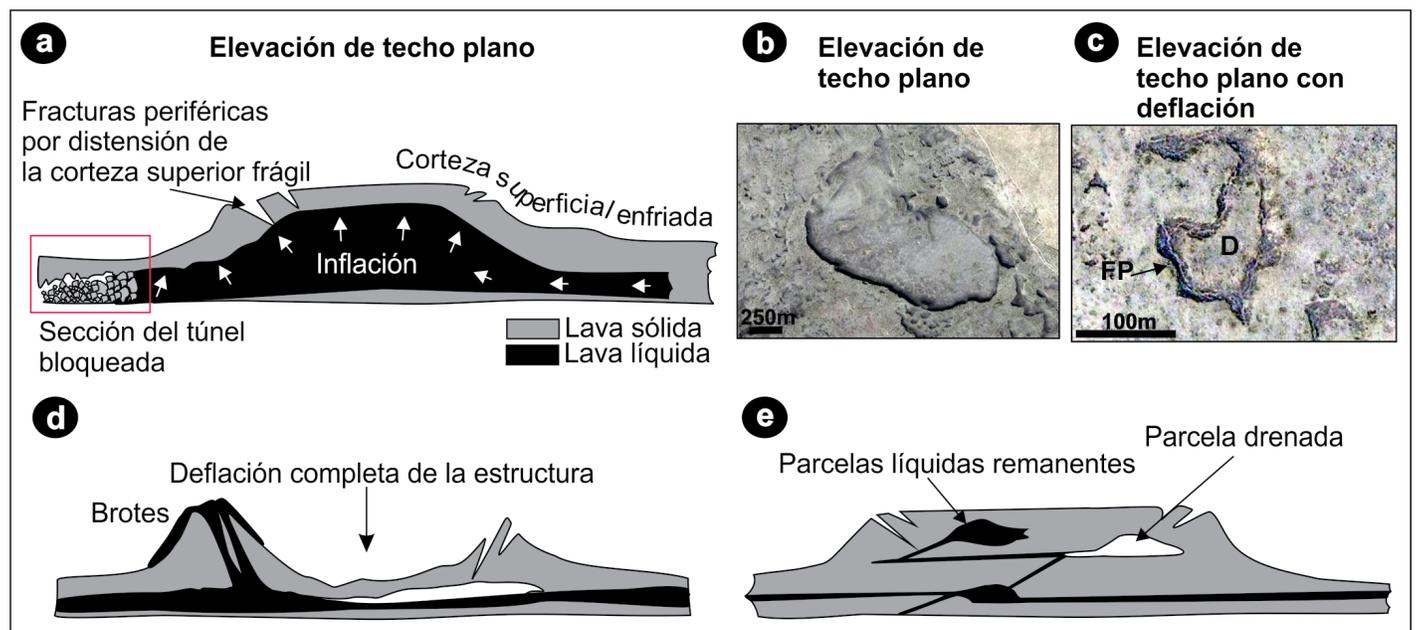
sección interna del túnel, ésta se acumula y, dependiendo de la superficie interna del techo de la sección bloqueada, generará abombamientos superficiales con diferentes tamaños y morfologías (e.g. Greeley y Hyde 1972, Hon *et al.* 1994, Calvari y Pinkerton 1999) (Fig. 4a y b). En el caso en que se produzca la desobstrucción de la sección del túnel en la que se está acumulando la lava o bien la misma encuentre otras vías de escape internas o hacia el exterior, la lava acumulada será parcialmente drenada. De acuerdo a Kauahikaua *et al.* (1998), esta situación genera el desacople entre la corteza superior enfriada y el núcleo líquido, lo cual puede resultar en un proceso de subsidencia o deflación de la estructura (Fig. 4c y d). Para el caso particular de la Cueva El Julepe, se estima que solo un volumen reducido de lava fue removido dejando atrás pequeñas parcelas vacías intercomunicadas entre sí en el interior de la estructura (Fig. 4e). La elevación de techo plano en la que se aloja la cavidad no se presenta colapsada, por lo que se infiere que el núcleo de la estructura se encontraría en una etapa de solidificación muy avanzada al momento del drenado de la lava. Calvari y Pinkerton (1999)

destacaron algunos aspectos morfológicos típicos observados en túneles de lava desarrollados en coladas del volcán Etna. Entre otros rasgos, observaron estrías o surcos paralelos en las paredes y techos de los túneles, resultantes de la erosión de la corriente de lava, y delgadas capas de lava correspondientes a diferentes etapas de relleno y vaciamiento del túnel. Estas características se encuentran ausentes en la cueva El Julepe. Asimismo, si se compara la geometría de la cueva con la de un túnel lávico típico, se destacan, en este último, su desarrollo longitudinal y morfología semicilíndrica, mientras que la cueva comprende un domo de base casi circular. Por otro lado, el origen de cavidades en rocas basálticas por acción erosiva, fundamentalmente hídrica, ha sido reportado en áreas costeras (e.g., Liebman 1992, Léveillé *et al.* 2000) y en zonas con movimiento permanente de agua subterránea (e.g., Kempe y Werner 2003). La cueva El Julepe exhibe fracturas completamente ocupadas por material carbonático, lo cual evidencia la circulación de agua, aunque de manera intermitente, ya que durante el relevamiento de la cavidad no se observaron manifestaciones hídricas en su in-

terior. Por otra parte, se constató que el depósito de bloques sueltos que ocupa una parcialidad de la cueva, proviene en gran parte del desmoronamiento que generó el ingreso a la misma, mientras que el material arenoso que tapiza el piso fue transportado desde el exterior hacia el interior de la cavidad por agua y viento. Estos aspectos, en conjunto con la inexistencia de un sector de salida del volumen de material faltante, permiten descartar un origen erosivo de la cueva El Julepe. Por último, de acuerdo a las clasificaciones vulcanoespeleológicas y morfogenéticas de cavidades volcánicas mencionadas en los primeros apartados, la cueva El Julepe puede ser considerada como una cavidad subterránea singenética - reogenética y del tipo cavidad de inflación.

## CONCLUSIONES

La cueva El Julepe comprende una cavidad subterránea de forma cómica con una base circular de 78 m<sup>2</sup> de superficie y 3 m de altura, alojada en el sector distal de un flujo lávico basáltico plioceno. La colada que hospeda la cavidad tiene



**Figura 4.** Representación esquemática del origen y formación de la cueva El Julepe y de la estructura hospedante: a) Formación de una elevación de techo plano por inflación, como resultado de la inyección de lava bajo la corteza superficial enfriada; b) Imagen satelital de una elevación de techo plano ubicada en la colada El Puesto, la cual limita al norte a la colada Pampa de Ranquelcó (ver Fig. 1); c) Imagen satelital de una elevación de techo plano en cuyo sector central se produjo deflación (D) (colada El Puesto). Se observan las fracturas de inflación periféricas (FP) en los bordes de la estructura; d) Caso 1: la lava es drenada hacia la superficie a través de fracturas generadas por enfriamiento e inflación o bien internamente por el desbloqueo del túnel de lava, provocando el colapso del techo de la elevación; e) Caso 2: la lava es drenada a través de tubos secundarios, dejando solo pequeñas parcelas vacías dentro de la estructura inflada. Esta situación se produciría cuando la estructura ya presenta un alto porcentaje de su volumen solidificado, situación propuesta como origen de la cueva El Julepe.

origen en el campo volcánico Chachahuén y presenta una longitud de 116 km, con una superficie de 1890 km<sup>2</sup>. La misma se emplazó a partir del mecanismo de inflación, semejante al modelado en coladas lávicas activas de Hawaii.

La cueva se aloja en el sector superior de una elevación de techo plano, correspondiente a una estructura lávica generada por inflación local.

Se postula que el origen de esta cavidad es primario y no erosivo, como resultado del enfriamiento heterogéneo del sector interno de una estructura de inflación con permanencia y drenado de parcelas remanentes de lava líquida, en una etapa de solidificación avanzada.

La cueva El Julepe se clasifica como una cavidad subterránea singenética – reogenética, del tipo cavidad de inflación.

Las características morfogeométricas de la cavidad muestran diferencias con las de un típico túnel lávico, por lo que se descartó un origen similar al de este tipo de estructuras. Sin embargo, la formación de la elevación de techo plano hospedante de la cavidad y el posterior drenado de la misma se encuentran estrechamente vinculados a la presencia de una red de túneles de lava.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración económica y logística prestada por Juan Pablo Pollak, Lautaro Córdoba, el dueño del campo “El Julepe” y la Subsecretaría de Turismo de La Pampa. Se agradecen las valiosas sugerencias de Pablo Caffé, Walter Báez y de un revisor anónimo.

## REFERENCIAS

- Benedetto, C. 1999. Volcanic caves in Argentina. IX International Symposium on Vulcanospeleology, Proceedings Inside Volcanoes. IX International Symposium on Vulcanospeleology, Resúmenes: 219, Catania.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 161- 172, Mendoza.
- Bernardi, M.I. 2016. Petrología y volcanología de los flujos basálticos neógeno-cuaternarios del retroarco extraandino entre los 36°S y 37°30'S, provincias de Mendoza y La Pampa, Argentina. Tesis doctoral, Universidad de Córdoba (inédito), 352 p., Córdoba.
- Bertotto, G.W. 1996. Morfología del túnel lávico cenozoico “Cueva de Halada”. Departamento Puelén, provincia de La Pampa. VI Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Resúmenes: 13-15, Santa Rosa.
- Calvari, S. y Pinkerton, H. 1999. Lava tube morphology on Etna and evidence for lava flow emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 90: 263-280.
- Cashman, K.V., Pinkerton H. y Stephenson, J. 1998. Introduction to special section: Long lava flows. *Journal of Geophysical Research* 103: 27281-27289.
- Centro Argentino de Espeleología 1973. Algunas cuevas en las provincias de Mendoza y La Pampa. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Espeleología* 4:141-146.
- Centro Argentino de Espeleología 2004. Recuperado el 17 de Septiembre de 2018, de <http://cae.ar.tripod.com/>
- Cortezzi, C.R. y Dirac, M. 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. 4º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 95-100, Mendoza.
- Dumpiérrez, F., Fernández, O., García, R., González, A.J., Govantes, F. y Hernández, J.M. 2001. Las cavidades volcánicas del Municipio de Puntallana. (La Palma, islas Canarias). *Vulcania* 5: 11-38.
- Fernández, O., García, R., Dumpiérrez, F., Gómez, D., Mata, M., Govantes, F., González, A.J., Martín, M. y Rodríguez, Y. 2007. Las cavidades volcánicas de El Paso, III: sectores del Barranco de Los Cardos-Barranco del Riachuelo y de Torres (La Palma, islas Canarias). *Vulcania* 8: 6-45.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 135, Buenos Aires.
- Greeley, R. 1987. The role of lava tubes in Hawaiian volcanoes. *United States Geological Survey Professional Paper* 1350: 1589-1602.
- Greeley, R. y Hyde, J.H. 1972. Lava tubes of the cave basalt, Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 83: 2397-2418.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Sjøager, N. y Llamblas, E.J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to Recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 191-201.
- Halliday, W.R. 2004. Volcanic Caves. En: Gunn, J. (ed.), *Encyclopedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy, 760-764, London.
- Harris, A.J.L. y Rowland, S.K. 2009. Effusion rate controls on lava flow length and the role of heat loss: a review. *Studies in volcanology: the legacy of George Walker*. Special Publications of IAVCEI 2: 33-51.
- Hoblitt, R.P., Orr, T.R., Heliker, C., Denlinger, R.P., Hon, K. y Cervelli, P.F. 2012. Inflation rates, rifts, and bands in a pahoehoe sheet flow. *Geosphere* 8: 179-195.
- Holcomb, R.T., Peterson, D.W. y Tilling, R.I. 1974. Recent landforms at Kilauea volcano. *Geologic Guide to the Island of Hawaii*. NASA CR, 152416: 50-86.
- Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R. y Mackay, K. 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 106: 351-370.
- Inbar, M. y Risso, C. 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder volcanic field Payún Matrú, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie* 45: 321-343.
- Kauahikaua, J., Cashman, K.V., Mattox, T.N., Heliker, C.C., Hon, K.A., Mangan, M.T. y Thorber, C.R. 1998. Observations on basaltic lava streams in tubes from Kilauea Volcano, island of Hawai'i. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 103(B11): 27303-27323.
- Kay, S.M., Goring, M. y Ramos, V. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 556-568.
- Kay, S.M., Godoy, E. y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117: 67-88.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin*

- (35°-39°S lat.). Geological Society of America Bulletin, Special Paper 407: 67-96.
- Kempe, S. 2012. Volcanic rock caves. En: White, W. y Culver, D. (ed.), Encyclopedia of Caves. Academic Press, 865-873, Cambridge.
- Kempe, S. y Werner, M.S. 2003. The Kuka'iau Cave, Mauna Kea, Hawaii, created by water erosion: A new Hawaiian cave type. Journal of Cave and Karst Studies 65: 53-67.
- Keszthelyi, L. y Self, S. 1998. Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. Journal of Geophysical Research 103(B11): 27447-27464.
- Léveillé, R.J., Fyfe, W.S. y Longstaffe, F.J. 2000. Geomicrobiology of carbonate-silicate microbialites from Hawaiian basaltic sea caves. Chemical Geology 169: 339-355.
- Liebman, B. 1992. The formation of sea caves on the island of Kauai. Geo2 20: 8-9.
- Martínez, O.N. 1998. Descripción topográfica y geológica de la caverna Halada y su entorno, Provincia De La Pampa. Grupo Espeleológico Argentino, Revista Salamanca 10, Buenos Aires.
- Melchor, R. y Casadío, S. 1999. Hoja Geológica 3766-III La Reforma, provincia de La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 295, 63 p., Buenos Aires.
- Montoriol-Pous, J. 1973. Sobre la tipología vulcanoespeleogénica. Act. III Simposio Espeleología Escola Catalana d'Espeleologia, 268-273, Mataró.
- Ohsako, T. 1996. Relation between the volcanic activity of Mt. Hachijo-Fuji and volcanic caves on Hachijo-Jima Island, The Seven Izu Islands, Japan. 7th International Symposium on Vulcanospeleology: 75-86, Canarias.
- Peterson, D.W., Holcomb, R.T., Tilling, R. I. y Christiansen, R.L. 1994. Development of lava tubes in the light of observations at Mauna Ulu, Kilauea Volcano, Hawaii. Bulletin of Volcanology 56: 343-360.
- Pinkerton, H., y Wilson, L. 1994. Factors controlling the lengths of channel-fed flows, Bulletin Volcanology 56: 108-120.
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas, Cuadernos de investigaciones y estudios, 4. Ministerio de Economía del Gobierno de Mendoza, p. 4-10, Mendoza.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (ed.), The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics, The Geological Society, Special Publication 252:15-35.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.), Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S), Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.
- Self, S., Keszthelyi, L. y Thordarson, Th. 1998. The importance of pahoehoe. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 26: 81-110.
- Walker, G.P.L. 1991. Structure, and origin by injection under surface crust of tumuli, "lava rises," "lava-rise pits" and "lava inflation clefts" in Hawaii. Bulletin of Volcanology 53: 546-58.
- Whitehead, P.W. y Stephenson, P.J. 1998. Lava rise ridges of the Toomba basalt flow, north Queensland, Australia. Journal of Geophysical Research 103(B11): 27371-27382.
- Wilmoth, R.A. y Walker, G.P.L. 1993. P-type and S-type pahoehoe: A study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. Journal of Volcanology and Geothermal Research 55:129-142

Recibido: 20 de septiembre, 2018

Aceptado: 3 de diciembre, 2018