

El volcán Paricutín en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato: una revisión

Martha Gabriela Gómez-Vasconcelos (ga8ygomez@yahoo.com)

Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Morelia, Michoacán

Resumen

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato alberga más de 1,200 volcanes y es una de las regiones de vulcanismo monogenético más extensas del mundo (>40,000 km²). En él se encuentran principalmente conos de escoria, volcanes en escudo pequeño de composición basáltica y andesita basáltica y domos de composición andesítica y dacítica. Su actividad comenzó en el Plioceno tardío (3.9 Ma) y continúa activo hasta ahora. En algunas partes del campo volcánico se encuentran alineamientos de volcanes, paralelos a los sistemas de fallas regionales, suponiendo una estrecha relación entre el vulcanismo y el tectonismo. El volcán Paricutín (1943-1952) es el volcán más joven del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Su nacimiento representó una tragedia para los habitantes de la región, pero para la ciencia significó un asombroso suceso del desarrollo de un volcán. Sus nueve años de actividad nos recuerdan que las tierras michoacanas están vivas y son propensas a albergar un nuevo volcán en el futuro.

Abstract

The Parícutín volcano in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field

The Michoacán-Guanajuato Volcanic Field contains more than 1,200 volcanoes and is one of the largest monogenetic volcanic regions in the world (>40,000 km²). It mainly consists of scoria cones, small-shield volcanoes of basaltic and basaltic andesite composition, and andesitic-dacitic domes. Its activity started in the Late Pliocene (3.9 Ma) and continues active nowadays. In some regions of the volcanic field there are volcanic alignments that are parallel to the regional fault systems, suggesting a close relationship between volcanism and tectonism. The Parícutín volcano (1943-1952) is the youngest volcano of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. Its birth meant a tragedy for the people in the region, but for science it meant a great event of the development of a volcano. Its nine years of activity remind us that Michoacán land is alive and capable of hosting a new volcano in the future.

Palabras clave: volcanes, campo volcánico monogenético, 75 aniversario Parícutín.

1. Introducción

México es un país geodiverso en el cual podemos encontrar una gran variedad de ambientes geológicos, entre ellos sobresale el paisaje volcánico, el cual cubre más del 40% de la superficie nacional (Macías y Capra 2004). Gran parte del vulcanismo activo en México se encuentra en la parte central del país, en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, donde vive cerca del 50% de la población mexicana rodeada por más de 8,000 volcanes (Macías y Capra 2004). El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) abarca la parte norte del estado de Michoacán y la parte sur del estado de Guanajuato; contiene alrededor de 1,200 ± 200 volcanes monogenéticos (Hasenaka y Carmichael 1985a, Cebriá et al. 2011a, Pérez-López et al. 2011), entre ellos el Parícutín (1943-1952) y el Jorullo (1759-1774), los cuales nos recuerdan que el vulcanismo en esta región es un fenómeno latente que puede ocurrir en un futuro próximo.

En el presente trabajo se hace una breve revisión geológica sobre los estudios realizados en el CVMG y una reseña histórica sobre el volcán Parícutín, debido a la celebración del 75 aniversario de su nacimiento. El principal propósito de esta revisión es recordar que en Michoacán estamos rodeados de volcanes, así como

brindar información sobre los tipos de volcanes, peligros volcánicos y las implicaciones que conllevan vivir cerca de un volcán.

2. Revisión geológica del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es un arco volcánico continental creado por la convergencia oblicua de las placas de Cocos y Norte América (Demant 1978, Ferrari et al. 1999). El CVTM tiene una orientación E-W y se extiende por más de 1,000 km a través del centro del país, albergando a más de 8,000 volcanes de distintos tipos, edades y composiciones (Mooser 1969, Demant 1978, Gómez-Tuena et al. 2007), por lo que el CVTM es uno de los arcos volcánicos más complejos y diversos del mundo. Su actividad comenzó en el Mioceno medio (~15 Ma) y actualmente sigue activo (Siebe et al. 2006, Ferrari et al. 2012) (Fig. 1).

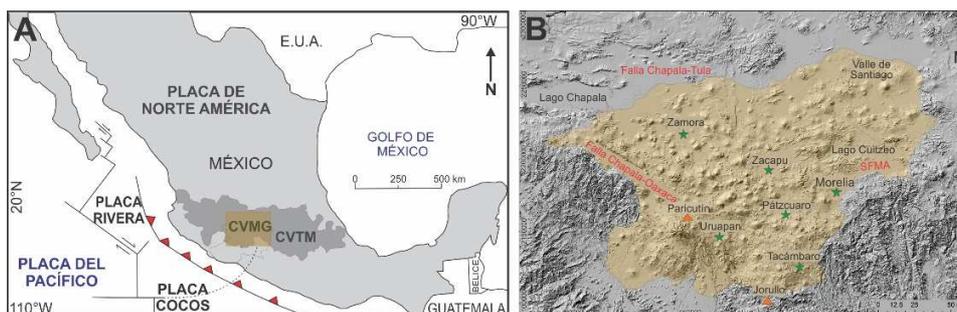


Figura 1. A, Contexto tectónico del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) y localización del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). B, Los volcanes Paricutín y Jorullo dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (área anaranjada), las principales ciudades y estructuras tectónicas. SFMA, Sistema de Fallas Morelia-Acambay.

En la porción central del CVTM se encuentra el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). Esta región, completa o en parte, ha sido citada en estudios anteriores como la Región del Paricutín (Williams 1950), la Provincia Volcánica de Michoacán (Foshag y González 1956), el Campo Volcánico Zamora (Simkin et al. 1981) y vulcanismo monogenético del CVTM (Pasquarè et al. 1991) (Fig. 1). En general, los volcanes monogenéticos sólo están activos durante un corto periodo de tiempo, que puede durar desde unos meses hasta 20 años y después de este periodo generalmente no se vuelven a activar (Németh y Kereszturi 2015).

Diversidad de los aparatos volcánicos en el CVMG

En el CVMG se encuentran una gran variedad de estructuras volcánicas monogenéticas, como conos de escoria, volcanes en escudo pequeño, domos de lava, maares, anillos de tobas y flujos de lava (Hasenaka y Carmichael 1987; Hasenaka 1994).

Los conos de escoria son volcanes pequeños formados por la acumulación de ceniza, lapilli y bombas o bloques y son producto de erupciones estrombolianas y/o vulcanianas. Algunos conos de escoria tienen flujos de lava asociados, los cuales son originados por erupciones de tipo hawaiiana (Wood 1980). Más del 90% de las estructuras volcánicas en el CVMG son conos de escoria, con una densidad media de 2.5 conos por 100 km² y una dimensión promedio de 90 m de altura x 800 m de diámetro basal, con un cráter de 230 m de diámetro y un volumen promedio de 0.021 km³ (Hasenaka y Carmichael 1985b) (Fig. 2b).

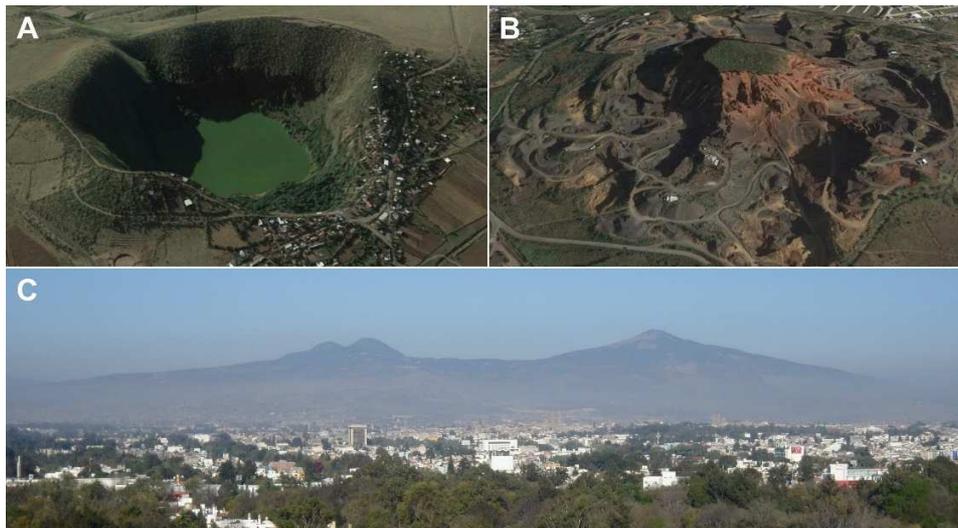


Figura 2. A, Volcán tipo maar ubicado al noroeste de Morelia, conocido como la alberca de Teremendo o la alberca de Guadalupe (Google Earth). B, Lo que queda del cono de escoria Parastaco, ubicado al oeste de Morelia, ya que es utilizado como banco de material (Google Earth). C, Volcanes en escudo pequeño Tetillas y Quinceo al noroeste de Morelia. El volcán Tetillas posee en su cima un domo de lava y un cono de escoria asociados.

Los volcanes en escudo pequeño se forman por la acumulación de flujos de lava, por medio de erupciones hawaiianas, formando algo parecido al escudo de un guerrero (Simkin y Siebert 1994). Se caracterizan por su gran diámetro basal y sus

suaves pendientes ($\leq 10^\circ$). Se han identificado al menos 300 volcanes en escudo pequeño en el CVMG, con diámetros entre 3 y 10 km, alturas entre 300 y 700 m y pendientes con ángulos entre 5 y 15° (Ban et al. 1992, Hasenaka 1994). Estos volcanes representan una gran cantidad del volumen de magma extruido en el campo volcánico (Ban et al. 1992). Algunos domos de lava y conos de escoria están asociados a los volcanes en escudo pequeño (Ban et al. 1992) (Fig. 2c).

Los domos de lava son volcanes circulares u ovalados que consisten en extrusiones lentas de lava altamente viscosa amontonada alrededor de un centro de emisión (Bates y Jackson 1980). Existen al menos 43 domos de lava en el CVMG (Hasenaka y Carmichael 1985a). Su cúpula o cima presenta formas variadas (circular, plana o espinosa) dependiendo de la viscosidad de la lava.

Los maares y anillos de tobas son pequeños cráteres volcánicos superficiales y redondos de paredes bajas conformadas por depósitos de caída (ceniza y fragmentos de la roca encajonante), que se originan por erupciones freatomagmáticas, en las cuales existe interacción explosiva entre el magma y el agua (Lorenz 1973). En los maares, el cráter posee pendientes empinadas y se encuentra por debajo de la superficie por lo que frecuentemente su interior contiene agua. Se han identificado al menos 22 maares o anillos de tobas en el CVMG (Fig. 2a). Al noreste del CVMG, en el Valle de Santiago, se encuentran 13 maares alineados en dirección NNW-SSE (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez 2008, Aranda-Gómez et al. 2014), indicando una zona de debilidad cortical (Murphy 1982).

Los flujos de lava que no están asociados a una estructura volcánica se emplazan a lo largo de una fisura o fractura lineal por medio de erupciones efusivas de tipo hawaiano (Stothers et al. 1986). Las erupciones fisurales se caracterizan por sus grandes volúmenes de flujos de lava de baja viscosidad, las cuales llegan a formar mesas de lava con más de un kilómetro de espesor (e.g., Columbia River plateau, Geist y Richards 1993). Se han contabilizado alrededor de 61 flujos de lava de origen fisural o con estructuras volcánicas no identificadas en el CVMG (Hasenaka y Carmichael 1985a), los cuales tienen un espesor promedio de 40 m, longitud promedio de 3.5 km y volumen promedio de 0.23 km^3 (Hasenaka y Carmichael 1985a).

La mayoría de los volcanes en el CVMG son de composición basáltica o andesita basáltica (excepto los domos de lava, que son de composición andesítica o dacítica), con fenocristales de olivino, plagioclasa, augita y piroxeno (Hasenaka y Carmichael 1987, Guilbaud et al. 2012). La gran mayoría pertenecen a la serie

calco-alcalina, típica de ambientes de subducción (Hasenaka y Carmichael 1987). Sin embargo, también hay productos volcánicos que pertenecen a la serie alcalina, típica de magmas primitivos tipo OIB (Hasenaka y Carmichael 1987), especialmente en la parte norte del CVMG (Losantos et al. 2017).

Edad del magmatismo en el CVMG

El CVMG inició su desarrollo en el Plioceno tardío, aunque su actividad se incrementa a partir del Pleistoceno y es más abundante durante el Holoceno (Hasenaka y Carmichael 1985, Ban et al. 1992, Guilbaud et al. 2012, Siebe et al. 2014, Pola et al. 2015, Reyes-Guzmán et al. 2018, Osorio-Ocampo et al. 2018). Las edades absolutas reportadas hasta ahora varían entre 3.974 y 0.0001 Ma, las cuales constituyen el 17% de todo el CVMG. Estas edades fueron obtenidas con métodos radiométricos ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y de radiocarbono (C^{14}) (Nixon et al. 1987, Ban et al. 1992, Delgado-Granados et al. 1993, Guilbaud et al. 2011, 2012, Pola et al. 2014, Chevrel et al. 2016, Reyes-Guzmán et al. 2018, Osorio-Ocampo et al. 2018). Hasenaka y Carmichael (1985a) realizaron fechamientos relativos usando parámetros morfométricos y clasificaron 78 volcanes como morfológicamente jóvenes, de 40,000 años o menos, por lo tanto indica que un nuevo volcán nace cada >500 años. Esto es compatible con el estudio de Guilbaud et al. (2012) en la zona de Tacámbaro, donde encontraron 18 volcanes holocénicos, es decir, un nuevo volcán cada >550 años.

Sin embargo, las erupciones no necesariamente son periódicas, pues se sabe que han nacido grupos de volcanes con características similares en sectores determinados del CVMG durante un periodo relativamente corto (Cano-Cruz y Carrasco-Núñez 2008, Mazzarini et al. 2010). Algunos de estos grupos de volcanes se presentan en forma alineada sobre fallas o fracturas regionales preexistentes, sugiriendo una estrecha relación entre el magmatismo y el tectonismo en el CVMG (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego 1990, Suter et al. 2001, Garduño-Monroy et al. 2009; Cebriá et al. 2011a). Así mismo se cree que estas estructuras tectónicas regionales, Sistema de Fallas Chapala-Tula (Sistema de Fallas Morelia-Acambay) y Chapala-Oaxaca, representan debilidades corticales por las cuales se emplazan las intrusiones magmáticas, controlando así la distribución de algunos centros de emisión del campo volcánico (Fig. 1) (Johnson et al. 1988, Johnson y Harrison 1989, Garduño-Monroy et al. 2009).

Hasenaka y Carmichael (1985a) calcularon una tasa eruptiva de 0.8 km³/1000 años para los últimos 40,000 años en todo el CVMG. Sin embargo, Guilbaud et al. (2012)

calcularon una tasa eruptiva de 0.34 a 0.39 km³/1000 años para los últimos 10,000 años en la zona de Tacámbaro, en un área menor al 10% del área total del CVMG. Esto se puede traducir en una producción de magma muy variable en tiempo y espacio, o bien en una densidad y distribución espacial heterogénea (Guilbaud et al. 2011).

Los volcanes más jóvenes del CVMG son el Jorullo (1759-1774) y el Parícutín (1943-1952) y curiosamente ambos volcanes se encuentran dentro de las zonas con mayor densidad de volcanes (Hasenaka y Carmichael 1985b, Guilbaud et al. 2011), lo que sugiere que estas zonas son unas de las más propensas a albergar el próximo volcán en el CVMG.

Actividad volcánica y peligro volcánico del CVMG

Actualmente no existe actividad volcánica en el CVMG (como flujos de lava, erupciones, etc.), ya que en principio los volcanes monogenéticos existentes ya están extintos. Sin embargo, sí han ocurrido erupciones históricas en los últimos 10,000 años, por lo que se le considera un campo volcánico monogenético activo. Además, el Parícutín todavía está en estado de enfriamiento y cuando se infiltra el agua de lluvia presenta fumarolas y existen algunas manifestaciones termales en Ixtlán de los Hervores, San Agustín del Maíz, Los Negritos, Cuitzeo y Araró). El estudio del CVMG nos permite distinguir los peligros volcánicos a los cuales estaría expuesta la población en los estados de Michoacán y Guanajuato, en caso de que se llegara a presentar actividad volcánica en el futuro. De acuerdo a la composición química de los magmas emitidos, a los tipos de volcanes y depósitos volcánicos, los principales peligros volcánicos en el CVMG son los flujos de lava y caída escoria volcánica de tamaño ceniza, lapilli y bloque/bomba.

Para preparar a la población ante una posible futura erupción volcánica en el CVMG, es necesario recordar el riesgo al que estamos expuestos, estudiar las erupciones pasadas, conocer el estado actual de los volcanes y educar a la población para saber qué hacer en caso de que se presente algún tipo de actividad volcánica.

A pesar de los peligros que conllevan vivir en una región volcánica, la población en los estados de Michoacán y Guanajuato se expone para poder gozar de los beneficios que nos brindan los volcanes; entre ellos la extracción de minerales y de material para la construcción, obtención de agua, fertilización del suelo, regulación del clima, embellecimiento del paisaje, entre otros.

Conocer el CVMG no sólo nos ayuda a reducir el riesgo volcánico y a convivir con los volcanes, ya que también crea una identidad en los michoacanos para cuidar nuestro patrimonio geológico, el que conforma nuestra historia y cultura.

3. El Parícutín en el CVMG

El volcán Parícutín es un cono de escoria que se localiza al suroeste del CVMG, 25 km al noroeste de la ciudad de Uruapan. Este volcán tuvo una erupción histórica con duración de nueve años (1943-1952). Su nacimiento fue muy importante para la ciencia a nivel mundial ya que es uno de los pocos volcanes en el mundo cuyo nacimiento, desarrollo y fin se ha observado y estudiado a detalle, por lo que su estudio es esencial para comprender los procesos volcánicos en el CVMG y en otros campos volcánicos monogenéticos.

La aparición del Parícutín significó una tragedia para los habitantes de San Juan Parangaricutiro y Parícutín. A pesar de que no existieron muertos por la erupción propia, sí se registraron varios muertos por problemas de salud indirectos (infartos y enfermedades de las vías respiratorias), además de muchas afectaciones al ecosistema, problemas sociales y económicos por la pérdida de bienes y reubicación de los habitantes hacia otras comunidades. El día de hoy, el volcán Parícutín es un importante parador turístico que representa un patrimonio cultural y natural para los michoacanos.

Breve historia del volcán Parícutín

Los testimonios de los campesinos, indígenas y científicos que vivieron este fenómeno fueron recopilados en varios documentos históricos (e.g., Wilcox 1948, Segerstrom y Gutiérrez 1947, Foshag y González 1956, Yokoyama y de la Cruz-Reyna 1990, Luhr et al. 1993, Corona-Chávez 2002, entre otros). A continuación, se presenta una breve reseña sobre su erupción y sus principales características.

La actividad premonitora del nacimiento del volcán comenzó 44 días antes con intensa actividad sísmica en la región. El primer sismo precursor ocurrió el 7 de enero con una magnitud de 4.4. Después ocurrieron 21 sismos tectónicos con magnitudes entre 3.2 y 4.5, casi todos localizados 320 km al este del volcán (Yokoyama y De la Cruz-Reyna 1990). No fue sino hasta el 20 de febrero de 1943 que se comenzaron a escuchar ruidos similares al de un trueno e inmediatamente después se formó una grieta de casi 30 metros de largo en su campo de cultivo, de acuerdo con el recuento del señor Dionisio Pulido en la parcela que él trabajaba.

Ese mismo día, y de esa grieta o fisura, comenzaron a salir gases, columnas de ceniza (fragmentos de roca y cristales) y lluvias de bombas y bloques (Fig. 3) (Foshag y González 1956). Durante las primeras 24 horas ya se había formado un volcán de 30 metros de altura y después de 10 días ya había alcanzado los 148 metros. Ezequiel Ordóñez y Ariel Hernández Velasco clasificaron la actividad explosiva del volcán en tres fases: la primera consistió en erupciones explosivas formando una columna eruptiva y material piroclástico, la segunda consistió en periodos de calma alternados con periodos de actividad explosiva y la tercera fase se caracterizó por emanaciones de gases y ceniza (Segerstrom y Gutiérrez 1947). El volcán siguió creciendo con erupciones de tipo estromboliana y vulcaniana (Erlund et al. 2010) hasta alcanzar su altura máxima de 385 metros (Wilcox 1948) el 31 de diciembre de 1947, con un diámetro basal entre 770 y 950 m y un diámetro del cráter entre 240 y 250 m (Wilcox 1948, Hasenaka y Carmichael 1985b).

El 3 de abril de 1943 comenzó la actividad efusiva con la emanación de flujos de lava tipo A'a' a temperaturas de aprox. 1200°C desde varios puntos de emisión localizados al noreste y sureste del cono, llamados Quiquichio, Ahuán, hornitos o bocas (Kennedy 1946, Zies 1946, Segerstrom y Gutiérrez 1947). Del 18 de octubre de 1943 al 8 de enero de 1944 se formó el Zapichu/Sapichu (que en purépecha significa "hijo"), un volcán adventicio o satélite localizado en la ladera noreste del Parícutín, del cual emanaron la mayoría de los flujos de lava. El volumen total de los flujos de lava fue estimado en 0.7 km³ por Scandone (1979).

Después de la erupción diversos autores han estudiado la composición química de las cenizas y lavas emitidas por el volcán, entre ellos Wilcox (1954), Hasenaka y Carmichael (1987), Pioli et al. (2008), Erlund et al. (2010) y Cebriá et al. (2011b). Estos autores encontraron que el magma evolucionó, entre los años 1947 y 1948, desde una composición andesita-basáltica a andesítica debido a procesos de asimilación cortical y cristalización fraccionada (Luhr 2001, Erlund et al. 2010, Rowe et al. 2011). Las lavas del Parícutín pertenecen a la serie calco-alcalina (Cebriá et al. 2011b) y contienen fenocristales de olivino y microfenocristales de plagioclasa, olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno (Wilcox 1954).

Durante los nueve años de su actividad emitió un volumen total de magma entre 1.32 km³ (Scandone 1979, McBirney 1987) y 1.68 km³ (Larrea et al. 2017), afectando a más de 2,500 personas, sepultando por completo los poblados de San Juan Parangaricutiro y Parícutín y dañando a los poblados de Zirosto, Zacán y Angahuan (Nolan 1979). El volcán Parícutín se extinguió el 4 de marzo de 1952.

El volcán Parícutín en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato...

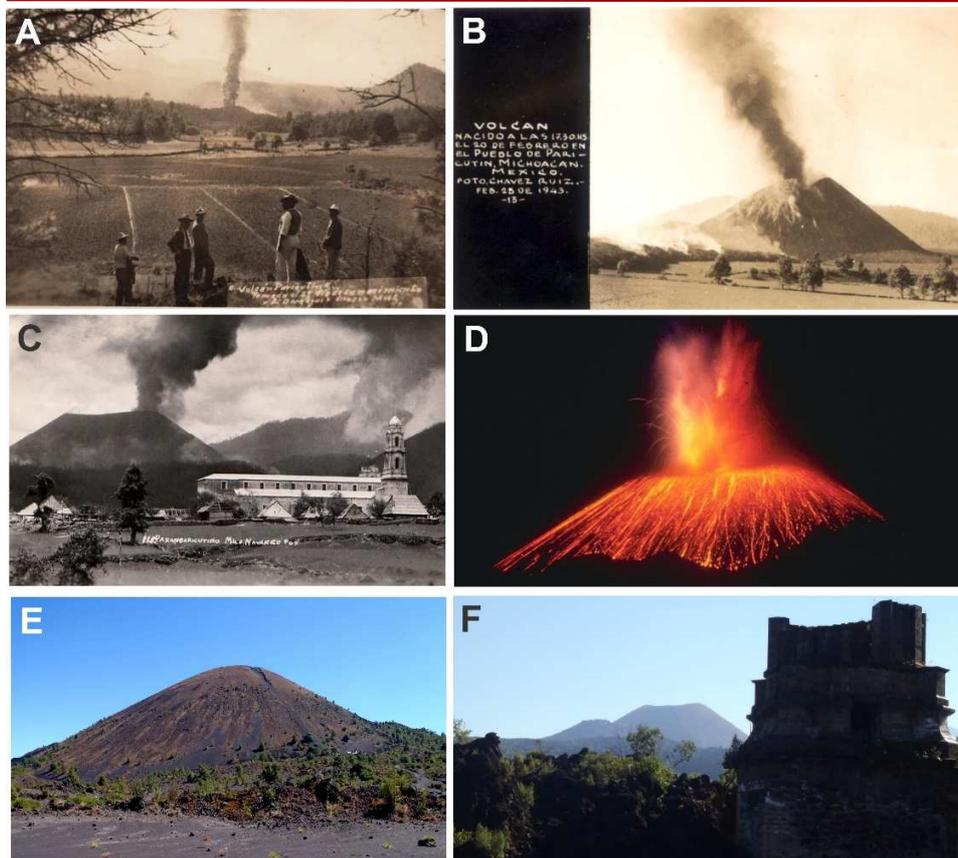


Figura 3. A, Fotografía del Parícutín tomada por Chávez Ruíz el segundo día de su nacimiento. B, Fotografía del crecimiento del volcán, tomada el 28 de febrero de 1943 por Chávez Ruíz. C, Fotografía de la iglesia y pueblo de San Juan Parangaricutiro por Navarro. D, Espectáculo nocturno del volcán Parícutín en erupción, fotografía tomada por Wilcox en 1943. E y F, Apariencia actual del volcán Parícutín y parte de las ruinas de la iglesia en el viejo San Juan Parangaricutiro (Fotografías tomadas por Gómez-Vasconcelos MG en 2017).

4. Agradecimientos

Agradezco al Dr. Pedro Corona y al Dr. José Luis Macías por invitarme a participar en este número especial de la revista Ciencia Nicolaita y por la revisión de este manuscrito.

5. Referencias

- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., & Housh, T. B. Carranza-Castaneda, O. 2014. The Yuriria–Valle de Santiago–Irapuato maar lineament (Guanajuato, México); an overview. In IAVCEI 5th International Maar Conference. Centro de Geociencias, UNAM, Querétaro (pp. 37-38).
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., & Takaoka, N. 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México. *Geofísica Internacional*, 31(4), 467-473.
- Bates, R.L., Jackson, J.A. 1980. Glossary of Geology, American Geological Institute, Falls Church, Virginia.
- Cano-Cruz, M., & Carrasco-Núñez, G. 2008. Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(3), 549-564.
- Cebriá, J. M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D. J., & Martiny, B. M. 2011a. Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: Examples from the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 73-82.
- Cebriá, J. M., Martiny, B. M., López-Ruiz, J., & Morán-Zenteno, D. J. 2011b. The Parícutín calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1), 113-125.
- Chevrel, M. O., Guilbaud, M. N., & Siebe, C. 2016. The ~ AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, México): magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bulletin of Volcanology*, 78(4), 32.
- Corona-Chávez P. 2002. Parícutín: una de las doce maravillas naturales del mundo. Universidad de Michoacán, México. <http://www.umich.mx/mich/volcan-paricutin/Paricu22.pdf>
- Delgado-Granados, H., Urrutia Fucugauchi, J., Hasenaka, T., & Ban, M. 1993. Migración del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato 90 km hacia el suroeste durante los últimos 0.78 Ma. *Delgado A., Luis, Martín, Arturo (Eds.), Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México. Monografía, 1*, 211-226.

- Demant, A. 1978. Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 172–187.
- Erlund, E. J., Cashman, K. V., Wallace, P. J., Pioli, L., Rosi, M., Johnson, E., & Granados, H. D. 2010. Compositional evolution of magma from Parícutin Volcano, México: The tephra record. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1), 167-187.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303-306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the México subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.
- Foshag, W. F. and González, R. J. 1956. Birth and development of Parícutin Volcano, Mexico. U.S. Geological Survey. Bull., 965-D: 355–489.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-López, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykharuk, E., Hernández-Madrigal, V. M., ... & García-Estrada, G. 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central México. *Geofísica internacional*, 48(3), 319-335.
- Geist, D., & Richards, M. 1993. Origin of the Columbia Plateau and Snake River plain: Deflection of the Yellowstone plume. *Geology*, 21(9), 789-792.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 129-181.
- Granados, H. D., Urrutia-Fucuguchi, J., Hasenaka, T., & Ban, M. 1995. Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma. *Geofísica Internacional*, 34(3), 341-352.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., & Le Corvec, N. 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 97-112.
- Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., & Salinas, S. 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of volcanology*, 74(5), 1187-1211.

- Hasenaka, T., & E Carmichael, I. S. 1985a. A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24(4).
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. 1985b. The cinder cones of Michoacán—Guanajuato, central México: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105-124.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. S. 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: petrology and chemistry. *Journal of Petrology*, 28(2), 241-269.
- Hasenaka, T. 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1-2), 13-31.
- Johnson, C. A., Barros, J. A., & Harrison, C. G. A. 1988. The Chapala-Oaxaca fault zone: A major trench-parallel fault in southwestern México. *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 69, 1451.
- Johnson, C. A., & Harrison, C. G. A. 1989. Tectonics and volcanism in central Mexico: A Landsat Thematic Mapper perspective. *Remote Sensing of Environment*, 28, 273-286.
- Kennedy, G. C. 1946. Activity of Parícutin volcano from April 12 to May 3, 1946. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27(3), 410-411.
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., & Abbitt, R. J. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36-48.
- Losantos, E., Cebriá, J. M., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., López-Ruiz, J., & Solís-Pichardo, G. 2017. Petrogenesis of the alkaline and calcalkaline monogenetic volcanism in the northern sector of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (Central México). *Lithos*, 288, 295-310.
- Luhr, J. F., Simkin, T., & Cuasay, M. 1993. *Parícutin: the volcano born in a Mexican cornfield*. US Geoscience Press.
- Luhr, J. F. 2001. Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutin Volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(3), 261-283.
- Macías Vázquez, J. L., & Capra Pedol, L. 2004. Los volcanes y sus amenazas (Vol. 210). Fondo de Cultura Económica.
- Martínez-Reyes, J., y Nieto-Samaniego, Á.F. 1990. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 9(1), 33-50.

- Mazzarini, Francesco, Luca Ferrari, and Ilaria Isola. 2010. "Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt." *Tectonophysics* 486.1-4 : 55-64.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P., & Armstrong, R. L. 1987. Parícutín re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(1), 4-20.
- Mooser, F. 1969. The Mexican volcanic belt; structure and development. In *Proceedings, Pan-American Symposium on the Upper Mantle, Group* (Vol. 2, pp. 15-22).
- Murphy, G. P. 1982. The chronology, pyroclastic stratigraphy, and petrology of the Valle de Santiago Maar Field, Central México: Berkeley, EE. UU. Universidad de California. Tesis de maestría. 55 p.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., & Harakal, J. E. 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(1).
- Nolan, M. L. 1979. Impact of Parícutín on five communities. *Volcanic activity and human ecology*, 293-338.
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J. L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Layer W. P., García-Sánchez, L., Perton, M., Benowitz, J., 2018. The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and 40Ar/39Ar geochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.003>.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Covelli, P., & De Agostini, G. 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, México. Geological Society of America.
- Pérez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V. H., Rodríguez-Pascua, M. A., & Giner-Robles, J. L. 2011. Scaling laws of the size-distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 65-72.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., & Granados, H. D. 2008. Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutín Volcano 1943–1952 (México). *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 359-368.
- Pola, A., Macías, J. L., Osorio-Ocampo, S., Garduño-Monroy, V. H., Melchor, C. S., & Martínez-Martínez, J. 2014. Geological Setting, Volcanic Stratigraphy, and

- Flank Failure of the El Estribo Volcano, Pátzcuaro (Michoacán, México). In *STRATI 2013* (pp. 1251-1256). Springer, Cham.
- Pola, A., Macías, J. L., Osorio-Ocampo, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V. H., & Martínez-Martínez, J. 2015. El Estribo Volcanic Complex: evolution from a shield volcano to a cinder cone, Pátzcuaro Lake, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 303, 130-145.
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M. O., Guilbaud, M. N., Salinas, S., & Layer, P. 2018. Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations. *Bulletin of Volcanology*, 80(2), 18.
- Rowe, M. C., Peate, D. W., & Ukstins Peate, I. 2011. An investigation into the nature of the magmatic plumbing system at Parícutin Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, 52(11), 2187-2220.
- Scandone, R. 1979. Effusion rate and energy balance of Parícutin eruption (1943–1952), Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(1-2), 49-59.
- Seegerstrom K, Gutierrez C. 1947. Activity of Parícutin Volcano from May 4 to September 8, 1946. *Eos, Trans American Geophysical Union* 28:559–566
- Siebe, C., & Macías, J. L. 2006. Volcanic hazards in the México City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 402, 253.
- Siebe, C., Guilbaud, M. N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M. O., De la Fuente, J. R., ... & Godínez, L. 2014. Monogenetic volcanism of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field: Maar craters of the Zacapu basin and domes, shields, and scoria cones of the Tarascan highlands (Paracho-Parícutin region). In *Field Guide for the Pre-meeting Fieldtrip (13–17 November 2014) of the 5th International Maar Conference (5IMC-IAVCEI)*.
- Simkin T., Siebert L., McClelland L., Bridge D., Newhall C., Latter J.H. 1981. *Volcanoes of the World*. Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA, p. 232
- Simkin, T., & Siebert, L. 1994. *Volcanoes of the World: A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism during the Last 10,000 Years*, 349 pp. *Geosci. Press, Tucson, Ariz.*

- Stothers, R. B., Wolff, J. A., Self, S., & Rampino, M. R. 1986. Basaltic fissure eruptions, plume heights, and atmospheric aerosols. *Geophysical Research Letters*, 13(8), 725-728.
- Suter, M., Martínez, M. L., Legorreta, O. Q., & Martínez, M. C. 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.
- Verma, S. P., & Hasenaka, T. 2004. Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, west-central Mexican volcanic belt. *Geochemical Journal*, 38(1), 43-65.
- Wilcox RE. 1948. Activity of Parícutin volcano from December 1, 1947 to March 31, 1948. *Eos, Trans Amer Geophys Union* 29:355–360
- Wilcox, R. E. 1954. Petrology of Parícutín volcano México (No. 965). US Government Printing Office.
- Williams, H. 1950. Volcanoes of the Parícutin region, México. U.S. Geol. Surv. Bull., 965-B: 165--279.
- Wood, C. A. 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3-4), 387-413.
- Yokoyama, I., & De la Cruz-Reyna, S. 1990. Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutin volcano, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3-4), 265-281.
- Zies, E. G. 1946. Temperature measurements at Parícutin volcano. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 27(2), 178-180.