

Revisitando los volcanes de la Región del Parícutin: morfología, petrología y edad

Pedro Corona Chávez (pcoronachavez@gmail.com)

Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH

Resumen

Tras el advenimiento del nacimiento del Volcán Parícutin se han generado numerosos estudios en casi todas las disciplinas científicas, artísticas y humanísticas que han contribuido ampliamente al conocimiento universal. De hecho, hasta la fecha, año con año aparecen nuevas contribuciones que siguen actualizando el conocimiento geológico, petrológico y vulcanológico; estos estudios han sido favorecidos por las excepcionales condiciones de poder ver el nacimiento y extinción de un proceso volcánico. Sin embargo, la mayor parte de los estudios geológicos se han centrado principalmente en el estudio del singular edificio o centro eruptivo del Volcán Parícutin y sus productos adyacentes. Por el contrario, existen realmente pocos estudios que se refieran a la vasta Región Volcánica del Parícutin (RVP), lo cual permitiría entender la contextualización de los diversos procesos magmáticos que ocurren en la Meseta Purépecha y en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. En este documento se presenta una breve revisión del estudio pionero de Williams (1950): “*Volcanoes of the Parícutin region*”. Por medio de una base de datos geográficos del INEGI, así como asistidos por el manejo de los sistemas de información geográfica (SIG) e imágenes de Google Earth, las imágenes muestran con mayor detalle y elocuencia el paisaje y distribución de los diferentes tipos de edificios volcánicos. Una revisión general de los datos

morfológicos de la RVP muestra que la densidad general de los conos es de 9.7/100 km², mientras que para los aparatos tipo escudo es de 1.02/100 km²). Estos valores son relativamente más altos que los datos obtenidos para el CVMG (~4/1). Sin embargo, los parámetros altura/diámetro de los centros eruptivos son similares. Se concluye que a pesar de que el Volcán Parícutin es uno de los edificios volcánicos más estudiados de todo el mundo, la RVP ha sido poco atendida y se puede considerar inexplorada. Esta área requiere de estudios geológicos y geofísicos que permitirían, no sólo conocer el contexto regional y tectónico del proceso magmático, los cuales aportarían avances relevantes para la estimación de la ocurrencia y recurrencia del vulcanismo monogenético en la Meseta Purépecha.

Palabras clave: volcanes, Región Parícutin, Campo Volcánico Michoacán Guanajuato.

Abstract

After the advent of the birth of the volcano Parícutin, numerous studies have been generated in many topics: scientific, artistic and humanistic disciplines, that they have contributed widely to the universal knowledge. In fact, year by year there appear new contributions that keep on updating the geologic knowledge, petrologic and vulcanologic studies, which were favored by the exceptional conditions to be able to see the birth and extinction of a volcanic process. Nevertheless, most of the geologic studies has mainly focused on the study of the singular building of the Parícutin Volcano and its related products. On the contrary, there are really few studies of the vast volcanic region of the Parícutin volcano, which would extend the geological setting of the magmatic processes that occur in the Purepecha Plateau and in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field. In this paper, I present a brief review of the Williams (1950) pionner study: "*Volcanoes of the Parícutin region*". Based on the actual geographic data from the INEGI, as well as by the Geographic Information System (GIS) and the viewer Google Earth, new images show a detailed landscape and the very eloquent distribution of the volcanic building of the RVP. A general review of the morphometric data of the RVP shows that the overall density of the cones is 9.7/100 km², while for the shield type is 1.02/100 km². These values are relatively higher than the general data of the CVMG (~ 4/1). However, the general parameters height/diameter of the eruptive centers are similar. It is concluded that despite the fact that the Parícutin volcano is one of the most studied of the world, the RVP has been unknown and could consider it relatively unexplored. This area definitively requires geological and geophysical studies that would allow, not only to

know the regional and tectonic setting of the magmatic processes, but provide relevant advances for the estimation of the occurrence and recurrence of monogenetic volcanism on the Purepecha plateau.

Keywords: volcanoes, Parícutin region, Michoacan Guanajuato Volcanic Field.

Introducción

La observación del nacimiento y extinción del Volcán Parícutin representó un parteaguas académico en los estudios de vulcanología a nivel mundial. Los estudios que se realizaron día a día durante su proceso de erupción, generaron numerosos reportes científicos de las variaciones petrológicas, químicas y físicas (e.g. Fries y Guitiérrez, 1949). Al mismo tiempo, ya sea durante y después de su extinción, se generaron importantes estudios (Foshag y González-Reyna, 1956; Luhr et al., 1993), los cuales representan una base y referencia fundamental en todo el mundo, para el estudio de un proceso de vulcanismo monogenético.

La cartografía regional, por medio de la descripción de las unidades geológicas expuestas en un área o un territorio, se plantea como base para estudiar e interpretar las relaciones entre los diversos procesos geológicos que ahí ocurrieron. El objetivo es evitar estudiar los procesos formadores de montañas de manera aislada. El Volcán Parícutin se encuentra ubicado en la Meseta Purépecha, la cual contiene numerosos edificios volcánicos, muchos de los cuales son similares al mismo Parícutin y en muchos otros casos, son totalmente diferentes, ya sea en magnitud como en relaciones petrológicas y morfológicas. Williams (1950) presentó un trabajo fundamental en el que por primera vez se describieron estos edificios volcánicos, estableciendo además una edad relativa entre ellos. Demant (1981), realizó una tesis doctoral en la Faja Volcánica Transmexicana, donde entre otras zonas, incluye un mapa con la ubicación y esquematización de los volcanes de la región del Parícutin. Posteriormente Hasenaka y Carmichael (1985) y Hasenaka (1994), presentan un trabajo fundamental en el que agrupan la Meseta Purépecha, dentro del sector central de la Faja Volcánica Transmexicana y dentro de lo que ellos denominaron el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. El trabajo de estos últimos autores resulta fundamental, en cuanto realizaron por primera vez un conteo y descripción morfométrica de los diferentes edificios volcánicos, así como sucesivamente presentan datos petrológicos y geoquímicos (Hasenaka y Carmichael, 1987), mostrando las relaciones espaciales y proponiendo una migración temporal del vulcanismo de norte a sur. A pesar de su notable

contribución, los resultados muestran una relativa generalidad, la cual después de más de treinta años estos trabajos continúan citándose sin cuestionar su actualidad. Sólo recientemente se observan algunas nuevas y exiguas contribuciones regionales (Siebe et al., 2014) o la descripción detallada de algunos edificios volcánicos de la región del Parícutin (RVP), como es el caso de El Metate (Chevrell et al., 2016).

A partir de una exhaustiva revisión bibliográfica, se observa que a pesar de la importancia de los estudios y aportes realizados desde el nacimiento del Volcán Parícutin, en 1943, del cual hasta la fecha se sigue estudiando y, por lo tanto, aún se generan publicaciones que muestran nuevas contribuciones e interpretaciones del Parícutin como edificio volcánico aislado (Larrea et al., 2017). Sin embargo, es notable que no se registren otros estudios referidos al resto de los edificios volcánicos de la región del Parícutin, que desde ahora denominaremos la Región Volcánica del Parícutin (RVP). En suma, los estudios de cartografía y de correlación geológica de la RVP, paradójicamente puede ser considerada como un área que ha sido pobremente estudiada e inexplorada.

En este documento se presenta una breve revisión de la RVP, partiendo del estudio pionero de Williams (1950): “Volcanoes of the Parícutin region”. Por medio de una base actual de datos geográficos del INEGI, así como asistido por el manejo de los sistemas de información geográfica (SIG) e imágenes de Google Earth, se generaron y se ponen a disposición —ya sea en el texto, como material suplementario—, las imágenes de la Región Volcánica del Parícutin (RVP). Por otro lado, con la finalidad de que en este número especial de la Revista Ciencia Nicolaita, pueda estimular nuevos estudios de geología regional y local de los diferentes edificios volcánicos de la RVP, se presenta una breve revisión de los datos morfométricos, petrológicos y geocronológicos publicados hasta la fecha.

Localización del Volcán Parícutin

El Volcán Parícutin se ubica en las coordenadas de 19° 29' 35" de latitud norte y 102° 15' 05" de longitud oeste (Figura 1). Está situado en la porción central del estado de Michoacán, en una región de paisaje y cultura conocido como la Meseta Volcánica Purépecha, a 25 km al oeste de la ciudad de Uruapan, Michoacán. El clima es templado y sub-húmedo, con temperaturas medias entre 8 y 18 °C y con lluvias intensas en verano. La vegetación predominante es de bosques de pino y pino-encino con pastizales y amplios campos de cultivo de maíz y frijol y un

creciente cambio de uso de suelo a huertos frutales. Sin embargo, la región del Volcán Parícutin pertenece en gran parte a un Área Nacional Protegida (ANP) Pico de Tancitaro (CONANP; <http://www.conanp.gob.mx/>).

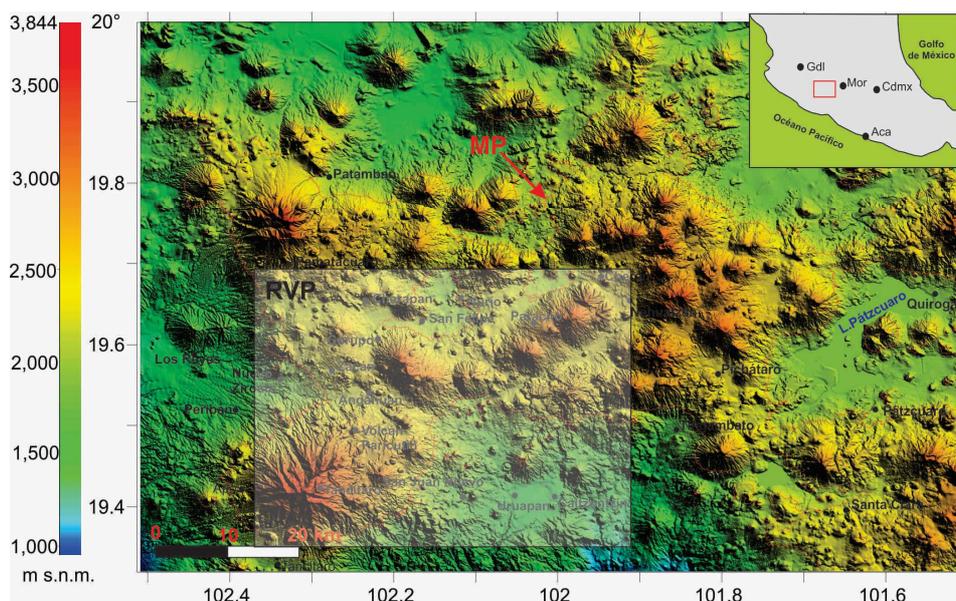


Figura 1. Modelo digital de elevación (MDE) de la Meseta Purépecha, en donde se observa la localización del volcán Parícutin y los principales pueblos circundantes. Notar la curva de 2200 m s.n.m. en rojo, que señala la altura basal de la meseta. Notar también la localización de la Región Volcánica del Parícutin (RVP).

El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato y La Meseta Purépecha

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Figura 2) se encuentra ubicado en el sector central de la FVTM, entre 200 km y 130 km de distancia de la línea de costa o trinchera. Los límites del polígono del CVMG fueron delimitados de manera relativamente arbitraria por Hasenaka y Carmichael (1985) y hasta el momento este trabajo es citado sin cuestionar sus relaciones de extensión y tipo de vulcanismo.

La descripción geológica del CVMG se presenta con mejor detalle en este mismo número (Gómez-Vasconcelos, 2018). Sin embargo, es conveniente señalar brevemente que el CVMG es una de las regiones de vulcanismo monogenético más

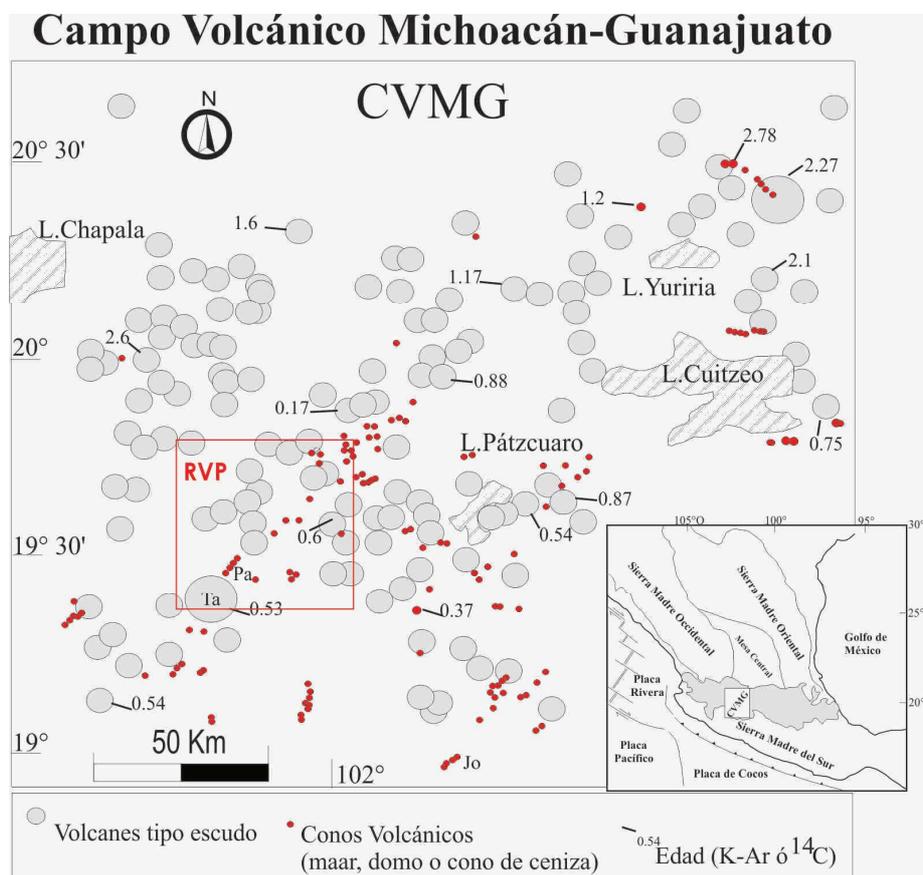


Figura 2. Esquema de los centros eruptivos del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG; Hasenaka y Carmichael, 1985). Notar el recuadro tectónico de la FVTM (Gómez-Tuena et al., 2005) y la localización de la Región Volcánica del Parícutin (RVP). Modificada de Corona-Chávez et al., 2006.

extensas (>40 000 km²) del mundo y contiene más de 1000 edificios volcánicos incluyendo maars, domos y conos cineríticos (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka, 1994), dentro de los cuales se exponen ~377 volcanes andesíticos en escudo de menor dimensión (small shield volcanoes; Hasenaka, 1994) con raros ejemplos de estratovolcanes (e.g. Tancítaro, Patamban). Aunque se supone que el vulcanismo de la FVTM presenta edades tempranas ≤ 12 Ma (Ferrari et al., 1999; 2012; Gómez-Tuena et al., 2005), se considera que el vulcanismo monogenético del CVMG comenzó hace 3 Ma y muestra una tendencia clara de migración del

frente del vulcanismo activo hacia el suroeste (Ban et al., 1992). Recientemente Guilbaud *et al.* (2012), reportan para la región sur de Tacámbaro edades de hasta 5 Ma. Sin embargo, se observa que a ≥ 300 km de distancia de la trinchera existe una mayor concentración de volcanes en escudo con edades entre 3-1 Ma; mientras que a distancias menores y en particular a 200 km, se nota una mayor concentración de conos cineríticos con edades <1 Ma (Hasenaka, 1994), donde se localizan los volcanes históricos del Parícutin (Williams, 1950) y el Jorullo (Luhr et al., 2001).

La Meseta Purépecha y sus volcanes

La Meseta Purépecha forma parte del CVMG y representa una de las regiones fisiográficas más notables de Michoacán (Figura 1). Se refiere a una región fisiográfica de altiplano (plateau), que se caracteriza por mostrar en sus zonas relativamente bajas, llanos con formas colinares de baja pendiente, con una altura basal media entre 2,200 y 2,400 m s.n.m, en donde se concentran y resaltan numerosos conos y edificios volcánicos de diversas dimensiones, incluyendo el Volcán Parícutin.

El paisaje de la Meseta Purépecha, está dominado por la formación de numerosos edificios volcánicos y sus productos de derrames de lava y depósitos piroclásticos. La altura de los edificios volcánicos es variable y presentan un desnivel entre 100 y 400 metros para los conos volcánicos simples, así como >800 metros para otros edificios volcánicos que revelan un mayor volumen y una mayor complejidad volcánica.

Considerando que los edificios volcánicos de la RVP mantienen bien conservada su geometría, por medio de un simple análisis de imagen, en muchos casos se facilita determinar una temporalidad relativa entre ellos.

Diversos estudios de geocronología y morfometría de los edificios volcánicos (Hasenaka y Carmichael, 1985; Hasenaka 1994; y referencias in) indican que los edificios volcánicos son de edad Cuaternaria y presentan una geometría y relaciones geométricas, que en promedio están caracterizadas por tener una relación entre el diámetro basal y el diámetro del cráter de $1/5$ (H_{co}/W_{co}), así como por sus desniveles menores de 300 metros. Por otro lado, generalmente están constituidos por material de escoria volcánica, asociados con depósitos piroclásticos de caída y algunos derrames de lava, los cuales muestran una composición basáltico-andesítica.

Y a todo esto, el Volcán Parícutin: una breve reseña

El nacimiento del Volcán Parícutin inició según testimonios, a las 16:00 horas del 20 de febrero de 1943. Su actividad inicial estuvo caracterizada por una serie de fumarolas y de explosiones piroclásticas, con bombas volcánicas que se emplazaron a través de una fisura orientada al noreste y el colapso de un contemporáneo y evidente abombamiento que se había formado seis meses atrás.

Los testimonios de los campesinos e indígenas Dionisio Pulido, Paula Cervantes y Aurora Cuara fueron recogidos por diferentes geólogos que llegaron después de dos y cuatro días después de iniciada la erupción. Por lo tanto, la historia primigenia del volcán Parícutin se logró gracias a la precisión de los detalles observados por los indígenas, lo cual permitió establecer y comprobar la recurrencia de una serie de procesos como el abombamiento (hinchazón), colapso, agrietamiento durante el proceso inicial de erupción (Foshag y González-Reyna, 1956).

Las erupciones más violentas comenzaron desde las 24:00 horas del mismo día y a partir de las primeras horas del segundo día aparecieron los primeros derrames de lava. La actividad continuó de manera paroxismal con derrames y fuertes explosiones de bombas y lapilli y depósitos piroclásticos. Desde 1949, el volcán entró en un estado de inactividad que fue interrumpida por una reactivación intensa que se extendió hasta marzo de 1952, cuando cesó su actividad repentinamente.

La actividad del Volcán Parícutin fue estudiada día a día y con base en la intensidad y tipo de productos volcánicos, fue dividida por Foshag y González-Reyna (1956) en cuatro etapas, las cuales se sintetizan a continuación:

1.- El periodo Quitzocho (22 de febrero-18 de octubre de 1943)

La actividad se concentró alrededor de las grietas que se formaron en el Valle de Cuiyusuru. Lo más relevante de este periodo fue la construcción de un cono prematuro seguido de recurrentes flujos de lava y la erupción intermitente de bombas y lapilli. En esta etapa el cono alcanzó 200 y 365 metros de altura en cuatro y ocho meses respectivamente. La población de San Salvador Combutsio o Parícutin (733 hab) fue evacuada en junio de 1943 y la de Santa Ana Zirosto (1314 hab) fue reubicada pocos meses después.

2.- El Periodo Sapichu (18 de octubre de 1943 a 8 de enero de 1944)

Toma su nombre a partir del nacimiento del cono adventicio Sapichu (*niño o joven* en lengua purépecha). A pesar de su corto tiempo de actividad, fue en este periodo que se registró el mayor volumen de derrames de lava del volcán, alcanzando ~4 km hacia el norte desde el principal centro de emisión. Su emplazamiento se produjo por la formación de una serie de grietas y conductos secundarios. Durante este periodo los derrames volcánicos fueron constantemente concomitantes con una serie de material cinerítico y bombas de diferentes dimensiones.

3.- El Periodo Taquí-Ahuan (8 de enero de 1944 - 12 de enero de 1945)

Se refiere a la actividad relacionada con una serie de grietas formadas al sur y al este del cono principal, conocidas por los geólogos de la época como Taquí y Ahuan. Este periodo se distingue, además, por registrar una reactivación del cono principal, la cual produjo los principales derrames de lava que alcanzaron la máxima distancia al oeste y al noroeste del cono principal. Durante este periodo la actividad fue inconstante y de tipo paroxismal, donde resaltan la formación de la mesa Los Hornitos (al sur del cono), así como los flujos de San Juan formados entre abril y agosto de 1944. En esta etapa el flujo causó el desalojo y la sucesiva destrucción del poblado de San Juan Parangaricutiro (1895 hab.).

4.- Reactivación y periodo final (enero a febrero de 1952)

Dos años después del nacimiento, la actividad del volcán Parícutin tuvo un decremento drástico. De hecho, a partir de agosto de 1945 se incrementaron gradualmente los períodos de total quietud o de pequeñas erupciones. Este hecho motivó que iniciara el retiro de los geólogos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés) y posteriormente del Instituto Geológico de la UNAM, en julio 31 de 1948, para dejar al Sr. Celedonio Gutiérrez como único observador oficial de la actividad del volcán. Durante 1949, se llevó a cabo una reactivación de relativa intensidad, para después retomar una actividad esporádica y arrestar su actividad definitivamente el 4 de marzo de 1952.

Las dimensiones finales del Volcán Parícutin fueron reportadas por Fries, 1953. Presentan un cráter que tiene una altura de 2808 m.s.n.m. Sus derrames de lava se extendieron hasta un frente de 3.5 km hacia el norte, los flujos de lava cubrieron un área de 18.5 km² y los depósitos piroclásticos ("ceniza y arenas") cubrieron un área de >230 km² (Figura 3).

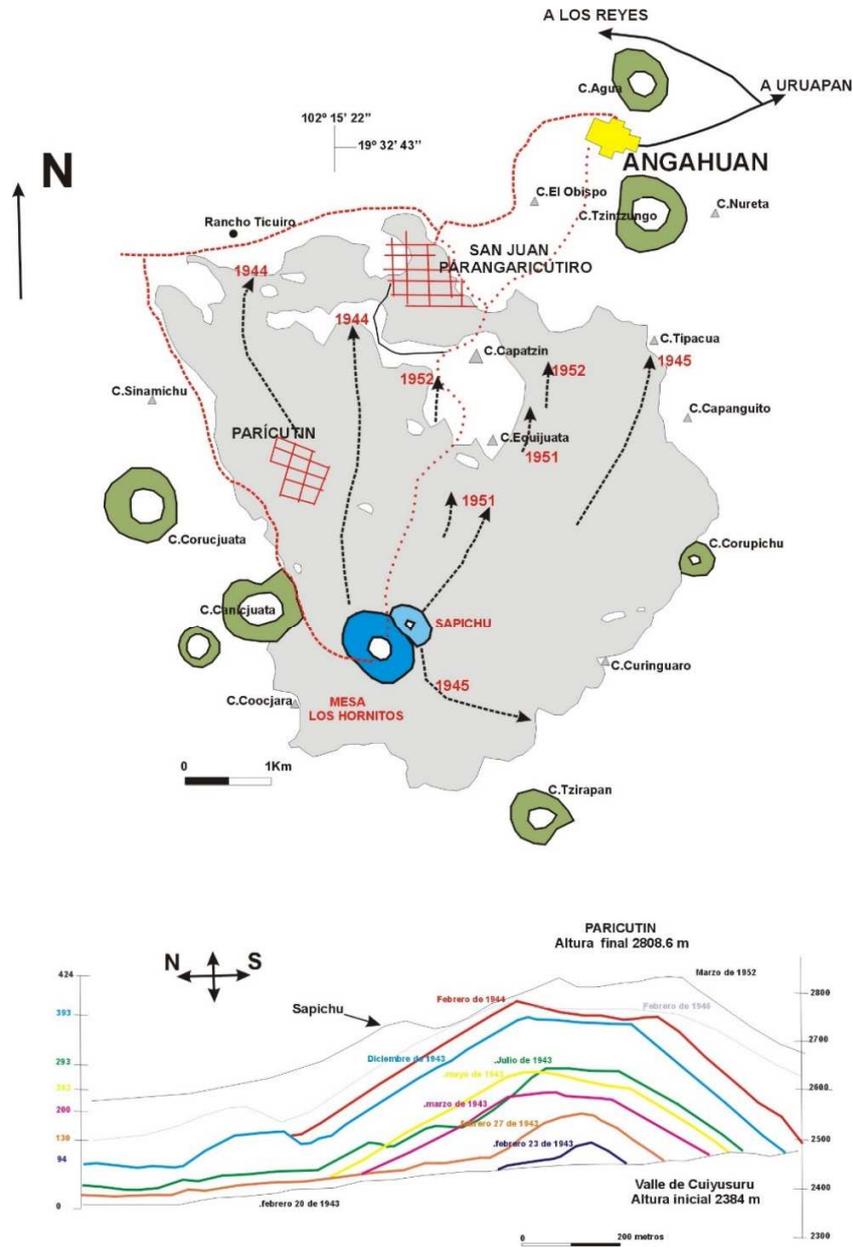


Figura 3. Principales derrames de lava históricos del Parícutin y perfil que muestra las diferentes etapas de crecimiento del Volcán Parícutin, después de Foshag y Reyna (1956). Figura modificada de Corona-Chávez (2002).

Los volcanes de la Región del Volcán Parícutin (RVP)

Los límites del área de la Región Volcánica del Volcán Parícutin (RVP) que se considerará en este artículo fue delimitada por primera vez por Williams (1950); dentro de un polígono rectangular aproximadamente de 49 x 40 km y un área de ~1954 km² (ver figura 1 y material suplementario 1; RVP_supl.1), la cual está delimitada hacia el sur y suroeste con la ladera norte del estrato-volcán o Pico del Tancítaro con 3860 m s.n.m., al norte con la región del estrato-volcán Patamban y al este sureste con Uruapan y Paracho.

De acuerdo a un primer inventario de edificios volcánicos, Williams *op cit*, menciona que en esta área se concentraban más de 150 conos cineríticos y 20 grandes volcanes. Los cerros más altos se refieren al Tancítaro (3840 m), Purísima (3276 m), Angahuan (3260 m) y El Águila (3340 m). Por su parte los conos volcánicos presentan una altura variable entre 80 y 480 metros. Posteriormente, Demant (1981) presenta un mapa de la misma región, en la que esquematiza con mejor detalle los diferentes centros eruptivos de la región (Figura 4). Posteriormente, Hasenaka y Carmichael (1985), presentan un esquema generalizado de lo que ellos definen como el Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato o CVMG (Figura 2), en el cual se incluye la RVP. La mejor aportación de estos autores se refiere a la publicación de una serie de tablas, en donde incluyen los nombres y parámetros morfométricos de los diversos edificios volcánicos que ellos identificaron para el CVMG. El número y la tipología morfológica de los edificios volcánicos de la RVP de estos autores serán revisadas y discutidas adelante.

Con la finalidad de facilitar la descripción del vulcanismo reciente de la RVP, en la figura 5, se presenta un modelo digital de sombras de la zona de estudio. A partir de esta imagen es posible identificar con relativa elocuencia la distribución regional y relación entre las diferentes geoformas “cónicas” de los aparatos volcánicos. Por razones de espacio y resolución, para esta imagen sólo se muestran como referencia las principales localidades de asentamientos humanos. Sin embargo, los nombres en purépecha para cada edificio volcánico fueron revisados a partir de los mapas de Williams (1950) y Demant (1981), los cuales a su vez después fueron cotejados y complementados, utilizando las hojas topográficas del INEGI escala 1: 50 000 (E13B29, E13B39, E14A21, E14A31). Para su consulta se sugiere ver la

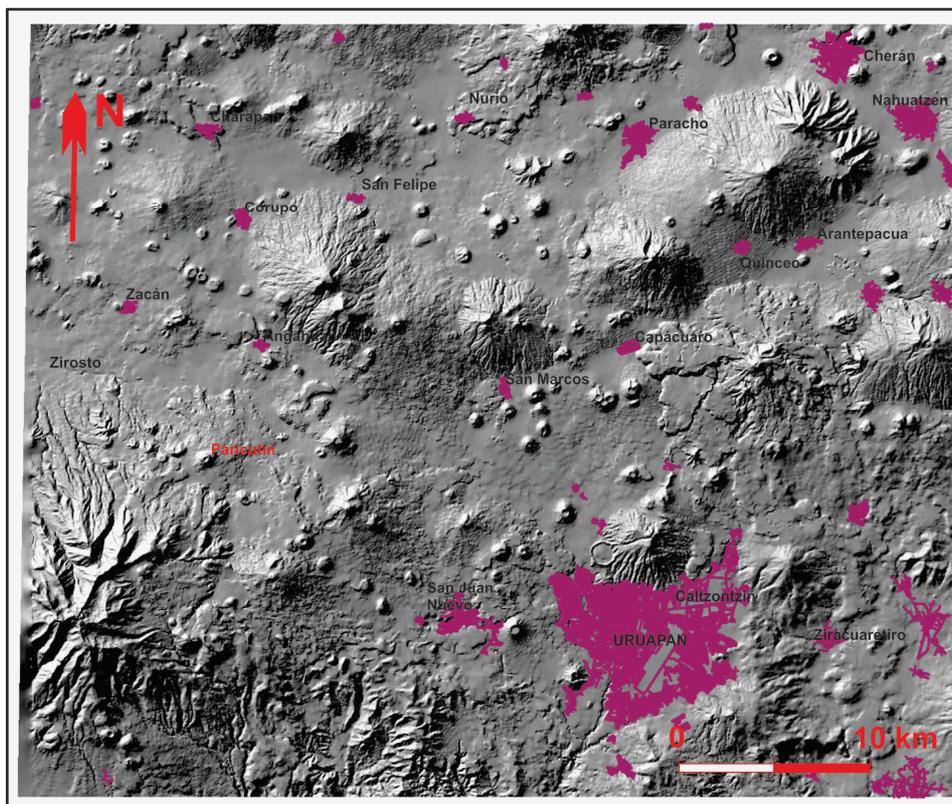


Figura 5. Modelo digital de sombras de la Región Volcánica del Parícutin (RVP). Imagen generada a partir de la base de datos de relieve del INEGI, de las hojas Uruapan (E13B39), Paracho (E13B29), Cherán (E14A21) y Taretan (E14A31), escala 1:50 000.

imagen que se presenta descargable y como material suplementario 2 (RVP_supl.2).

Adicional a la figura 5 y con el objetivo de mostrar con mayor claridad un acercamiento regional del paisaje volcánico de la RVP, en la figura 5 se presenta un modelo digital de elevaciones en tercera dimensión, en donde es posible identificar con mayor facilidad el desnivel real entre los edificios volcánicos, así como sus relaciones de desnivel regional. Notar cómo la pendiente regional muestra una tendencia regional, la cual baja de altura de manera drástica hacia el sureste, para converger hacia el sistema de drenaje de la cuenca del Río Cupatitzio y de Nuevo Urecho.

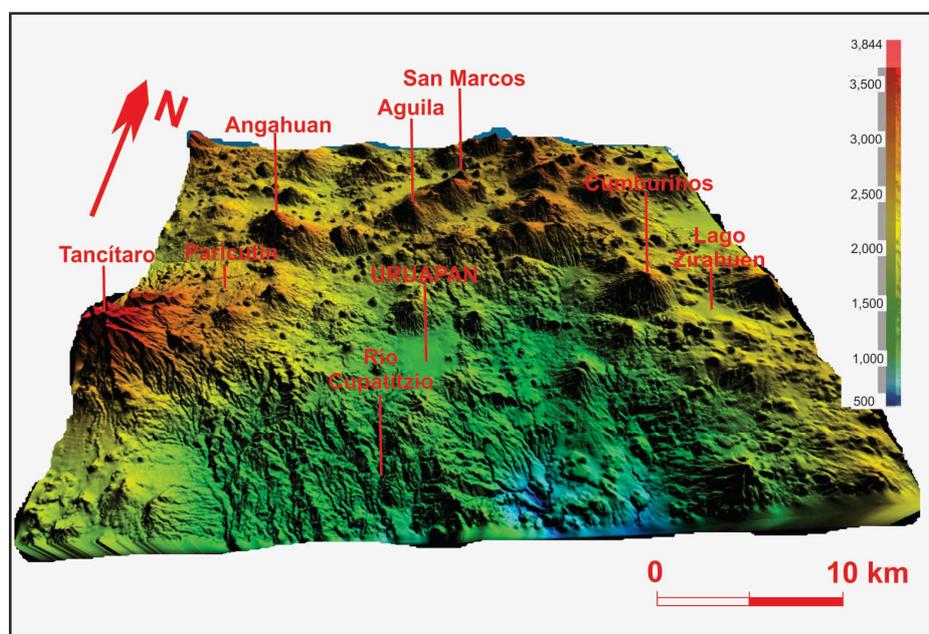


Figura 6. Modelo digital de elevaciones de la Región Volcánica del Parícutin en perspectiva 3D. Imagen generada a partir de la base de datos de relieve del INEGI, de las hojas Uruapan (E13B39), Paracho (E13B29), Cherán (E14A21) y Taretan (E14A31), escala 1:50 000.

Sin lugar a dudas la estructura volcánica más notable se refiere al estratovolcán del Tancítaro, la cual ha sido bien definida de composición prevalentemente andesítica (Williams, 1950; Ownby et al., 2007). La geoforma resalta por su altura y fuerte pendiente y, si bien es posible observar la geometría basal semicircular de este gran edificio volcánico, la pendiente y sobre todo la geoforma de su cima ya no puede ser referida a una forma cónica ideal de un estrato-volcán. Para su comparación, considere el lector que la dimensión y forma de este edificio volcánico debería ser comparable a la forma cónica perfecta que actualmente se observa en el Volcán de Fuego de Colima. De hecho, la característica de una geoforma erosionada, ya sea en la cima, como en las laderas del Tancítaro, ya ha sido previamente estudiada y de acuerdo a Ownby et al., 2007, se han registrado al menos dos grandes colapsos: i) entre 500 mil años en la ladera oeste y ii) de alrededor de 200 mil años en la ladera este. El desmembramiento de este gran edificio volcánico ha dado lugar a un gran volumen de depósitos de avalancha y lahares, los cuales durante su colapso han rellenado en gran parte la base de la cuenca del Bajo Balsas (Ownby et al., 2007).

Por otro lado, también a partir de estas simples imágenes, es oportuno hacer notar que a pesar de la abundancia y predominancia de los conos volcánicos (tipo Parícutin), también presentan una notable diferencia en dimensión, volumen y altitud en relación con los edificios de tipo escudo (e.g. Angahuan y C. El Aguila), los cuales muestran una relación aproximada y proporcional de 1/40.

En relación con su temporalidad, es decir con la edad en la que se emplazaron los diferentes edificios volcánicos de la RVP, es oportuno mencionar que ya desde la década de 1950, se había descrito de manera general una cronología relativa entre los aparatos volcánicos (Williams, 1950). Las unidades geológicas más antiguas de la región se refieren a las rocas plutónicas y volcánicas que se exponen al sur de Uruapan, a lo largo del Río Cupatitzio y en la Planta Hidroeléctrica Zumpinito, las cuales fueron ya reconocidas por Williams (1950), denominándolas Formación Zumpinito y asignándoles una edad genérica del Eoceno. Recientemente se han obtenido edades isotópicas en una cuarzo-monzonita que aflora a la altura de Matangarán y presentan edades entre 38-43 millones de años (Schaaf et al., 1995). Por otro lado, en relación con la edad de los diferentes edificios volcánicos de la RVP, basado en un orden simple de superposición relativa entre ellos (sobreyace/infrayace), así como en su índice de disección de drenaje, que indicaría el nivel de exposición y erosión, Williams (1950) estableció una primera temporalidad relativa indicando que el Volcán de San Marcos sería el más antiguo, seguido de otros centros eruptivos “coalescentes” como el cerro del Aguila de Paracho, cerros de Angahuan, La Purísima y Los Hornos, para culminar con el vulcanismo más joven referido a los diferentes conos volcánicos de menor dimensión, nominados por este autor como “Younger Volcanoes”. La edad más joven de los conos volcánicos, en efecto es relativamente simple de confirmar, en cuanto muchos de estos centros eruptivos se apoyan directamente en las laderas semi-erosionadas de los grandes edificios volcánicos o bien, se encuentran distribuidos en una serie de llanos semi-planos que muchas veces cortan estos mismos aparatos de mayor dimensión.

Para este artículo se presenta una compilación bibliográfica, encontrándose 32 edades isotópicas que se han realizado y publicado hasta el momento en la RV y que se presentan en una tabla dentro del material suplementario 3 (RVP_supl.3). Para su fácil visualización, todas estas edades fueron proyectadas en un modelo digital de sombras (Figura 7).

En principio, excepto la edad del C. Aguila de Paracho (60.1 ka), resulta evidente una amplia concentración de los datos obtenidos para su fechamiento en la porción

bloque aislado de Avalancha, por lo que el autor sugiere que las edades más antiguas del estratovolcán Tancítaro podría variar entre 1 y 1.5 millones de años.

Como se puede ver en la tabla (RVP_supl.3) y en la Figura 7, los volcanes en escudo o de mayor dimensión en realidad no son siempre los edificios volcánicos más antiguos como proponía Williams (1950), en cuanto se han reportado edades para edificios de menor dimensión, variando entre 730.11 ka (C. La Cruz), 305.1 ka (Tejamanil) y 298 ka (La Soledad). Entonces si consideramos la edad del C. Aguila (60.1 ka) y del Metate (4.5 ka), sugiere que, aunque naturalmente dependerá de una zona específica, el emplazamiento de ambos tipos de edificios volcánicos, es decir los conos volcánicos tipo Parícutin y los aparatos en escudo tipo c. Águila, habría ocurrido en realidad en forma relativamente contemporánea.

En relación con el vulcanismo denominado histórico, es decir a aquellos eventos volcánicos en donde el ser humano pudo haber sido testigo, es oportuno señalar que dentro de las edades más jóvenes predominan los pequeños edificios volcánicos como el C. Perenchjuata (7.7 ka), La Alberca de San Juan (4.5), El Metate (4.5 ka), El Jabalí (3.83 ka) y por supuesto, el Volcán Parícutin con 75 años. De hecho, es muy probable que existan otras edades relativamente recientes o históricas, en cuanto se observan numerosos conos volcánicos y otros depósitos tipo *spatter* de menor volumen que se han emplazado directamente sobre las laderas de las grandes y medianas estructuras volcánicas en forma de escudo con edades menores de 40 mil años.

Por último, es importante señalar que existe otro criterio para estimar las edades de los conos cineríticos, se refiere al análisis del grado de intemperismo y erosión de los edificios volcánicos (Valentine et al., 2015). Este método establece básicamente que es posible estimar una edad considerando (y midiendo), a partir de un hipotético “nacimiento” o tiempo cero (T_0), para continuar con un progresivo índice de destrucción del edificio volcánico por los procesos de erosión e intemperismo (T_n). Para estos estudios en particular se utiliza el estudio de la forma del cráter, así como del desarrollo e índice de disección del drenaje fluvial de las laderas de un edificio volcánico. Estos estudios se conocen también como morfometría de volcanes, de los cuales hasta el momento esta región, sólo ha sido estudiada por Hasenaka y Carmichael (1985) y Hasenaka (1994) y, aunque aporta importantes datos, pero considerando que su trabajo lo realizó en el entero CVMG, se limita en documentar ciertos parámetros morfométricos y una clasificación tipológica general que será discutida en el siguiente apartado.

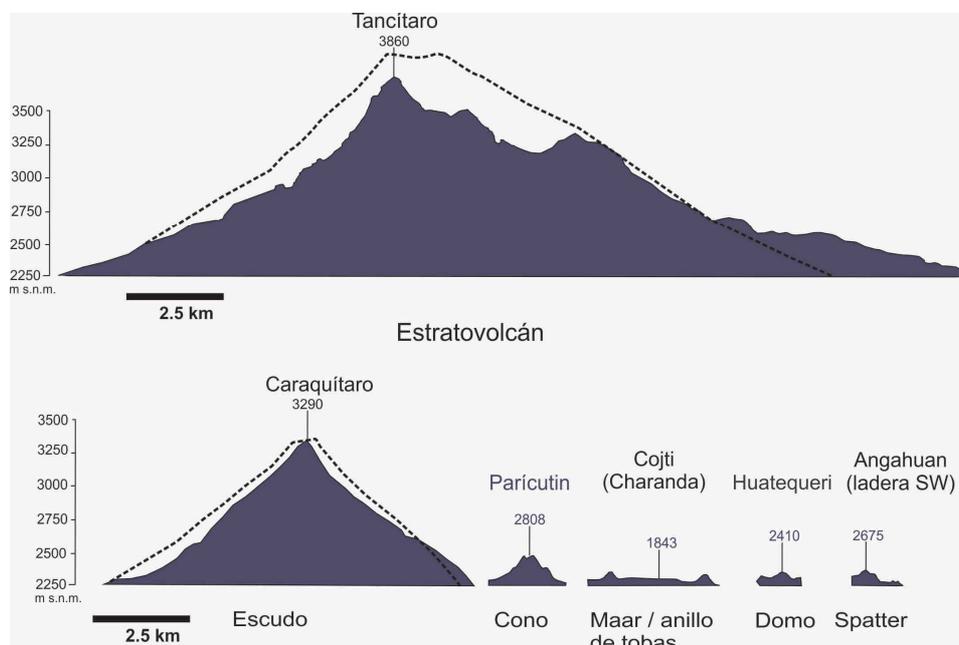


Figura 8. Perfiles topográficos de geoformas volcánicas de la Región Volcánica del Parícutin. En la parte alta el estratovolcán Tancítaro (3860 m), notar la línea punteada que sugiere la paleo-forma ahora erosionada. Para su comparación, en la parte de abajo diversas tipologías de edificios volcánicos a la misma escala: tipo escudo (Caraquítaro, San Marcos), cono volcánico (Parícutin), anillo de tobas (Cojti-Charanda, Uruapan), domo (Huatequeri, Arantepacua), spatter o fisural (ladera suroeste Angahuan).

Morfología volcánica de la Región del Parícutin

Los edificios volcánicos de la RVP muestran una amplia variedad morfológica que caracteriza el paisaje de la Meseta Purépecha. Hasenaka y Carmichael (1985) y Hasenaka (1994), presentaron una clasificación de las geoformas del CVMG y describieron sus parámetros morfométricos. Aunque considero que la clasificación de la morfología volcánica propuesta por Hasenaka *op cit* debería ser revisada y por lo tanto los aparatos re-clasificarse, para esta revisión general se ha asumido su propuesta. Sin embargo, también han sido incluidos otros centros eruptivos que en su momento no fueron referidos, pero que aparecieron con mucha elocuencia (Figura 8). Una vez establecida la clasificación, se procedió a realizar un conteo simple, para poner en evidencia las proporciones de las geoformas volcánicas de la RVP (Tabla 1; Figura 9).

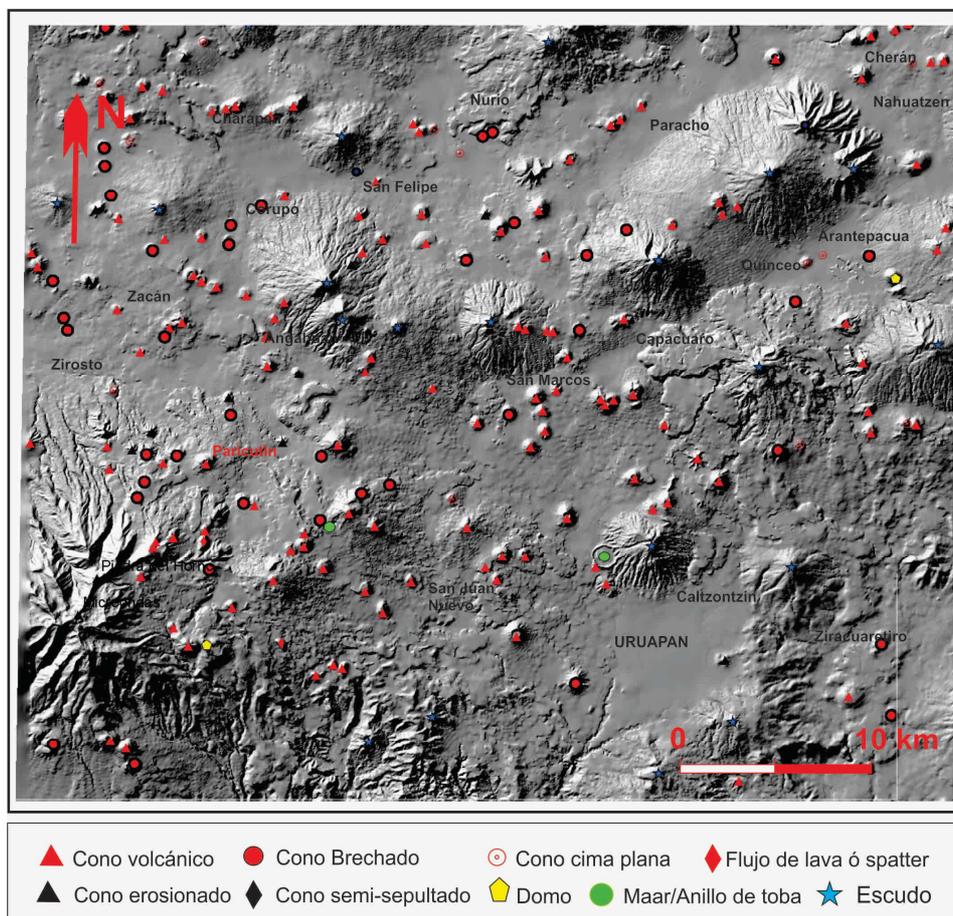


Figura 9. Distribución espacial de la tipología morfológica de los centros eruptivos o edificios volcánicos de la RVP. Los datos de Hasenaka y Carmichael (1985) y Hasenaka (1994), fueron revisados, modificados y complementados en este trabajo.

En la figura 9, se presenta un modelo digital de sombras como base para mostrar la distribución de la clasificación morfológica de los centros eruptivos o edificios volcánicos de la RVP. Es importante señalar que, a partir del conteo simple, como puede ser observado en la Tabla 1 y en el histograma de la Figura 10, se observa que en nuestro conteo se refleja un relativo aumento de edificios volcánicos en relación con los reportados por Hasenaka y Carmichael (1985). Esta diferencia en número de aparatos volcánicos, podría deberse a que muy probablemente Hasenaka y Carmichael *op cit*, se habrían basado en las fotografías aéreas y las

cartas topográficas escala 1: 50 000 del INEGI para su análisis, mientras que en este caso, por medio de los modelos digitales de elevación (MDE), las geoformas se observan con mucho mayor detalle.

Las proporciones de abundancia de las diferentes geoformas pueden ser observadas a partir del histograma de la figura 10, en donde resalta una notable y mayor abundancia de los conos y aparatos de menor volumen: 205 centros eruptivos monogenéticos, de los cuales 120 corresponden a conos volcánicos simples tipo Parícutin. La abundancia es seguida por los aparatos en forma escudo "S"; con 20 centros eruptivos. El resto de las tipologías resulta notablemente menor, por lo tanto, este dato reflejaría que la diversidad de los edificios volcánicos de la RVP, por su porcentaje de ocurrencia es en realidad poca, en cuanto se refiere a los conos volcánicos simples y en forma en escudo.

Tipología	Hasenaka y Carmichael (1985)	Este trabajo
B= cono brechado	41	39
C- cono cinerítico o cono de lava	120	127
D= domo	2	2
E= erosionado (o altamente disectado)	10	19
F= flujo de lava no asociado a cono	3	2
M= maar	1	1
P= cono parcialmente sepultado	1	2
R= cono plano o redondeado	12	12
S= escudo (con cono en la cima)	3	20
T= anillo de toba		1
Total	193	225

Tabla 1. Estadística y conteo de la clasificación de la tipología morfológica de los centros eruptivos o edificios volcánicos de la RVP. Los datos de Hasenaka y Carmichael (1985) y Hasenaka (1994), (H&C-1985), fueron revisados, modificados y complementados en este trabajo. a) Distribución espacial; b) histograma con número absoluto.

En relación con la distribución y los parámetros morfométricos de los edificios volcánicos de la RVP, sin duda ameritaría realizar un estudio *ex profeso*. Sin embargo, con la finalidad de ilustrar algunas variaciones generales, en principio es

oportuno mencionar que en relación con la distribución espacial, los alineamientos de los aparatos volcánicos del RVP se comportan como la mayoría de los conos volcánicos dentro CVMG, es decir tienen una tendencia NNE a NE (Connor, 1990), con pequeñas zonas donde tienen una tendencia casi E-O. En relación con la concentración por área, se observan ciertas diferencias, la densidad general de los conos de la RVP es de 9.7/100 km², mientras que para los aparatos en escudo es de 1.02/100 km². Estos valores de concentración para la RVP resultan ser relativamente más altos (~4/1), en relación con los valores estadísticos generales obtenidos por Hasenaka (1994), para el CVMG, donde la densidad general de los conos simples es de 2.5 conos/100 km² (1040 conos/40,000 km²).

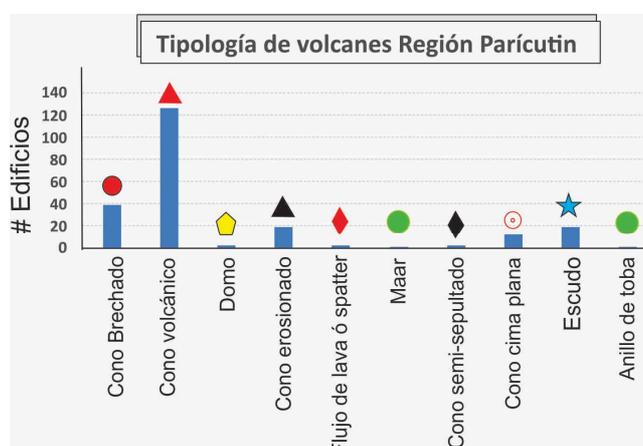


Figura 10. Histograma con número absoluto Tipología morfológica de los centros eruptivos o edificios volcánicos de la RVP. Los datos de Hasenaka y Carmichael (1985) y Hasenaka (1994), fueron revisados, modificados y complementados en este trabajo.

Finalmente, por su parte las mediciones de los parámetros específicos de los conos cineríticos indican que tienen en promedio una altura de 90 m, un diámetro basal de 800 m, un cráter de 230 m de diámetro y un volumen promedio de 0.021 km³. Podemos decir también que los flujos de lava pueden alcanzar un espesor promedio de 40 m y una longitud de hasta 3 km (Hasenaka y Carmichael, 1985). Estos valores morfométricos resultan interesantes en cuanto nos darían una idea del volumen emplazado durante la construcción de cada aparato o cono volcánico. Es decir, representarían una tasa de producción de magma de 0.8 km³/1000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985).

Petrología y datos geoquímicos de la Región Volcánica del Parícutin

Los primeros datos petrológicos y geoquímicos de la RVP fueron generados naturalmente durante la etapa de erupción del Volcán Parícutin (Williams, 1950; Wilcox, 1956; Foshag y González-Reyna, 1956; McBirney et al., 1987; Luhr et al., 2001b). Sucesivamente Hasenaka y Carmichael (1987) realizaron un intenso muestreo a lo largo del CVMG que, como se mencionó, incluye también numerosas muestras de la RVP. Con base en la revisión bibliográfica resalta de nuevo que mientras se tiene una alta densidad de muestreo para el Volcán Parícutin, se cuenta relativamente con pocas muestras para toda la RVP. De hecho, para darse una idea, recientemente se han realizado nuevos trabajos de muestreo para el análisis petrológico y geoquímico de los 23 flujos de lava que se registraron durante el desarrollo y extinción del Parícutin (Luhr et al., 1993; Pioli et al., 2008; Larrea et al., 2017).

En este documento se presenta sólo una breve revisión de los datos generales petrológicos de la RVP y se incluyen para su comparación los datos de los derrames de lava del Volcán Parícutin. Los datos geoquímicos obtenidos a partir de Hasenaka y Carmichael (1987) y Gómez-Tuena et al. (2007) fueron reclasificados y proyectados para su comparación (Figura 11). Desde el punto de vista petrológico, estos autores reportan que la mayor parte de los conos cineríticos y derrames fisurales (o tipo *spatter*), son principalmente basaltos y andesitas de olivino, generalmente como fenocristal. Los cristales de olivino con frecuencia contienen inclusiones de vidrio (*melt*) y de espinelas cromíferas. La plagioclasa generalmente constituye la matriz, sin embargo, también es posible encontrar fenocristales de composición anortítica. Otros fenocristales que también se encuentran presentes, pero en proporción subordinada, son orto- y clino-piroxenos. Por su parte los edificios volcánicos de mayor dimensión, clasificados con forma semi-escudo o incluso conos de mayor volumen ($> 1 \text{ km}^3$), generalmente son de composición intermedia, andesitas, e incluso se han reportado algunos aparatos de composición dacítica que además de una proporción variable de los piroxenos, también ha sido reportada la presencia de anfíbol.

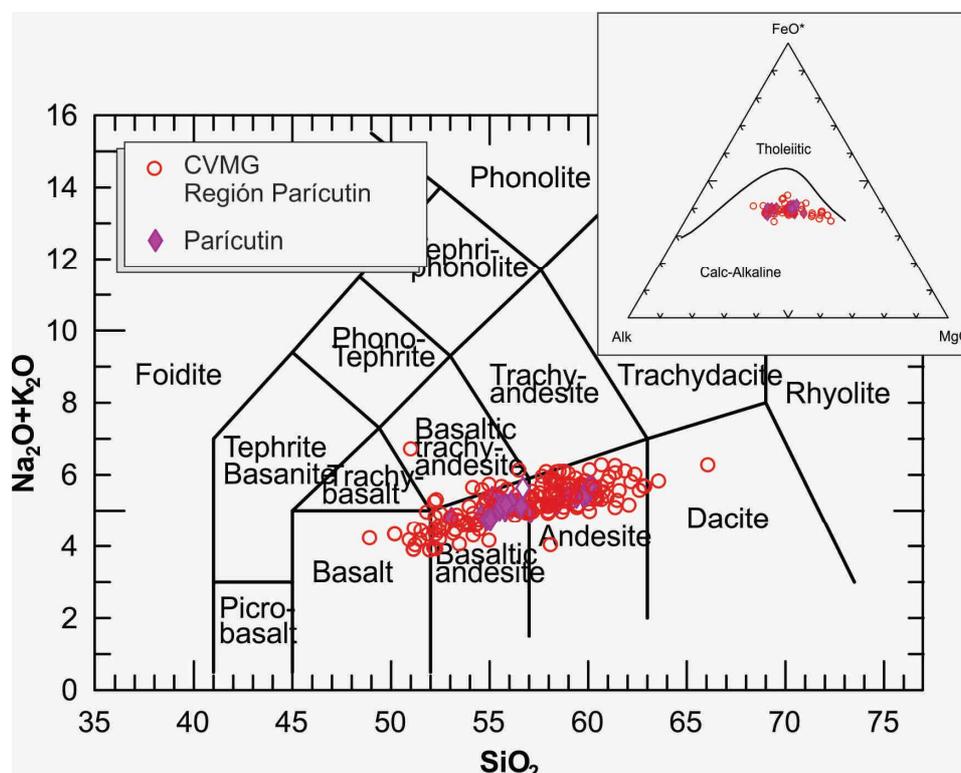


Figura 11. Diagramas geoquímicos (Le Bas et al., 1987; recuadro, Irvine y Baragar, 1971), de rocas de la RVP. Los datos fueron obtenidos y reclasificados a partir de Hasenaka y Carmichael (1987) y Gómez-Tuena et al. (2005).

Los datos en la figura 11 fueron diferenciados de las muestras de lavas del Parícutin (en rombos). Con base en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1987), se observa una tendencia de datos que varía de basaltos andesíticos con valores entre 49 y 62 %wt. Son típicamente sub-alcálicos y como se puede ver en el recuadro, se presenta un diagrama triangular de Irvine y Baragar (1971), se muestra que son tipo calci-alcálicos.

Es importante hacer notar que las muestras de la RVP se comportan relativamente de la misma manera que la mayor parte de las rocas del CVMG Hasenaka y Carmichael (1987), en donde se han reportado tres asociaciones principales: Rocas calci-alcálicas con características típicas de arco magmático, rocas alcálicas ricas en K_2O con concentraciones altas de MgO y rocas alcálicas ricas en TiO_2 con

concentraciones bajas de MgO. Sin embargo, al parecer en la RVP no se observan rocas que presenten una relativa afinidad alcalina, por lo que sería congruente con la conclusión de estos autores en donde señalan que para esta región la mayoría de los centros eruptivos con edades menores que 40,000 años se encuentran localizados en la porción sur del campo volcánico (entre 200 y 300 km desde la trinchera), presentan lavas calcialcalinas y los aparatos de mayor dimensión pueden mostrar un ligero enriquecimiento en sílice con respecto a los conos más antiguos. Sin embargo, es oportuno señalar que se requeriría un estudio más detallado de otra gran cantidad de aparatos volcánicos fisurales o de netamente basáltica, con la finalidad de determinar si están o no presentes este tipo de rocas relacionadas a un sistema relativamente extensional.

En suma, la evidencia geológica regional indica que el vulcanismo de la RVP representaría el frente volcánico de la FVTM, el cual por su distribución es el vulcanismo más cercano hacia la trinchera de subducción o convergencia entre las placas de Cocos y de Norteamérica. Sin embargo, no se descarta que pudieran aún encontrarse rocas con afinidades alcalinas, lo cual implicaría proponer un modelo tectónico de subducción asociado con un sistema relativamente local de extensión o transcurrancia.

Consideración final

Con base en la revisión bibliográfica de los datos geológicos, petrológicos y geocronológicos de la RVP se observa que a pesar de la importancia y abundancia de los estudios y aportes realizados desde del nacimiento del Volcán Parícutín, en 1943, el conocimiento de esta región puede ser considerada como un área que ha sido pobremente estudiada y relativamente inexplorada. Se concluye que la RVP requiere de estudios geológicos y geofísicos que permitan conocer el contexto regional y tectónico del proceso magmático. A la par, estos estudios favorecerían la aproximación para estimar la ocurrencia y recurrencia del vulcanismo monogenético en la Meseta Purépecha.

Agradecimientos

Se agradece las correcciones y sugerencias de José Luis Macías Vázquez y Jasinto Robles Camacho.

Material suplementario para su descarga

[Material suplementario 1; RVP_supl.1](#)

Mapa geológico de la Región Volcánica del Parícutin (Williams, 1950). La imagen fue descargada y está disponible en la página del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS; <https://pubs.usgs.gov/bul/0965b/report.pdf>).

[Material suplementario 2; RVP_supl.2](#)

Imagen que muestra el polígono de la Región Volcánica del Parícutin (RVP), así como los centros eruptivos. Los nombres de cada cerro o centro eruptivo fueron compilados a partir de la información de Williams (1950) y sucesivamente cotejados con la información de las hojas del INEGI escala 1: 50000 (E13B29, E13B39, E14A21, E14A31).

[Material suplementario 3; RVP_supl.3](#)

Tabla en formato Excel Archivo que presenta una compilación bibliográfica de 32 edades isotópicas que se han realizado y publicado hasta el momento en la Región Volcánica del Parícutin (RVP). Para su fácil visualización, todas estas edades fueron proyectadas en un modelo digital de sombras (Figura 8).

Referencias

- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992. K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional* 31: 467-473.
- Cebriá, J. M., Martiny, B. M., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., 2011. The Parícutin calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 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): 1-32.
- Connor, C., 1990. Cinder cone clustering in the Trans-Mexican volcanic belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research* 95: 19395-19405.

- Corona-Chávez, P. 2002. Parícutin: una de las doce maravillas naturales del mundo. Universidad de Michoacán, México. <http://www.umich.mx/mich/volcan-paricutin/Paricu22.pdf>.
- Corona-Chávez, Pedro, Margarita Reyes-Salas, Víctor Hugo Garduño-Monroy, Isabel Israde-Alcántara, Rufino Lozano-Santa Cruz, Ofelia Morton-Bermea y Elizabeth Hernández-Álvarez 2006. Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, el caso de Arócutin, Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 23 (2): 233-245.
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista del Instituto de Geología UNAM* 5: 217-222.
- Ferrari, L., Lopez-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt. *Geology* 27, 303-306.
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53: 84-92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M. T., Manea, V., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans- Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522/523: 122-149.
- Foshag, W. F. and González, R. J. 1956. Birth and development of Parícutin Volcano, México: *Bull. Geol. Survey*, p.355-489.
- Fries, C., 1953. Volumes and weights of pyroclastic material, lava, and water erupted by Parícutín volcano, Michoacán, México. *Transactions of the American Geophysical Union* 34, 603-616.
- Fries, C. Jr. and Gutiérrez, C. 1949. Activity of Parícutin Volcano (México). From August 1948 to February 1952: *Am. Geoph. Uni.*, Vol.31-35, No.3.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Volumen conmemorativo del centenario. *Temas Selectos de la Geología Mexicana*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57(3): 227-283.
- Gómez-Vasconcelos, M. G. 2018. El Volcán Parícutín en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: una revisión. *Ciencia Nicolaita*. Este volumen.
- Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63: 13-31.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma

- discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25: 104-124.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1987. The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: petrology and chemistry. *Journal of Petrology* 28: 241-269.
- Larrea P., Salinas, S., Widoma, E., Siebe, C., Robbyn J. F. Abbitt. 2017. Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutín (Michoacan, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 348 (2017) 36–48.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali– silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Luhr, J. F., Carmichael I. S. E., 1985. Jorullo volcano, Michoacan, Mexico (1759–1774); the earliest stages of fractionation in calcalkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90: 142–161.
- Luhr, J. F., 2001. Glass inclusions and melt volatile contents at Parícutín Volcano, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 142, 261–283.
- Luhr, J. F., Simkin, T., 1993. Parícutín: The volcano born in a Mexican cornfield. Phoenix. Geoscience Press, Smithsonian Institution, 427 pp.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P., Armstrong, R. L., 1987. Parícutín re-examined; a classic example of crustal assimilation in calcalkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 113–137.
- Ownby, S., Delgado-Granados, H., Lange, R. A., Hall, C., 2007. Volcán Tancítaro, Michoacán, México, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161: 1–14.
- Pacheco, J., Mortera-Gutiérrez, C., Delgado-Granados, H., Singh, S., Valenzuela, R., Pardo M., Suárez G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 100 (B7): 12357-12373.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. Geological Society of America Map and Chart Series, MCH 072, 22 pp.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., Delgado Granados, H., 2008. Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutín Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.* 271, 359–368.

- Segerstrom, K. 1956. Erosion studies at Parícutin, State of Michoacan, Mexico: Bull.Geol.Survey, p.1-164.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics* 14 (6), 1339–1350. doi:10.1029/95TC01928.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Kshirsagar, P., Chevrel, M. O., De la Fuente, J. R., Hernández-Jiménez, A., 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). Field Guide, Pre-meeting Fieldtrip (Nov. 13-17) for the 5th International Maar Conference (5IMC-IAVCEI), Querétaro, México, 33 p.
- Valentine GA, Connor CB (2015) Basaltic volcanic fields. In: Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H, Stix J (eds) *Encyclopedia of volcanoes*, 2nd edn. Academic, London, pp. 423–439
- Wilcox, R. E., 1954. Petrology of Parícutin Volcano, Mexico. U. S. Geological Survey Bulletin 965C: 281-353.
- Williams, H. 1950. Volcanoes of the Parícutin region. U. S. Geological Survey Bulletin. 969B: p165-279.