

Fechamiento de flujos de lava del Holoceno tardío en el volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba) mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl y liquenometría e implicaciones para la cronología eruptiva

Dating the late Holocene lava flows of the Citlaltépetl volcano (Orizaba Peak) by means of the ^{36}Cl cosmogenic isotope and lichenometry, and implications on eruptive chronology

Jesús Alcalá-Reygosa^{1,*}, Lorenzo Vázquez-Selem², José Juan Zamorano²

¹Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, CDMX, México.

²Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, CDMX, México.

* Autor para correspondencia: (J. Alcalá-Reygosa) jalcalar@ucm.es

Cómo citar este artículo:

Alcalá-Reygosa J., Vázquez-Selem L., Zamorano J. J., 2020, Fechamiento de flujos de lava del Holoceno tardío en el volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba) mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl y liquenometría e implicaciones para la cronología eruptiva: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 72 (1), A260919. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2020v72n1a260919>

Manuscrito recibido: Junio 01, 2018
Manuscrito corregido: Septiembre 27, 2018
Manuscrito aceptado: Octubre 01, 2018

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia CCBY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

En la presente investigación se evalúa si la combinación de la conservación de los rasgos geomorfológicos primarios, la posición estratigráfica y los registros históricos son criterios suficientes para determinar con precisión la edad de flujos de lava recientes (holocénicos). Para verificarlo se seleccionaron dos flujos de lava del último ciclo eruptivo del volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba) localizados en el flanco suroeste del cono, denominados en este trabajo “A” y “B”, que han sido vinculados con erupciones de los siglos XVI y XVII, y a los que se les aplicaron dos métodos de datación: el isótopo cosmogénico terrestre ^{36}Cl y la liquenometría. El isótopo cosmogénico ^{36}Cl revela que el flujo de lava “A” tiene una edad de 3.03 ± 0.70 ka y la liquenometría arroja una edad mínima de $\sim 1,130$ años. Con respecto al flujo de lava “B”, el isótopo cosmogénico ^{36}Cl indica que su edad es de 1.45 ± 0.35 ka mientras que la liquenometría proporciona una edad mínima de $\sim 1,000$ años. Las edades de exposición derivadas de ambos métodos indican que ambas lavas son significativamente más antiguas de lo que se pensaba y por tanto combinar la conservación íntegra de los rasgos geomorfológicos primarios, la posición estratigráfica y los registros históricos no es por sí solo suficiente para determinar sus edades. En general, la combinación del isótopo cosmogénico ^{36}Cl y de la liquenometría, utilizados por primera vez en México para datar flujos de lava, representa un procedimiento sólido que, apoyado en los criterios geomorfológicos, estratigráficos y registros históricos, puede ser útil para completar la historia eruptiva de otros volcanes mexicanos.

Palabras clave: flujos de lava, isótopo cosmogénico terrestre ^{36}Cl producido *in situ*, liquenometría, líquen *Rhizocarpon geographicum*, Holoceno tardío.

ABSTRACT

In this study we tested whether young (Holocene) lava flows can be confidently dated based on the preservation of the primary geomorphological features, the stratigraphic position and historical records. To verify this hypothesis, we combined in situ-produced cosmogenic ^{36}Cl exposure dating and lichenometry on two lava flows from the last eruptive cycle of Citlaltépetl (Pico de Orizaba), called Lava flow “A” and “B”, previously attributed to 16th and 17th century eruptions, respectively. On lava flow “A”, the measured in situ-produced ^{36}Cl concentrations lead to a mean age of 3.03 ± 0.70 ka, while lichenometry yields a minimum age of $\sim 1,130$ years. Regarding lava flow “B”, the measured in situ-produced ^{36}Cl concentrations lead to a mean age of 1.45 ± 0.35 ka, whereas lichenometry gives a minimum age of $\sim 1,000$ years. The exposure ages derived from these methods indicate that both lava flows are significantly older than previously thought and therefore the combination of the preservation of the primary geomorphological features, the stratigraphic position and the historical records is not enough to determine their ages. Overall, the combination of in situ-produced ^{36}Cl cosmic ray exposure dating and lichenometry, used for the first time in Mexico and supported by geomorphological, stratigraphic and historical record criteria, has a considerable potential for dating purposes and it could be useful to refine the eruptive history of other Mexican volcanoes.

Keywords: Lava flows, *in situ*-produced cosmogenic ^{36}Cl , lichenometry, lichen *Rhizocarpon geographicum*, Late Holocene.

1. Introducción

El conocimiento de la edad de las fases eruptivas de los volcanes es esencial para la prevención del peligro y el riesgo volcánico. Hasta ahora, la reconstrucción de la historia eruptiva de los estratovolcanes de México se ha basado fundamentalmente en la aplicación de diversos métodos de datación absoluta entre los cuales destacan el radiocarbono (Hoskuldsson y Robin, 1993; Carrasco-Núñez y Rose, 1995; Arce *et al.*, 2003, 2005a; Macías, 2007; Siebe *et al.*, 2017), el $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Arce *et al.*, 2005b) y el U-Th en circones (Bernal *et al.*, 2014, Bernal, 2015; Avellán *et al.*, 2018). Sin embargo, el uso de estos métodos presenta limitaciones cuando se pretende fechar geoformas y depósitos del Holoceno tardío localizados a elevadas altitudes en México. Por encima de los 4,000 m.s.n.m., la vegetación es escasa y resulta difícil encontrar material carbonizado para aplicar el radiocarbono. Por otro lado, las concentraciones en la roca de ^{39}Ar son normalmente insuficientes para el uso del $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ y la presencia de circones para el uso del U-Th no es frecuente en las rocas.

Este es el caso del volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba), donde todavía no se han podido datar numerosas lavas localizadas en torno al cráter aunque las más recientes se han relacionado con erupciones de los siglos XVI y XVII en función de sus rasgos morfológicos bien conservados, su posición estratigráfica y registros históricos (Carrasco-Núñez, 1997). Con base en la estructura y la forma de los flujos de lava, Carrasco-Núñez (1997) distinguió 4 categorías de lavas holocénicas: (i) flujos de lava individuales con *levées* claramente definidos; (ii) flujos de lava individuales en bloques con superficies rugosas, *levées* laterales y frentes escarpados; (iii) flujos de lava múltiples que a veces presentan *levées* laterales; y (iv) campos masivos de flujos de lava que incluyen tanto derrames individuales como grupos de flujos que se caracterizan por conservar *levées* y superficies brechadas. De hecho, dos de los flujos de lava pertenecientes al grupo ii, denominados flujo “A” y flujo “B” en este trabajo, localizados en el flanco sur del volcán y

que destacan en el relieve (Figura 1), se han relacionado con erupciones que tuvieron lugar en el siglo XVI (1537, 1545 y 1566) y en el siglo XVII (1613), respectivamente, con base en su posición estratigráfica y los registros históricos de los eventos eruptivos más recientes (Hoskuldsson y Robin, 1993; Carrasco-Núñez, 1997).

La lógica geomorfológica *a priori* apoya la cronología adjudicada a estas lavas, dado su buen estado de conservación y su posición culminante en la secuencia estratigráfica, pero en cualquier caso su edad no ha sido demostrada mediante ningún método de datación numérico. Ante la imposibilidad de aplicar los métodos de datación tradicionales previamente citados, se propone la combinación de dos métodos alternativos y complementarios entre sí para determinar la edad de exposición de una superficie: el isótopo cosmogénico terrestre ^{36}Cl y la liquenometría.

Los isótopos llamados cosmogénicos se acumulan gradualmente en superficies expuestas como resultado de la interacción de la radiación cósmica secundaria con los componentes elementales de la roca y pueden ser utilizados para fechar la edad de exposición (Gosse y Phillips, 2001). El uso del isótopo cosmogénico ^{36}Cl se justifica porque puede aplicarse en cualquier roca que contenga uno o varios de los elementos necesarios para su producción *in situ* (Ca, K y Cl). Previamente, el isótopo cosmogénico ^{36}Cl ha sido utilizado para datar flujos de lava del Pleistoceno tardío y del Holoceno (Phillips, 2003; Dunbar y Phillips, 2004) e incluso morrenas de unos pocos cientos de años en Groenlandia con una elevada precisión (300 ± 60 años BP) (Jomelli *et al.*, 2016). En México ha permitido datar flujos de lava pleistocénicos del Iztaccíhuatl (Vázquez-Selem y Heine, 2011) y un domo de lava de la transición Pleistoceno-Holoceno del Nevado de Toluca (Arce *et al.*, 2003). La liquenometría es valiosa como método de datación relativa de superficies expuestas en los últimos miles de años y hasta ahora solo se ha aplicado en México en el estudio de los depósitos de la Pequeña Edad de Hielo y la deglaciación posterior del Iztaccíhuatl (Palacios *et al.*, 2012).

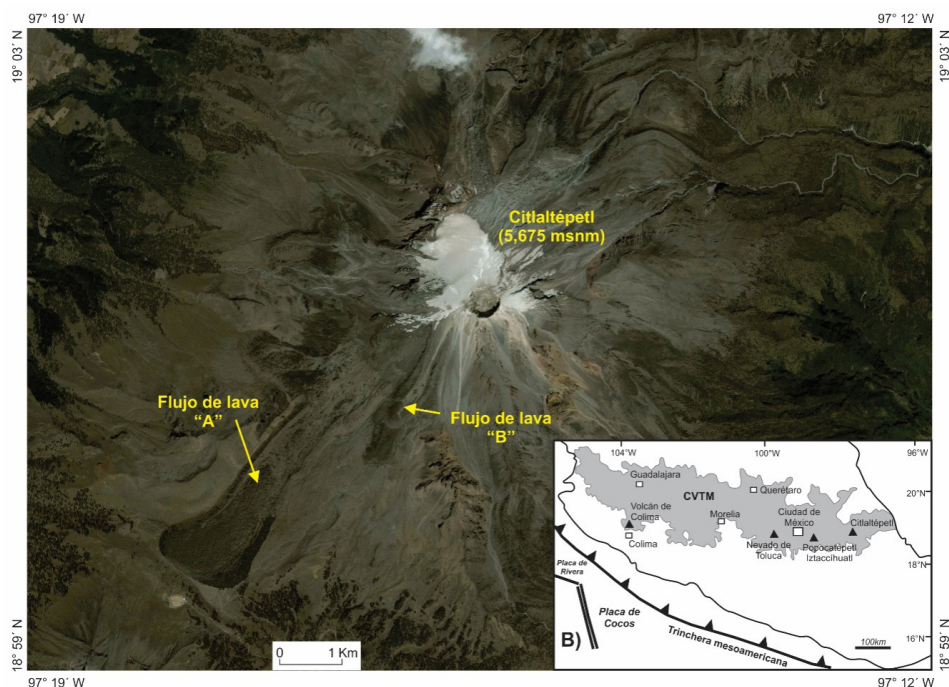


Figura 1 Localización del área de estudio.

2. Área de estudio: historia eruptiva del volcán Pico de Orizaba durante el Holoceno y características climáticas

El Pico de Orizaba ($19^{\circ} 01' N / 97^{\circ} 15' W$) está localizado en el sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano y es la montaña más elevada de México (5 675 m.s.n.m.). Su origen está relacionado con el proceso de subducción en el que la Placa de Cocos se introduce por debajo de la Placa de Norteamérica. Según Carrasco-Núñez (2000), la construcción del moderno edificio del Orizaba se inició hace 13 ka diferenciándose una alternancia de erupciones efusivas, con predominio de flujos de lavas dacíticas y andesíticas, y erupciones explosivas. Uno de los eventos explosivos más significativos a lo largo de este ciclo eruptivo ocurrió hace 9.0 - 8.5 ka (edades ^{14}C no calibradas) y afectó a todos los flancos del volcán. El depósito de este episodio, denominado ignimbrita “Citlaltépetl”, es una compleja secuencia de depósitos de

flujos piroclásticos de varios metros de espesor. Su unidad basal consiste en múltiples capas de flujos piroclásticos mientras que el nivel superior incluye una capa masiva de un flujo piroclástico y una fina capa de pómez (Carrasco-Núñez y Rose, 1995; Rossoti y Carrasco-Núñez, 2004). Otro evento explosivo relevante tuvo lugar entre 4.6 y 4.0 ka (5.6 - 4.3 cal ka) que consistió en flujos de bloques y cenizas acompañados de lahares que fueron dirigidos hacia el valle debido a la influencia que ejerció un circo glaciar y cuyo origen se asocia con la erupción de lavas dacíticas emitidas desde el cráter principal (Siebe *et al.*, 2003). Otros episodios volcánicos durante el Holoceno han sido reportados hace 7.02 - 6.20 ka, 3.45 - 3.4 ka (Jacal), 1910 - 1860 años BP (Texmola) y 700 años BP al presente (Excola) (Hoskuldsson y Robin, 1993).

A pesar de que no se ha reportado actividad volcánica durante los últimos años, el Pico de Orizaba es un volcán activo. En los últimos 2000 años, el Pico de Orizaba ha experimentado dos episodios volcánicos ya mencionados: Texmola y

Excola (Hoskuldsson y Robin, 1993). El episodio Texmola consistió en flujos de bloques y ceniza y flujos de escoria y ceniza. Este evento finalizó con la emisión de dos flujos de lava desde el cráter de las que una fluyó hacia el noreste, entre los domos Tecomale y Chichimeco, mientras que el segundo se dirigió hacia el oeste. El último episodio (Excola) se inició hace 700 años y estuvo caracterizado por una erupción Pliniana. Después se han reportado siete erupciones entre los años 1537 y 1687 de las cuales cuatro fueron de índole efusiva y tres explosivas de baja magnitud (Hoskuldsson y Robin, 1993). Varios flujos de lava localizados en torno al cráter han sido asociados con estos eventos, entre ellos los dos estudiados en este trabajo. Ambos descendieron desde el cráter hacia el suroeste y están compuestos por dacitas porfídicas. Según Carrasco-Núñez (1997), el flujo de lava aquí llamado “A” tiene un volumen de $130 \times 10^6 \text{ m}^3$ y el “B” de $38 \times 10^6 \text{ m}^3$. Con base en su distribución, morfología, relaciones estratigráficas y registros históricos Carrasco-Núñez (1997) sugirió que el flujo “A” posiblemente corresponde a una de las tres erupciones que según los registros históricos ocurrieron en el siglo XVI (1537, 1545 o 1566 AD), mientras que el flujo “B” posiblemente corresponde a la erupción de 1613. De manera similar, Hoskuldsson y Robin (1993) atribuyeron de manera tentativa el flujo “A” a la erupción de 1545 AD, y el flujo “B” a la de 1613 AD.

El clima del área de estudio, entre los 4,000 y 4,500 m.s.n.m., presenta una temperatura media anual comprendida entre 2.5 y 5°C, mientras que la amplitud térmica media diaria es de ~6°C. El número medio de días con helada es de 200 a 210. La precipitación media anual alcanza ~800 - 900 mm, en su mayoría concentrada en la estación húmeda comprendida entre mayo y octubre. Bajo estas condiciones ambientales crece una asociación vegetal formada por rodales del pinar *Pinus hartwegii* y herbáceas de las especies *Calamagrostis tolucensis*, *Festuca tolucensis* y *Muehlenbergia quadridenta* (Lauer, 1978). Además, cabe señalar que las

superficies rocosas de los flujos de lava “A” y “B” están colonizadas por especies de briofitos y líquenes entre los cuales destaca el líquen *Rhizocarpon geographicum*, frecuentemente utilizado para conocer la edad de exposición de depósitos glaciares recientes en otras regiones del planeta, tales como las morrenas de la Pequeña Edad del Hielo.

3. Materiales y métodos

3.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El análisis del relieve de los dos flujos de lava y su entorno inmediato se desarrolló mediante la elaboración de un mapa geomorfológico detallado, como resultado de la interpretación de las fotografías aéreas del año 1967 de escala aproximada 1:60000, proporcionadas por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) de México.

Los métodos utilizados en la elaboración y representación cartográfica se basaron en Bashenina (1977) mientras que en la clasificación del relieve se siguió el criterio propuesto por Simonov (1985). Posteriormente, las formas del relieve identificadas en las fotografías aéreas fueron verificadas en el campo. La edición final del mapa geomorfológico se llevó a cabo en el Sistema de Información Geográfica Arcgis versión 10.2 bajo licencia ArcInfo.

3.2. EDADES DE EXPOSICIÓN A LA RADIACIÓN CÓSMICA (ISÓTOPO COSMOGÉNICO TERRESTRE ^{36}Cl)

3.2.1. METODOLOGÍA EMPLEADA PARA LA COLECTA DE MUESTRAS Y LA MEDICIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DEL ISÓTOPO COSMOGÉNICO ^{36}Cl

El número mínimo de muestras de roca para obtener una edad estadísticamente confiable es dos así que para determinar la concentración del isótopo cosmogénico ^{36}Cl en los flujos de lava “A”

y “B” se tomaron 5 muestras de roca de superficies expuestas de aproximadamente 5 cm de espesor con martillo y cincel. Tres de ellas (Pico 4, Pico 5 y Pico 6) fueron extraídas en el flujo de lava “A”. Pico 4 se tomó en la superficie de un bloque del *levée* izquierdo de la lava (valle arriba) cuyo tamaño es >1 m, mientras que las muestras Pico 5 y Pico 6 se tomaron en las superficies de dos formas tumulares prominentes. Estos mismos tipos de superficies fueron seleccionados en el flujo de lava “B” para extraer las dos muestras restantes (Pico 7 y Pico 8). De esta manera, se trató de reducir el impacto negativo de factores locales que pueden afectar a la producción del isótopo cosmogénico ^{36}Cl como: (i) procesos geomorfológicos tras el enfriamiento de las lavas (erosión, meteorización o movilización de los bloques); y (ii) efecto del sombreado asociado con cubiertas de nieve, mantos de piroclastos y suelos.

El tratamiento físico de las muestras comenzó con la limpieza de la materia orgánica (líquenes, musgos, etc.) de las muestras utilizando un cepillo. A continuación, cada muestra fue triturada en una máquina de molienda y tamizada para separar la fracción arena (0.25 - 0.50 mm) en el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El procedimiento químico se realizó en el Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE; Francia), mientras que el análisis de los elementos mayores y traza se llevó a cabo en el laboratorio Activation Labs (Ancaster, Canadá).

El proceso químico se inició con la selección de unos 80 g de fracción arena de cada muestra que se lavaron en agua ultrapura, con el fin de eliminar el polvo adherido a los granos. Después las muestras fueron lixiviadas en una mezcla diluida de los ácidos HF y HNO_3 para disolver un ~ 15 - 20 % de la muestra inicial, eliminar el ^{36}Cl atmosférico y minimizar la concentración de suelo potencialmente rico en Cl (Schimmelpfennig *et al.*, 2009). A continuación, tras secar las muestras, se tomaron

2 g de cada una para analizar los elementos *target* para la producción de ^{36}Cl mediante los procesos de espalación (Ca, K, Ti, Fe) y la captura de muones (Ca, K) en el laboratorio Activation Labs.

La última fase del tratamiento químico de las muestras se basó en el protocolo descrito por Schimmelpfennig *et al.* (2011). Según este procedimiento, se añadió un *spike* de ^{35}Cl enriquecido (~99 %) a los aproximadamente 60 g remanentes de cada muestra antes de su disolución total para la dilución isotópica. Los pasos siguientes consisten en la precipitación de AgCl y la eliminación del sulfuro, los cuales se implementaron de acuerdo con los métodos descritos por Schimmelpfennig *et al.* (2011). Además, se desarrolló un procedimiento *blank* y después se midieron en el año 2015 los ratios cocientes $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ y $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ mediante dilución isotópica en el Acelerador Espectrómetro de Masas (AMS) del CEREGE (Francia), lo que permitió calcular las concentraciones de ^{36}Cl y Cl.

Los ratios $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ se establecieron mediante la normalización de un ^{36}Cl estándar KNSTD1600 (Sharma *et al.*, 1990), y el ratio $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ también se normalizó asumiendo un ratio natural de 3.127. Los datos de campo y laboratorio se muestran en las Tablas 1 - 4.

3.2.2. CÁLCULO DE LAS EDADES DE EXPOSICIÓN DEL ISÓTOPO COSMOGÉNICO ^{36}Cl

Las edades de exposición del isótopo cosmogénico ^{36}Cl se calcularon mediante la hoja de cálculo de Excel diseñada por Schimmelpfennig (2009) y Schimmelpfennig *et al.* (2009) tomando como referencia el *scaling* St (Stone, 2000). Las tasas de producción del isótopo ^{36}Cl así como los parámetros de referencia al nivel del mar y la latitud utilizadas son las siguientes: 42.2 ± 4.8 átomos ^{36}Cl (g Ca) $^{-1}$ a $^{-1}$ para la espalación de Ca (Schimmelpfennig *et al.*, 2011); 148.1 ± 7.8 átomos ^{36}Cl (g K) $^{-1}$ a $^{-1}$ para la espalación de K (Schimmelpfennig *et al.*, 2014); 13 ± 3 átomos ^{36}Cl (g Ti) $^{-1}$ a $^{-1}$ para la espalación

Tabla 1. Datos de campo de las muestras del isótopo cosmogénico ^{36}Cl de los flujos de lava "A" y "B" del flanco sur del Pico de Orizaba.

Muestra	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Altitud (m.s.n.m.)	Espesor (cm)	Sombreado
Pico 4	18.99	-97.3	4144	1.5	0.995
Pico 5	19	-97.3	4165	1.5	0.995
Pico 6	18.99	-97.3	4166	3	0.997
Pico 7	19.01	-97.27	4831	4	0.993
Pico 8	19.01	-97.28	4815	2	0.978

Tabla 2. Concentración de elementos mayores y traza en las muestras extraídas de los flujos de lava "A" y "B" del Pico de Orizaba para determinar la edad de exposición a partir del isótopo cosmogénico ^{36}Cl . Los análisis se realizaron en el laboratorio Activation Labs (Ancaster, Canadá)

Muestra	SiO_2 (wt.%)	Na_2O (wt.%)	MgO (wt.%)	Al_2O_3 (wt.%)	MnO (wt.%)	H_2O (wt.%)	Sm (ppm)	Gd (ppm)
Pico 4	64.26	4.22	2.38	15.58	0.08	0.5	4.3	3.2
Pico 5	63.95	4.12	2.18	15.39	0.08	0.5	4.4	3.4
Pico 6	64.47	4.23	2.26	15.77	0.08	0.5	4.2	3.4
Pico 7	63.95	4.07	2.75	15.26	0.08	0.5	4.3	3.5
Pico 8	63.94	4.05	2.72	15.15	0.08	0.5	4.6	3.6
Muestra	K_2O (wt.%)	CaO (wt.%)	Cl (ppm)	TiO_2 (wt.%)	Fe_2O_3 (wt.%)	P_2O_5 (wt.%)	U (ppm)	Th (ppm)
Pico 4	2.34	4.41	500	0.611	5.25	0.16	2.6	7.6
Pico 5	2.28	4.39	500	0.587	4.95	0.16	2.5	7.2
Pico 6	2.39	4.32	600	0.614	5.22	0.17	2.6	7.3
Pico 7	2.13	4.62	700	0.651	5.38	0.17	2	5.5
Pico 8	2.18	4.38	400	0.644	5.26	0.19	2.2	5.9

Tabla 3. Concentración de elementos target del isótopo cosmogénico ^{36}Cl tomados de las muestras después del pre-tratamiento químico. Los análisis se realizaron en el laboratorio Activation Labs (Ancaster, Canadá).

Muestra	CaO %	K_2O %	TiO_2 %	Fe_2O_3 %
Pico 4	3.92	2.56	0.71	4.93
Pico 5	3.74	2.59	0.62	4.65
Pico 6	3.73	2.66	0.64	4.83
Pico 7	4.72	2.63	0.74	5.74
Pico 8	3.78	2.44	0.71	5.24

de Ti (Fink *et al.*, 2000); 1.9 ± 0.2 átomos ^{36}Cl (g Fe) $^{-1}$ a $^{-1}$ para la espalación de Fe (Stone *et al.*, 2005); y 696 ± 185 neutrones (g air) $^{-1}$ a $^{-1}$ de tasa de producción de neutrones epitermales derivados de neutrones rápidos formados en la transición entre la atmósfera y la superficie terrestre (Marrero *et al.*, 2016).

También se aplicaron las tasas de producción de Ca y K, calibradas por Marrero *et al.* (2016), para mostrar las diferencias: 52.2 ± 5.2 átomos ^{36}Cl (g Ca) $^{-1}$ para la espalación de Ca; y 150 ± 15 átomos ^{36}Cl (g K) $^{-1}$ a $^{-1}$ para la espalación de K.

Tabla 4. Datos analíticos de las muestras obtenidas en los flujos de lava “A” y “B” del Pico de Orizaba para determinar la edad de exposición a partir del isótopo cosmogénico ^{36}Cl .

Muestra	Peso muestra (g)	Masa de Cl (mg) añadido con <i>spike</i>	$^{35}\text{Cl} / ^{37}\text{Cl}$	$^{36}\text{Cl} / ^{35}\text{Cl} (10^{14})$	Cl (ppm)	Concentración $^{36}\text{Cl} (10^3 \text{ átomos g}^{-1})$
Pico 4	65.17	1.958	3.442 ± 0.016	9.11 ± 0.50	397 ± 28	511 ± 43
Pico 5	64.19	1.964	3.456 ± 0.019	7.35 ± 0.40	387 ± 30	403 ± 36
Pico 6	68.28	1.965	3.456 ± 0.010	8.83 ± 0.43	364 ± 21	456 ± 32
Pico 7	66.92	1.963	3.613 ± 0.018	5.63 ± 0.35	251 ± 15	209 ± 17
Pico 8	66	1.952	3.612 ± 0.019	6.49 ± 0.43	254 ± 16	243 ± 21
Blank	-	1.956	377.4 ± 9.4	0.348 ± 0.078	-	-

Tabla 5. Edades de exposición según el isótopo cosmogénico ^{36}Cl con una tasa de erosión de 0 mm ka^{-1} de los flujos de lava “A” y “B” del Pico de Orizaba. Los fechamientos se obtuvieron a partir de las tasas de producción del isótopo ^{36}Cl más recientes: (1) Espalación de Ca: $56.0 \pm 4.1 \text{ átomos (g Ca)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Marrero *et al.*, 2016); espalación de K: $155 \pm 11 \text{ átomos } ^{36}\text{Cl (g K)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Marrero *et al.*, 2016); tasa de producción de neutrones epitermales generados por los neutrones rápidos en la atmósfera y en la transición superficie terrestre/atmósfera: $696 \pm 185 \text{ neutrones (g air)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Marrero *et al.*, 2016). (2) Espalación de Ca: $42.2 \pm 4.8 \text{ átomos } ^{36}\text{Cl (g Ca)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Schimmelpfennig *et al.*, 2011); espalación de K: $148.1 \pm 7.8 \text{ átomos } ^{36}\text{Cl (g K)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Schimmelpfennig *et al.*, 2014); tasa de producción de neutrones epitermales generados por los neutrones rápidos en la atmósfera y en la transición superficie terrestre/atmósfera: $696 \pm 185 \text{ neutrones (g air)}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Marrero *et al.*, 2016).

Muestra	Flujo de lava	Edad de exposición ^{36}Cl (1)	Edad de exposición ^{36}Cl (2)
Pico 4	“A”	3.10 ± 0.6	3.40 ± 0.66
Pico 5	“A”	2.40 ± 0.5	2.62 ± 0.52
Pico 6	“A”	2.80 ± 0.5	3.07 ± 0.57
Pico 7	“B”	1.16 ± 0.2	1.28 ± 0.22
Pico 8	“B”	1.50 ± 0.3	1.62 ± 0.29

Finalmente, se seleccionaron las fechas obtenidas a través de las tasas de producción de Schimmelpfennig *et al.* (2011, 2014) porque fueron calibradas casi en su totalidad a partir de minerales ricos en Ca y K mientras que las tasas de Marrero *et al.* (2016) se obtuvieron del análisis de muestras con una composición química más compleja. Las diferencias de edad entre las tasas de producción de Schimmelpfennig *et al.* (2011, 2014) y Marrero *et al.* (2016) son mínimas ($< 3 \%$).

En todos los casos, se utilizó una longitud de atenuación de alta energía de 160 g cm^{-2} . La producción nucleónica y muónica se estableció con el macro de Excel Cosmocalc (Vermeesch, 2007) de acuerdo con el modelo de escala de Stone (2000). El valor de sombreado del horizonte de cada muestra se estimó con la calculadora “Topographic Shielding” proporcionada por CRONUS-Earth Project (Marrero *et al.*, 2016). No se realizaron correcciones para la erosión ya que su impacto en las superficies muestreadas se considera mínimo.

Por último, no se hicieron correcciones asociadas a un posible impacto de la cubierta nival porque no existen datos que permitan estimarla de manera fidedigna para el presente y para los últimos miles de años. Se asume que el efecto potencial del hidrógeno asociado a una cubierta esporádica y delgada de nieve en la producción de ^{36}Cl de las muestras analizadas fue reducido, ya que los sitios de muestreo son prominentes y las posibilidades de permanencia de la nieve son reducidas. En la actualidad, la nieve permanece solamente entre unos días y unas pocas semanas al año, sobre todo durante el invierno en el flujo de lava “B”. El avance de los glaciares durante la Pequeña Edad de Hielo en el centro de México sugiere mayor precipitación nival (Heine, 1975) aunque los registros paleoambientales del centro de México indican que durante los periodos fríos del Holoceno tardío, entre los cuales destaca la Pequeña Edad del Hielo, tuvieron lugar sequías prolongadas (~100 - 150 años) (Rodríguez-Ramírez *et al.*, 2015).

3.3. LIQUENOMETRÍA

La liquenometría se basa en establecer la edad de exposición de una superficie rocosa al medir el tamaño de los talos de los líquenes y aplicar una tasa de crecimiento anual de la misma especie, la cual se ha obtenido previamente en superficies cuyas edades de exposición se conocen con precisión. Una de las especies más utilizadas es *Rhizocarpon geographicum*, por su carácter cosmopolita y presentar un crecimiento lento, constante y bien definido que puede ser fácilmente expresado en una curva de crecimiento (Armstrong, 1983, 2011; Bradwell y Armstrong, 2007). Su uso ha permitido conocer la edad relativa de depósitos aluviales, procesos de remoción en masa, superficies afectadas por la actividad tectónica (Bull, 2015), entre otros, aunque especialmente se ha aplicado para determinar la edad de formas de origen glaciar como las morrenas (Briner, 2011).

Cabe destacar que la liquenometría también ha sido aplicada para conocer la edad de exposición de lavas aunque en la mayoría de los casos se ha combinado con otros métodos de datación como la tefrocronología (Beget, 1984; Savoskul y Zech, 1997; Kirkbride y Dugmore, 2008), el radiocarbono (Beget, 1994) y la dendrocronología (Heikkinen, 1984; Koch *et al.*, 2007). Las edades más jóvenes obtenidas a través de este método pueden ser de unas decenas de años y la precisión es elevada siempre que los líquenes no hayan sido afectados por perturbaciones (incendios, flujos piroclásticos, etc.) y se conozca con precisión la tasa de crecimiento.

Con la finalidad de obtener la edad mínima de las lavas del Pico de Orizaba mediante la liquenometría, se ha aplicado una estrategia de muestreo que consiste en medir al menos el diámetro mayor de los 5 talos de *Rhizocarpon geographicum* de mayores dimensiones en varios puntos dentro de un radio de 10 m a lo largo de los dos flujos de lava. Los talos seleccionados fueron aquéllos con una forma circular mejor definida, situados en superficies lisas para evitar la unión de varios individuos y no sobreestimar su edad. Este procedimiento ha sido ampliamente utilizado en ambientes volcánicos y su validez se ha verificado al comparar los resultados con los obtenidos en la colonización de superficies artificiales de edad conocida (Burbank, 1981; Porter, 1981; O’Neal, y Schoenenberger, 2003; O’Neal *et al.*, 2013).

Las mediciones se realizaron directamente en el campo con un calibrador vernier y se tomaron fotografías digitales de cada individuo. En las fotografías se situó una moneda cuyo diámetro es exactamente de 21 mm, junto a cada líquen como escala de referencia. Los puntos de muestreo son superficies en resalte de las lavas que aparentemente no han sido afectadas ni por fracturas ni por procesos erosivos posteriores al enfriamiento.

La tasa de crecimiento que se utilizó para determinar la edad de cada líquen procede del volcán Iztaccíhuatl, establecida por Palacios *et al.*

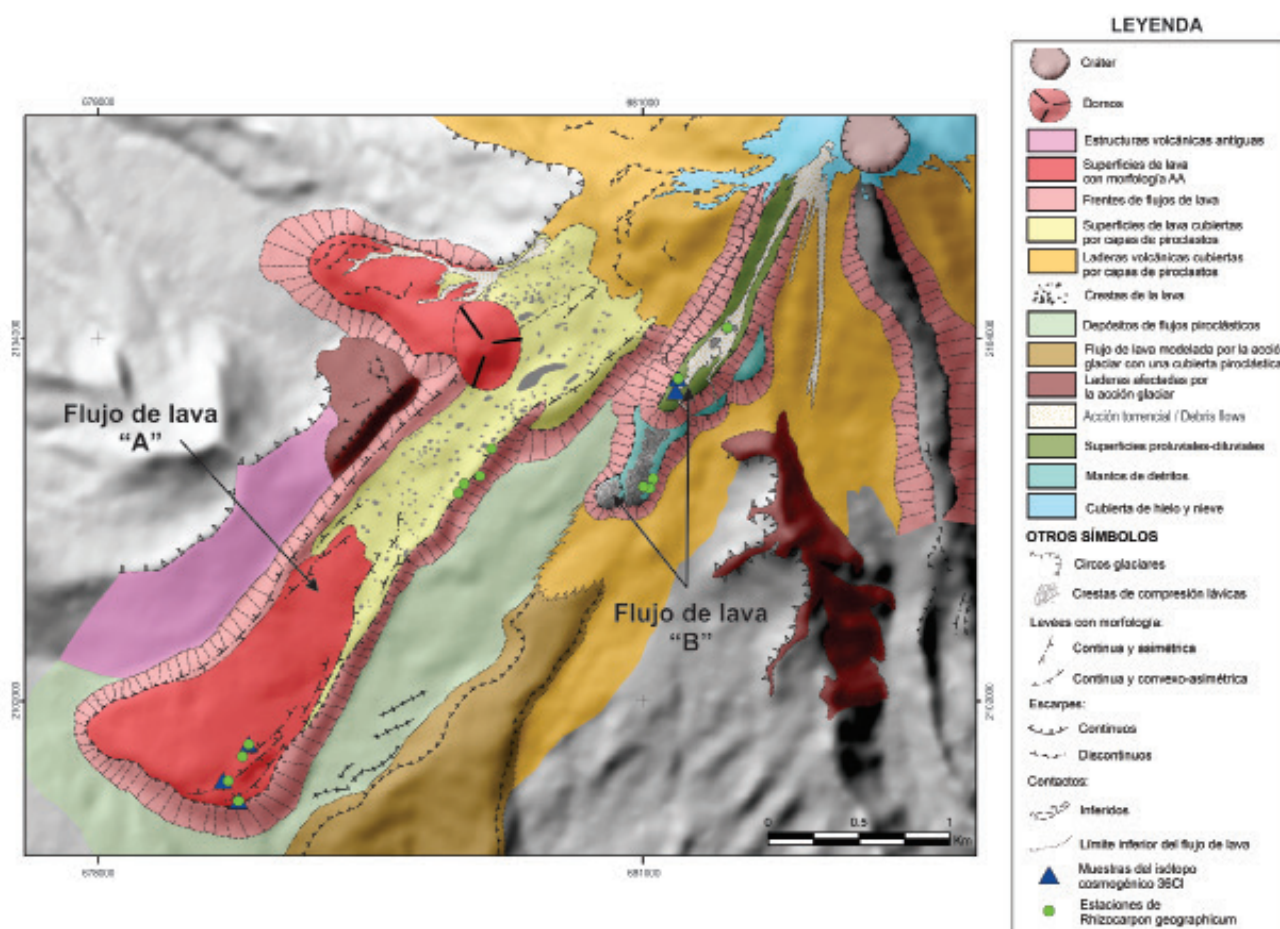


Figura 2 Mapa geomorfológico del flanco suroeste del Pico de Orizaba. El mapa también incluye la localización de las muestras de roca para cuantificar la concentración del isótopo cosmogénico ^{36}Cl y los puntos donde se midieron los talos del líquen *Rhizocarpon geographicum*.

(2012) entre los 4,300 y 5,000 m.s.n.m., un rango altitudinal similar al del área de estudio. Dicha tasa de crecimiento es de 0.23 mm a^{-1} y se obtuvo a partir de la medición de los talos instalados en superficies que estuvieron recientemente cubiertas por el glaciar de Ayoloco. Este procedimiento es de elevada fiabilidad porque se conoce bien la evolución del frente del glaciar de Ayoloco desde el año 1896 al tomar como referencia diversas fuentes gráficas. No obstante, las edades proporcionadas por la liquenometría son mínimas y no se reporta un error como en los métodos tradicionales.

4. Resultados

4.1. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La cartografía geomorfológica obtenida muestra con detalle los rasgos morfológicos de los dos flujos de lava objeto de estudio y el área adyacente (Figura 2). El análisis geomorfológico indica que las lavas “A” y “B” presentan superficies rugosas tipo tumuli (estructuras dómicas circulares o elongadas de entre 1 y 10 m de altura), levées laterales y frentes escarpados bien conservados.

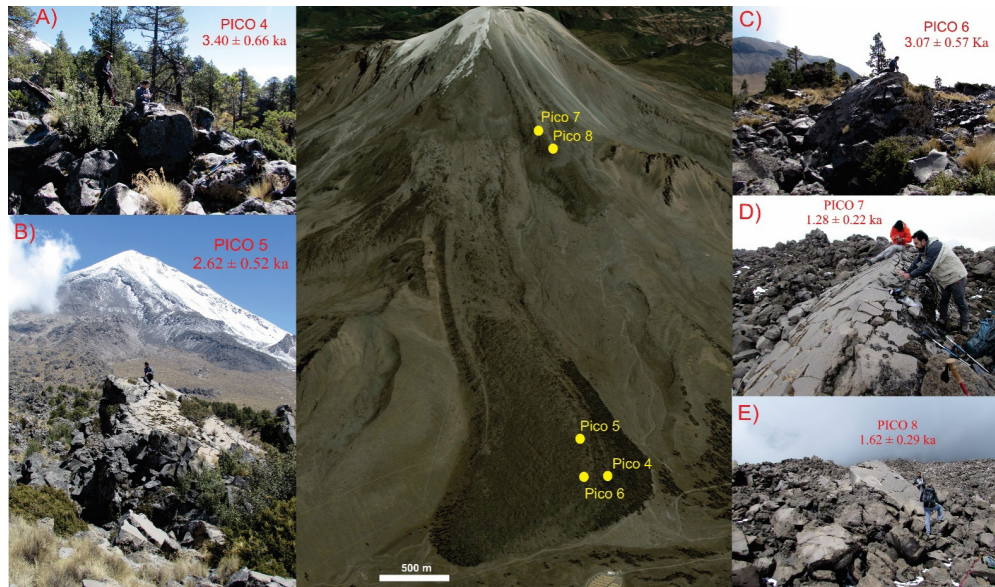


Figura 3 Localización, rasgos morfológicos y edades de exposición a la radiación cósmica según el isótopo cosmogénico ^{36}Cl de las muestras extraídas en los flujos de lava “A” (fotografías A, B y C) y “B” (fotografías D y E).

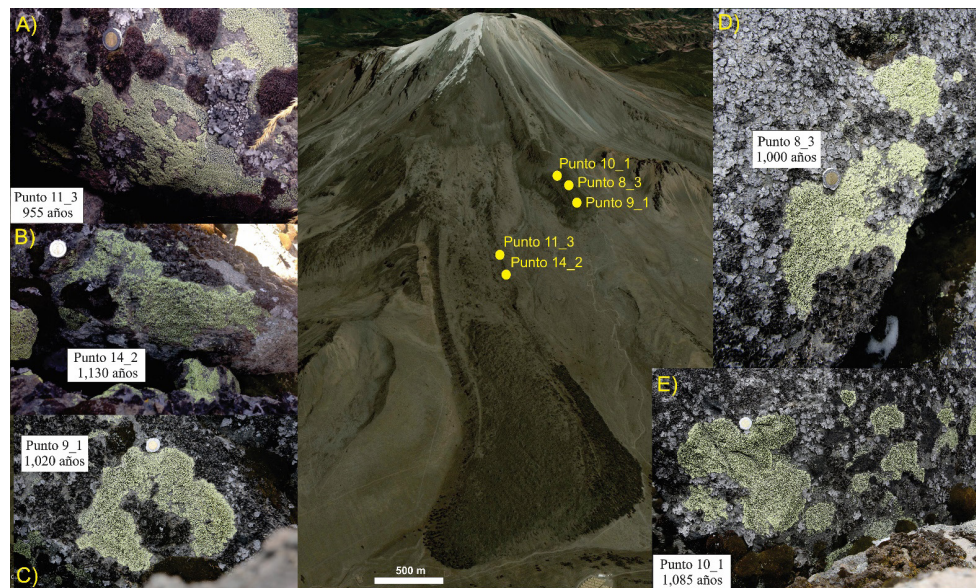


Figura 4 Localización, rasgos morfológicos y edades de exposición de acuerdo con el líquen *Rhizocarpon geographicum* en los flujos de lava “A” (fotografías A y B) y “B” (fotografías C, D y E).

Tabla 6. Datos de campo y edades de los talos de *Rhizocarpon geographicum* encontrados en los flujos de lava “A” y “B” del lado sur del Pico de Orizaba. El texto marcado en naranja indica los talos con una edad superior a 900 años. Las medidas fueron realizadas en marzo de 2015 y en mayo - junio de 2016.

Muestra	Flujo de lava	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m.)	Diámetro (mm)	Edad (años)
Punto 1.1	“A”	18.99	-97.3	4144	46	200
Punto 1.2	“A”	18.99	-97.3	4144	42	185
Punto 1.3	“A”	18.99	-97.3	4144	43	190
Punto 1.4	“A”	18.99	-97.3	4144	52	225
Punto 1.5	“A”	18.99	-97.3	4144	67	290
Punto 1.6	“A”	18.99	-97.3	4144	56	245
Punto 1.7	“A”	18.99	-97.3	4144	87	380
Punto 2.1 (a)	“A”	18.99	-97.3	4143	65	285
Punto 2.1 (b)	“A”	18.99	-97.3	4143	58	250
Punto 2.2	“A”	18.99	-97.3	4143	56	245
Punto 2.3	“A”	18.99	-97.3	4143	92	400
Punto 2.4	“A”	18.99	-97.3	4143	51	220
Punto 3.1	“A”	19	-97.3	4158	152	660
Punto 3.2	“A”	19	-97.3	4158	154	670
Punto 3.3	“A”	19	-97.3	4158	127	550
Punto 3.4	“A”	19	-97.3	4158	83	360
Punto 3.5	“A”	19	-97.3	4158	164	715
Punto 4.1	“A”	19	-97.3	4165	143	620
Punto 4.2	“A”	19	-97.3	4165	124	540
Punto 4.3	“A”	19	-97.3	4165	165	720
Punto 4.4	“A”	19	-97.3	4165	75	325
Punto 4.5	“A”	19	-97.3	4165	125	545
Punto 5.1	“B”	19.02	-97.27	4935	23	100
Punto 5.2	“B”	19.02	-97.27	4935	26	115
Punto 5.3	“B”	19.02	-97.27	4935	90	390
Punto 5.4	“B”	19.02	-97.27	4935	37	160
Punto 6.1	“B”	19.01	-97.27	4831	37	160
Punto 6.2	“B”	19.01	-97.27	4831	35	150
Punto 6.3	“B”	19.01	-97.27	4831	74	320
Punto 6.4	“B”	19.01	-97.27	4831	83	360
Punto 7.1	“B”	19.01	-97.27	4589	143	620

Tabla 6. Datos de campo y edades de los talos de *Rhizocarpon geographicum* encontrados en los flujos de lava “A” y “B” del lado sur del Pico de Orizaba. El texto marcado en naranja indica los talos con una edad superior a 900 años. Las medidas fueron realizadas en marzo de 2015 y en mayo - junio de 2016 (Continuación).

Muestra	Flujo de lava	Latitud	Longitud	Altitud (m s.n.m.)	Diámetro (mm)	Edad (años)
Punto 7.2	“B”	19.01	-97.27	4589	130	565
Punto 7.3	“B”	19.01	-97.27	4589	98	425
Punto 7.4	“B”	19.01	-97.27	4589	109	475
Punto 7.5	“B”	19.01	-97.27	4589	102	445
Punto 8.1	“B”	19.01	-97.27	4573	215	935
Punto 8.2	“B”	19.01	-97.27	4573	139	605
Punto 8.3	“B”	19.01	-97.27	4573	230	1000
Punto 8.4	“B”	19.01	-97.27	4573	193	840
Punto 9.1	“B”	19.01	-97.28	4577	235	1020
Punto 9.2	“B”	19.01	-97.28	4577	155	675
Punto 10.1	“B”	19.01	-97.28	4576	250	1085
Punto 10.2	“B”	19.01	-97.28	4576	237	1030
Punto 11.1	“A”	19.01	-97.28	4418	155	675
Punto 11.2	“A”	19.01	-97.28	4418	93	405
Punto 11.3	“A”	19.01	-97.28	4418	220	955
Punto 11.4	“A”	19.01	-97.28	4418	100	435
Punto 11.5	“A”	19.01	-97.28	4418	155	675
Punto 12.1	“A”	19.01	-97.28	4448	195	850
Punto 13.1	“A”	19.01	-97.28	4496	120	520
Punto 13.2	“A”	19.01	-97.28	4496	155	675
Punto 13.3	“A”	19.01	-97.28	4496	155	675
Punto 13.4	“A”	19.01	-97.28	4496	120	520
Punto 13.5	“A”	19.01	-97.28	4496	210	915
Punto 13.6	“A”	19.01	-97.28	4496	130	565
Punto 13.7	“A”	19.01	-97.28	4496	150	650
Punto 13.8	“A”	19.01	-97.28	4496	150	650
Punto 14.1	“A”	19.01	-97.29	4400	115	500
Punto 14.2	“A”	19.01	-97.29	4400	260	1130
Punto 14.3	“A”	19.01	-97.29	4400	140	610
Punto 14.4	“A”	19.01	-97.29	4400	90	390
Punto 14.5	“A”	19.01	-97.29	4400	130	565
Punto 14.6	“A”	19.01	-97.29	4400	155	675

Cabe destacar que el sector superior del flujo de lava “A” se encuentra parcialmente cubierto por un depósito de flujo piroclástico de ceniza que se asocia con la destrucción de un domo de lava. Dicho domo pudo ser similar al que actualmente se localiza sobre la misma lava “A”.

Asimismo, la lava “B”, formada por dos flujos de lava superpuestos, también aparece parcialmente cubierta por un manto detrítico cuyo origen fluvio-glaciario se vincula con el retroceso del glaciar y la fusión de la nieve. Ambas lavas están rodeadas por, y sobreyacen, laderas cubiertas por piroclastos de caída y depósitos de flujos piroclásticos de la ignimbrita “Citlaltépetl” (Carrasco-Núñez y Rose, 1995; Rossoti y Carrasco-Núñez, 2004). Además, el mapa muestra los vestigios de antiguos edificios tanto del Pico de Orizaba como de estructuras volcánicas adventicias ya descritas por Carrasco-Núñez (2000).

4.2. EDADES DE EXPOSICIÓN BASADAS EN LA ACUMULACIÓN *IN SITU* DEL ISÓTOPO COSMOGÉNICO ^{36}Cl

Las edades de exposición a la radiación cósmica de los dos flujos de lava se muestran en la Tabla 5. Las tres edades correspondientes a la lava “A” quedan comprendidas entre 3.40 ± 0.66 y 2.62 ± 0.52 ka mientras que las dos edades obtenidas en el flujo de lava “B” son de 1.28 ± 0.22 y 1.62 ± 0.29 ka. A pesar de las incertidumbres, tanto las tres fechas del derrame de lava “A” como las dos fechas del derrame de lava “B” muestran una notable consistencia entre sí, con una edad media de 3.03 ± 0.70 y 1.45 ± 0.35 ka, respectivamente (Figura 3).

4.3. EDADES DE EXPOSICIÓN SEGÚN LA LIQUENOMETRÍA

En la lava “A” los líquenes medidos entre 4140 y 4170 m.s.n.m. en las estaciones de muestreo Punto-1 a Punto-4 tienen una elevada competencia con otras especies de líquenes y briofitos, al existir unas condiciones ambientales más

benignas, comparadas con las de estaciones más elevadas (Punto-11 a Punto-14) situadas entre 4400 y 4500 m.s.n.m. donde el clima es más extremo, lo que dificulta el crecimiento óptimo de *Rhizocarpon geographicum*. Así, los talos de *Rhizocarpon geographicum* muestran un gradiente en el que se diferencian individuos de entre 185 y 720 años en las estaciones más bajas de la lava (Punto-1 a Punto-4), mientras que talos longevos que sobrepasan los 1000 años se encontraron en las estaciones más externas y elevadas (Punto-11 a Punto-14), especialmente en los *levées*. El talo más longevo encontrado en el flujo de lava “A” es de ~ 1130 años (Figura 4 y Tabla 6).

En la lava “B” se llevaron a cabo mediciones de talos en puntos localizados desde poco menos de 5000 m.s.n.m. (Punto-5 y Punto-6), hasta su frente entre 4590 y 4570 m.s.n.m. (Punto-7 a Punto-10). En las estaciones Punto-5 y Punto-6, los talos de *Rhizocarpon geographicum* son escasos y no alcanzan los 400 años, y a medida que se desciende en altitud su distribución se generaliza pero su edad es similar. La causa es la presencia de un manto de detritos que cubrió la parte más alta de la superficie del flujo lávico (probablemente asociado a la fusión repentina del glaciar), y a la competencia con comunidades de briofitos. Dada esta situación limitante, el muestreo se completó en el sector inferior del flujo de lava donde los líquenes alcanzan un desarrollo óptimo con cuatro individuos de entre 1000 y 1100 años (Figura 4 y Tabla 6). El talo más longevo encontrado en el flujo de lava “B” es de ~ 1085 años.

5. Discusión y conclusiones

El análisis geomorfológico detallado de los flujos de lava “A” y “B” muestra que ambos presentan un buen estado de conservación tal y como evidencia la presencia de superficies rugosas tipo *tumuli*, *levées* laterales y frentes escarpados, lo que concuerda con las observaciones iniciales realizadas por Carrasco-Núñez (1997). Desde un punto de vista

cronológico, la edad media de exposición por ^{36}Cl del flujo de lava “A” es de 3.03 ± 0.70 ka, mientras que la edad mínima proporcionada por el talo de mayor tamaño encontrado de *Rhizocarpon geographicum* es de ~ 1130 años. La diferencia entre ambos es de ~ 2000 años probablemente debido a que los talos más longevos de *Rhizocarpon geographicum* no representan la primera fase de colonización de la especie. De hecho, las observaciones de campo indican que la lava “A” ha sido afectada por incendios forestales y flujos piroclásticos que han afectado a la colonia de *Rhizocarpon geographicum*. Además, hay que tener en cuenta la mortalidad natural de los individuos pioneros (Loso y Doak, 2006). No obstante, los dos métodos de datación indican edades sustancialmente mayores que las de Hoskuldsson y Robin (1993) y Carrasco-Núñez (1997, basado en Crausaz, 1994), quienes asignaron tentativamente el flujo de lava a la actividad eruptiva reportada a mediados del siglo XVI.

En el flujo de lava “B”, la edad media de exposición por ^{36}Cl es de 1.45 ± 0.35 ka. Además, cuatro individuos de *Rhizocarpon geographicum* tienen entre ~ 1000 y 1100 años. Ambos métodos ponen de manifiesto, al igual que ocurre con la lava “A”, que el flujo de lava “B” es varios cientos de años más antiguo que la edad (año 1613) tentativamente propuesta por Hoskuldsson y Robin (1993) y Carrasco-Núñez (1997, basado en Crausaz 1994). Además, la similitud entre las edades derivadas del isótopo cosmogénico ^{36}Cl y de la liquenometría en el derrame de lava “B”, teniendo en cuenta que hay un lapso entre que la lava se estabiliza y es colonizada por los talos pioneros de *Rhizocarpon geographicum*, apoya la fiabilidad de ambos métodos de fechamiento.

Los nuevos fechamientos mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl y la liquenometría confirman la cronología relativa presentada por Hoskuldsson y Robin (1993) y por Carrasco-Núñez (1994) para las lavas analizadas, y al mismo tiempo muestran que no es fiable combinar las morfologías primarias, la estratigrafía relativa y los registros históricos en los flujos de lava como indicadores

consistentes de juventud y para vincular su emisión a determinados episodios eruptivos. En otros estudios donde se ha aplicado el isótopo cosmogénico ^{36}Cl ya se ha observado que flujos de lava de aspecto relativamente joven tienen edades sustancialmente más antiguas que las atribuidas con base en su morfología, lo mismo en el caso de flujos del Pleistoceno tardío (Phillips, 2003), que del Holoceno medio y tardío (Dunbar, 1999; Dunbar y Phillips, 2004). En suma, consideramos que los resultados derivados del isótopo cosmogénico ^{36}Cl en los dos casos aquí estudiados reflejan la edad de emisión de las lavas, mientras que los de liquenometría representan edades mínimas debido a que escapan a los límites máximos del método. Sin embargo, el uso de la liquenometría en flujos de lava de menos de 1000 años de edad tiene un buen potencial.

Por otro lado, los resultados aquí expuestos implican que la edad ^{36}Cl del flujo de lava “A” (3.03 ± 0.70 ka) de manera general se traslapa con la edad ^{14}C del episodio Jacal (3400 ± 110 AP/ $3,450 \pm 70$ AP; rango de edades calibradas: $3500\text{--}3900$ cal AP) de Hoskuldsson y Robin (1993), considerando los rangos de error de cada método. De manera similar la edad ^{36}Cl del flujo “B” (1.45 ± 0.35 ka) y la edad ^{14}C del episodio Texmola (1810 ± 50 AP/ 1910 ± 40 AP; rango de edades calibradas 2 sigma en CA: $1610\text{--}1940$ cal AP) de Hoskuldsson y Robin (1993) se traslapan, por lo cual no puede descartarse que sean correlativos. Las edades ^{14}C calibradas se obtuvieron en CALIB versión 7.04 (Stuiver y Reimer, 1993) y son comparables con las edades ^{36}Cl , ya que la calibración del método ^{36}Cl se basa en fechas ^{14}C calibradas.

Cabe destacar que junto a estas dos lavas hay otros derrames lávicos y al menos un depósito de flujo piroclástico, situado entre las lavas “A” y “B” que se caracteriza por la presencia de secuencias de hileras de bloques de textura vítrea con tamaños que superan 1 m de altura, cuyas edades no son conocidas con certeza. Los resultados del presente estudio ponen de manifiesto

que los métodos de fechamiento por exposición superficial, específicamente ^{36}Cl y la liquenometría, permiten refinar la cronología eruptiva de los grandes estratovolcanes, especialmente en el Holoceno tardío y en áreas de elevada altitud donde el uso de otros métodos es limitado. Dado que en torno al Citlaltépetl y otros estratovolcanes viven varias decenas de miles de personas, dicho esfuerzo resulta de suma importancia para la mitigación del riesgo volcánico. La combinación del isótopo cosmogénico ^{36}Cl y la liquenometría constituye un procedimiento útil para dicho fin.

Agradecimientos

Esta investigación fue apoyada por los proyectos CGL2015-65813-R del Ministerio de Economía y Competitividad de España y IA105318, IN105213 y IN109216 del programa UNAM-DGAPA-PA-PIIT. También queremos agradecer a Gerardo Carrasco y José Luis Macías cuyos comentarios constructivos permitieron mejorar el manuscrito.

Referencias

- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez Selem, L., 2003, The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications: Geological Society of America Bulletin, 115, 230-248. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0230:tkpeon>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0230:tkpeon>2.0.co;2)
- Arce, J.L., Cervantes, K.E., Macías, J.L., Mora, J.C., 2005a, The 12.1 ka Middle Toluca Pumice: A dacitic Plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 147, 125-143. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.03.010>
- Arce, J.L., Macías, J.L., Gardner, J.E., Layer, P.W., 2006, A 2.5 ka history of dacitic magmatism at Nevado de Toluca, Mexico: petrological, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, and experimental constraints on petrogenesis: Journal of Petrology, 47(3), 457-479. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi082>
- Armstrong, R.A., 1983, Growth curve of the lichen *Rhizocarpon geographicum*: New Phytologist, 94 (4), 619-622. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1983.tb04870.x>
- Armstrong, R.A., 2011, The biology of the crustose lichen *Rhizocarpon geographicum*: Symbiosis, 55(2), 53-67. <https://doi.org/10.1007/s13199-011-0147-x>
- Avellán, D.R., Macías, J.L., Arce, J.L., Jiménez-Haro, A., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V.H., Sosa-Ceballos, G., Bernal, J.P., López-Loera, H., Cisneros, G., Layer, P.W., García-Sánchez, L., Reyes-Agustín, G., Rocha, V.S., Rangel, E., 2018, Eruptive chronology and tectonic context of the late Pleistocene Tres Vírgenes volcanic complex, Baja California Sur (México): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 360, 100-125. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.012>
- Bashenina, B., 1977, Cartografía geomorfológica, Ed. Educación Superior, Moscú, URSS. 375 p (en ruso).
- Beget, J.E., 1984, Tephrochronology of late Wisconsin deglaciation and Holocene glacier fluctuations near Glacier Peak, North Cascade range, Washington: Quaternary Research, 21(3), 304-316. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(84\)90070-x](https://doi.org/10.1016/0033-5894(84)90070-x)
- Beget, J.E., 1994, Tephrochronology, lichenometry and radiocarbon dating at Gulkana Glacier, central Alaska range, USA: The Holocene, 4(3), 307-313. <https://doi.org/10.1177/095968369400400310>

- Bernal, J.P., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Ortega-Obregón, C. Mori, L., Vega-González, M., Espinosa-Arbeláez, D.G., 2014, In-situ $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Quaternary zircons using LA-MCICPMS: Quaternary Geochronology, 23, 46-55. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.06.003>
- Bernal, J.P., 2015, Reaching new boundaries for in-situ U-Th geochronology: American Mineralogist, 100(10), 2017. <https://doi.org/10.2138/am-2015-5393>
- Bradwell, T., Armstrong, R.A., 2006, Growth rates of *Rhizocarpon geographicum* lichens: a review with new data from Iceland: Journal of Quaternary Science, 22(4), 311-320. <https://doi.org/10.1002/jqs.1058>
- Briner, J.P., 2011, Dating Glacial landforms. In: Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K. (eds.), Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_616
- Bull, W.B., 2015, Lichenometry, in Rink, W.J., Thompson, J.W. (eds.), Encyclopedia of Scientific Dating Methods: Shington, USA., Springer Netherlands, 372-378.
- Burbank, D.W., 1981, A chronology of late Holocene glacier fluctuations on Mount Rainier, Washington: Arctic and Alpine Research, 13(4), 369-386. <https://doi.org/10.2307/1551049>
- Carrasco-Núñez, G., 1997, Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico: Geological Magazine, 134(2), 151-162. <https://doi.org/10.1017/s0016756897006614>
- Carrasco-Núñez, G., 2000, Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico: Special Paper of the Geological Society of America 334, 247-262. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2334-5.247>
- Carrasco-Núñez, G., Rose, W.I., 1995, Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 69 (3-4), 197-215. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00023-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00023-2)
- Crausaz, W., 1994, Pico de Orizaba o Citlaltépetl: geology, archaeology, history, natural history and mountaineering routes: Ohio, Geopress International, 594 p.
- Dunbar, N.W., 1999, Cosmogenic ^{36}Cl -determined age of the Carrizozo lava flows, south-central New Mexico: New Mexico Geology, 21, 25-29.
- Dunbar, N.W., Phillips, F.M., 2004, Cosmogenic ^{36}Cl ages of lava flows in the Zuni-Bandera volcanic field, northcentral New Mexico, U.S.A.: New Mexico Bureau of Geology & Mineral Resources, Bulletin, 160, 309-317.
- Fink, D., Vogt, S., Hotchkis, M., 2000, Cross-sections for ^{36}Cl from Ti at $E_p = 35-150$ MeV: applications to *in-situ* exposure dating: Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 172, 861-866. [https://doi.org/10.1016/s0168-583x\(00\)00200-7](https://doi.org/10.1016/s0168-583x(00)00200-7)
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001, Terrestrial *in situ* cosmogenic nuclides: theory and application: Quaternary Science Reviews, 20(14), 1475-1560. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(00)00171-2)
- Heikkinen, O., 1984, Dendrochronological evidence of variations of Coleman Glacier, Mount Baker, Washington, U.S.A.: Arctic and Alpine Research, 16(1), 53-64. <https://doi.org/10.2307/1551172>
- Heine, K., 1975, Permafrost am Pico de Orizaba, Mexiko: Eiszeitalter und Gegenwart, 26, 212-217.
- Hoskuldsson, A., Robin, C., 1993, Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico: Bulletin of Volcanology, 55 (8), 571-587. <https://doi.org/10.1007/bf00301810>

- Jomelli, V., Lane, T., Favier, V., Masson-Delmotte, V., Swingedouw, D., Rinterknecht, V., Schimmelpfennig, I., Brunstein, D., Verfaillie, D., Adamson, K., Leanni, L., Mokadem F., Aumaitre, G., Bourles, D.L., Keddadouche, K., 2016, Paradoxical cold conditions during the medieval climate anomaly in the Western Arctic: Scientific Reports, 6 (1), 32984. <https://doi.org/10.1038/srep32984>
- Kirkbride, M.P., Dugmore, A.J., 2008, Two millennia of glacier advances from southern Iceland dated by tephrochronology: Quaternary Research, 70 (3), 398-411. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.07.001>
- Koch, J., Clague, J.J., Osborn, G.D., 2007, Glacier fluctuations during the past millennium in Garibaldi Provincial Park, southern Coast Mountains, British Columbia: Canadian Journal of Earth Sciences, 44(9), 1215-1233. <https://doi.org/10.1139/e07-019>
- Lauer, W., 1978, Timberline studies in Central Mexico: Arctic and Alpine Research, 10 (2), 383-396. <https://doi.org/10.2307/1550769>
- Los0, M.G., Doak, D.F., 2006, The biology behind lichenometric dating curves: Oecologia, 147(2), 223-229. <https://doi.org/10.1007/s00442-005-0265-3>
- Macías, J.L., 2007, Geology and eruptive history of some active volcanoes of Mexico: Special Paper of the Geological Society of America, 422, 183-232. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(06\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(06))
- Marrero, S.M., Phillips, F.M., Caffee, M.W., Gosse, J.C., 2016, CRONUS-Earth cosmogenic ^{36}Cl calibration: Quaternary Geochronology, 31, 199-219. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.10.002>
- O'Neal, M.A., Schoenenberger, K.R., 2003, A *Rhizocarpon geographicum* growth curve for the Cascade Range of Washington and northern Oregon, USA: Quaternary Research, 60(2), 233-241. [https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00104-2](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00104-2)
- O'Neal, M.A., Legg, N.T., Hanson, B., Morgan, D.J., Rothgeb, A., 2013, Lichenometric dating of rock surfaces in the northern Cascade Range, USA: Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 95(3), 241-248. <https://doi.org/10.1111/geoa.12012>
- Palacios, D., García-Sancho, L., Zamorano, J.J., Andrés, N., Pintado, A., 2012, The deglaciation of Iztaccíhuatl volcano (Mexico) from the Little Ice Age maximum to the present, determined by photogrammetry and lichenometry (abstract), in Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012- 3755.
- Phillips, F.M., 2003, Cosmogenic ^{36}Cl ages of Quaternary basalt flows in the Mojave Desert, California, USA: Geomorphology, 53 (3-4), 199-208. [https://doi.org/10.1016/s0169-555x\(02\)00328-8](https://doi.org/10.1016/s0169-555x(02)00328-8)
- Porter, S.C., 1981, Lichenometric studies in the Cascade Range of Washington: establishment of *Rhizocarpon geographicum* growth curves at Mount Rainier: Arctic and Alpine Research, 13(1), 11-23. <https://doi.org/10.2307/1550622>
- Rodríguez-Ramírez, A., Caballero, M., Roy, P., Ortega, B., Vázquez-Castro, G., Lozano-García, S., 2015, Climatic variability and human impact during the last 2000 years in western Mesoamerica: evidence of late Classic (AD 600-900) and Little Ice Age drought events: Climate of the Past, 11(9), 1239-1248. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1239-2015>
- Rossotti, A., Carrasco-Núñez, G., 2004, Stratigraphy of the 8.5-9.0 ka B.P. Citlaltépetl pumice fallout sequence: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21, 353-370.
- Savoskul, O.S., Zech, W., 1997, Holocene glacier advances in the Topolovaya Valley, Bystrinskiy Range, Kamchatka, Russia, dated by tephrochronology and lichenometry: Arctic and Alpine Research, 29(2), 143-155. <https://doi.org/10.2307/1552041>

- Schimmelpfennig, I., 2009, Cosmogenic ^{36}Cl in Ca and K Rich Minerals: Analytical Developments, Production Rate Calibrations and Cross Calibration with ^3He and ^{21}Ne : Aix en Provence, France, Paul Cezanne Aix-Marseille III University, Ph.D. dissertation.
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.H., Boulès, D., Burnard, P., Williams, A., 2009, Sources of *in-situ* ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates: *Quaternary Geochronology*, 4(6), 441- 461. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.003>
- Schimmelpfennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P.H., Burnard, P., Boulès, D., Finkel, R., Ammon, K., Dunai, T., 2011, Calibration of cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38°N, Italy) and Payun Matru (36°S, Argentina): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 (10), 2611-2632. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.02.013>
- Schimmelpfennig, I., Schaefer, J.M., Akçar, N., Koffman, T., Ivy-Ochs, S., Schwartz, R., Finkel, R.C., Zimmerman, S., Schlüchter, C., 2014, A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating: *Earth and Planetary Science Letters*, 393, 220-230. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.046>
- Sharma, P., Kubik, P.W., Fehn, U., Gove, H.E., Nishiizumi, K., Elmore, D., 1990, Development of ^{36}Cl standards for AMS: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Material and Atoms*, 52, 410-415. [https://doi.org/10.1016/0168-583x\(90\)90447-3](https://doi.org/10.1016/0168-583x(90)90447-3)
- Siebe, C., Abrams, M., Sheridan, M.F., 1993, Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1-2), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90075-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90075-3)
- Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J.L., Gardner, J., Bonasia, R., 2017, The ~ 23,500 y ^{14}C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 333-334, 66-95. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.01.011>
- Simonov, Y., 1985, Análisis morfológico: Moscú, URSS, Editorial Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov (en ruso).
- Stone, J., 2000, Air pressure and cosmogenic isotope production: *Journal of Geophysical Research*, 105, 23753-23759. <https://doi.org/10.1029/2000jb900181>
- Stone, J.O., Fifield, K., Vasconcelos, P., 2005, Terrestrial chlorine-36 production from spallation of iron (resumen), *in* 10th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry: Berkeley, USA.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993, Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program: *Radiocarbon*, 35(1), 215-230. <https://doi.org/10.1017/s0033822200013904>
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2011, Late quaternary glaciation in Mexico, *in* Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. A Closer Look*: Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 849-861.
- Vermeesch, P., 2007, CosmoCalc: an excel add-in for cosmogenic nuclide calculations: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(8), 1525-2027. <https://doi.org/10.1029/2006gc001530>