

El rincón
del litófago



Parícutin
setenta años de historia



Desde su aparición y hasta la actualidad, los paisajes donde aparece el volcán, las ruinas del templo de Parangaricutiro, parcialmente sepultadas por lava y las calles de Angahuan han sido objeto de interés de muchos artistas, fotógrafos y documentalistas que han acrecentado el mundo de las imágenes y representaciones que hay en torno a ellos.



An aerial photograph of a volcanic landscape. The terrain is dark and rugged, with a prominent circular crater in the lower right quadrant. The text is overlaid on the image in a bright green color.

El volcán Parícutin

dentro del cinturón

volcánico mexicano

José Luis Macías Vázquez ¹

La gran relevancia del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato es que en él han nacido los dos volcanes más jóvenes de México, el Jorullo en 1759 y el Parícutin en 1943-1952. El nacimiento de estos dos volcanes durante los últimos 254 años y la abundancia de estos conos, más de 1,100 en el campo volcánico, lo convierten en la región del país con las mayores probabilidades de ver el nacimiento de un volcán en el futuro.

Las rocas magmáticas del cinturón volcánico transmexicano.

El territorio mexicano forma parte del cinturón de fuego del Pacífico, región del planeta en que se concentra la mayoría de los volcanes activos en tierra firme (Fig. 1) En México, la mayor parte del volcanismo ocurre a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano que atraviesa el centro del país desde las costas de Nayarit hasta las costas de Veracruz por más de 1,100 km y contiene entre otras a las ciudades de Colima, Guadalajara, Morelia, Toluca, Distrito Federal, Puebla, Tlaxcala y Jalapa. Cerca del 50% de la población del país, unos 55 millones de mexicanos, vivimos cerca de un volcán, pero paradójicamente, la mayoría de nosotros no lo sabemos.

El vulcanismo que ocurre en el Cinturón Volcánico Mexicano ha sido originado por la subducción de la placa oceánica de Cocos por debajo de la placa continental de Norteamérica, en las costas del Océano Pacífico (Fig. 2) Esta subducción o choque entre las placas produce que la placa oceánica de Cocos, que es más pesada (formada por rocas densas de color oscuro conocidas como basaltos), se sumerja o deslice por debajo de la placa de América del Norte (formada por rocas más ligeras de color claro conocidas como granitos). Cuando ocurre un movimiento súbito entre las dos placas, a lo largo de la zona de subducción en las costas del Pacífico, se libera una gran cantidad de energía en forma de sismos, los cuales se pueden sentir a grandes distancias del centro de emisión o epicentro. El mismo choque y desplazamiento entre las placas genera calor a profundidades mayores a 75 km y mucha fricción que es capaz de fundir los minerales hidratados que contienen los basaltos de la placa de Cocos. Estas temperaturas y presiones liberan las moléculas de agua de estos minerales, que al entrar en contacto con las rocas de alrededor las funden y forman líquidos silicatados o magma. A partir de estas profundidades se forman enormes burbujas de magma (menos densas que las rocas que los rodean) que tratarán de alcanzar la superficie de la tierra lo más rápido posible para producir

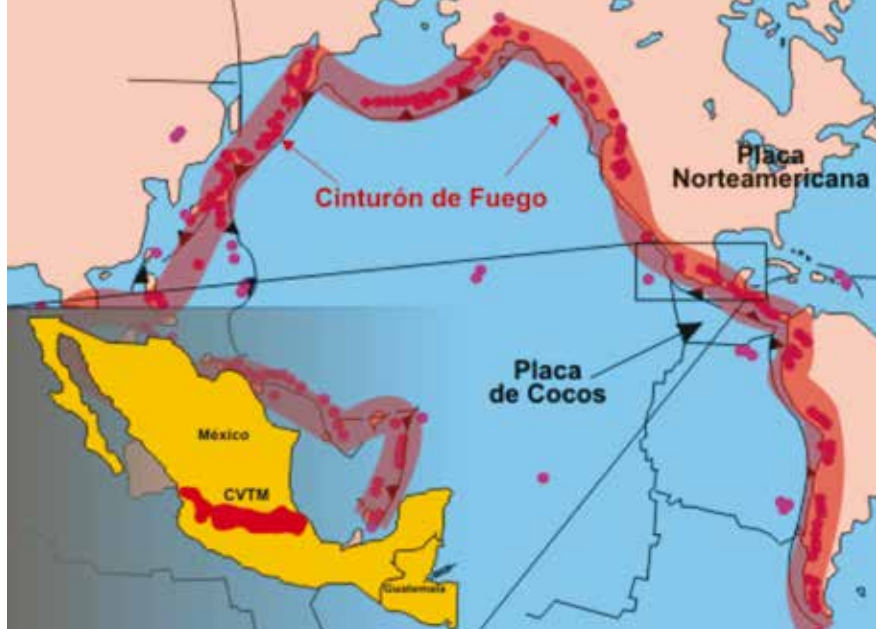


Figura 1. Ubicación del Cinturón de Fuego del Pacífico, placas tectónicas y el Cinturón Volcánico Mexicano. Imagen tomada de Macías y Capra (2005).

una erupción. Cada burbuja de magma tendrá características distintivas de acuerdo a la profundidad y región del planeta en donde se formó. El magma tratará de subir a través de fracturas en las rocas del interior de la tierra abriéndose paso hasta la superficie. Si el magma es muy viscoso tendrá mucha dificultad para ascender y muy probablemente se quedará atorado en el interior de la corteza terrestre y se enfriará hasta convertirse en roca.

A este tipo de roca se le denomina roca ígnea intrusiva o Plutón (Fig. 2) Se les distingue porque tienen cristales muy grandes como las rocas graníticas que observamos en las playas de Acapulco y Puerto Vallarta. En cambio, si el magma es más fluido, menos viscoso, podrá subir más fácilmente y dar paso a erupciones en la superficie de la tierra. A estas rocas se les

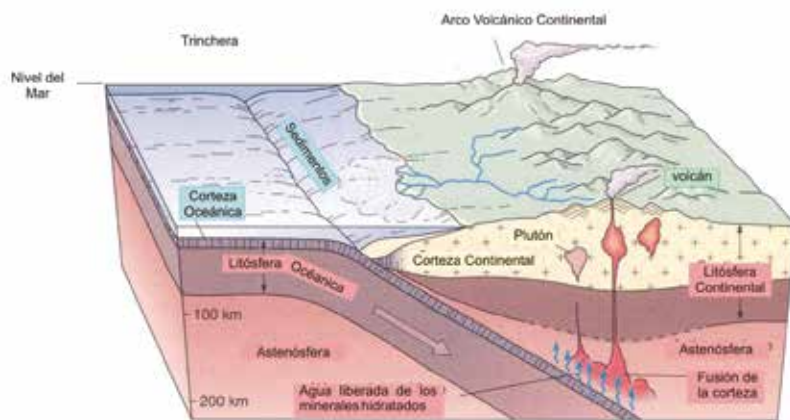


Figura 2. Subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica en el oeste de México y generación de sismos y volcanes.

conoce como rocas ígneas extrusivas. Las más conocidas entre nosotros son los derrames de lava producidos durante las erupciones espectaculares en las islas del Archipiélago de Hawái. Por su baja viscosidad estas burbujas de magma puede ascender casi directamente (a través de fracturas) a la superficie, difícilmente se estacionan a profundidad y dan lugar a la formación de un volcán en superficie (Fig. 2) A esta clase de volcanes, que no cuentan con una cámara magmática, se les conoce como de tipo monogenético y son los volcanes más abundantes en nuestro planeta. Se les dice así porque son formados por una sola erupción durante su tiempo de vida después de la cual entran en reposo total para extinguirse y no volver a presentar actividad (Fig. 3) Estos volcanes tienen tamaños pequeños con un diámetro en su base de 2.5 km y alturas 250 m. Los mejores ejemplos de estos volcanes se encuentran en el Estado de Michoacán y son el Parícutin y el Jorullo.

En otras ocasiones estos magmas poco viscosos o fluidos no logran salir rápidamente a la superficie porque en su camino se estacionan en grandes espacios vacíos o funden la roca por la que atraviesan en el interior de la tierra, donde se quedan atrapados durante algún tiempo. Durante este proceso, el magma se enfría muy lentamente, se hace más viscoso, rico en gases y puede dar lugar a erupciones más violentas de tipo explosivo. Con el tiempo, este reservorio funciona como un gran tanque de magma, el cual puede arrojar pequeñas cantidades de lava a la superficie y dar lugar a la formación de un volcán. Las cámaras magmáticas

funcionan como una estación de recarga para la entrada de nuevo magma que proviene del interior de la tierra, en este lugar se mezcla con el magma que ya tenía en su interior, para después expulsarlo en una nueva erupción del mismo volcán. Cuando un volcán es alimentado por una cámara magmática, puede hacer erupción en repetidas ocasiones con periodos de calma que puede durar pocos o miles de años. Este tipo de actividad volcánica nos puede producir grandes volcanes de tipo poligenético, que presentan erupciones repetidas con intervalos de tranquilidad, que varían de algunos hasta miles de años (Fig. 3) Cada vez que el volcán hace erupción crece verticalmente formando un cono con pendientes pronunciadas y alturas de varios kilómetros sobre el nivel de mar.

El volcán estará formado por la acumulación sucesiva de lava o material volcánico arrojado durante las distintas erupciones. Si hiciéramos un corte de este tipo de volcán y pudiéramos ver su interior, veríamos que asemeja el interior de un pastel con capas diferentes de roca; a este tipo de volcán poligenético se le denomina estratovolcán. Los estratovolcanes pueden tener elevaciones de varios kilómetros y vivir cientos de miles a millones de años. El mejor ejemplo de nuestros estratovolcanes es el volcán Popocatepetl, que tiene más de 500,000 mil años de actividad la cual continúa hasta el día de hoy. En los alrededores de Morelia tenemos al Quinceo, volcán tipo escudo que creció durante diversas erupciones hace 1.5 millones de años.



Figura 3. Vista del volcán poligenético Kluchevskoy en la Península de Kamchatka, Rusia, y de pequeños conos monogenéticos a su alrededor.

En muchas regiones volcánicas del mundo y dentro del Cinturón Volcánico Mexicano coexisten los grandes volcanes poligenéticos con otros pequeños de tipo monogenético (Fig. 4) Uno de los rasgos más importantes del vulcanismo del Cinturón Volcánico Mexicano es la abundancia de los pequeños volcanes de tipo monogenético también conocidos como conos de escoria o ceniza. A menudo, estos conos se concentran en áreas restringidas formando los denominados "campos volcánicos". Al interior del Cinturón Volcánico Mexicano existen varios campos volcánicos como el de Chichinautzin, ubicado entre las ciudades de México y Cuernavaca, que cuenta con más de 250 volcanes; el de Apan-Tezontepec, cerca de la ciudad de Apan, Hidalgo, con más de 300 volcanes, y el más grande de todos: el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato, que cuenta con más de 1,100 volcanes entre conos de escoria, volcanes en escudo y pocos estratovolcanes (Fig 4). Esta abundancia de los conos de escoria en México no es casual dado que representan los volcanes más abundantes del planeta.

El Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato está constituido principalmente por pequeños volcanes denominados conos de escoria (ejemplo Jorullo, Parícutin), en menor número por volcanes en escudo (Quinceo y Tetillas), muy pocos estratovolcanes (Tancítaro) y derrames o flujos de lavas que fueron emitidas a través de fracturas o fisuras de las rocas (Figs. 5 y 6). Dentro del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato se encuentran

asentadas ciudades importantes como Morelia, Uruapan y Zamora; tenemos paisajes como los de los lagos de Cuitzeo y Pátzcuaro, rodeados por cerros de diferentes dimensiones que son en realidad antiguos volcanes. La isla de Janitzio en el Lago de Pátzcuaro es en realidad un pequeño volcán de tipo monogenético.

La gran relevancia del Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato es que en él han nacido los dos volcanes más jóvenes de México: el Jorullo en 1759 y el Parícutin en 1943-1952 (Fig. 4). El nacimiento de estos dos volcanes durante

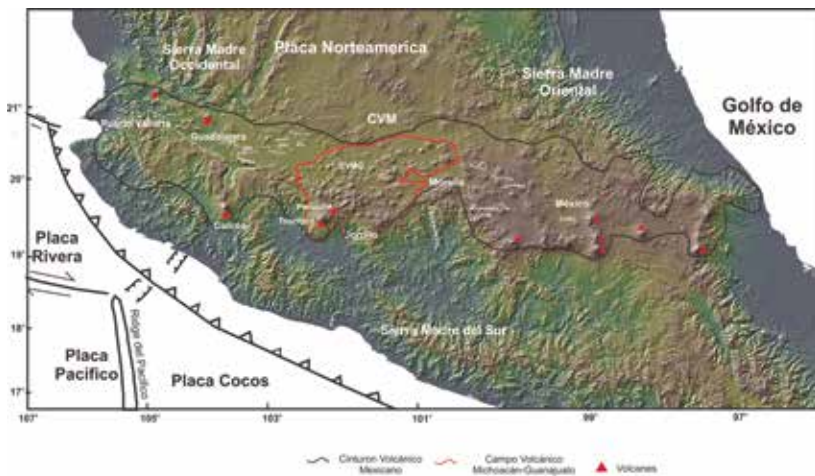


Figura 4. Modelo digital del terreno del centro de México que muestra el límite del Cinturón Volcánico Mexicano, el del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y la ubicación de los volcanes Parícutin y Jorullo. Figura diseñada por Susana Osorio.

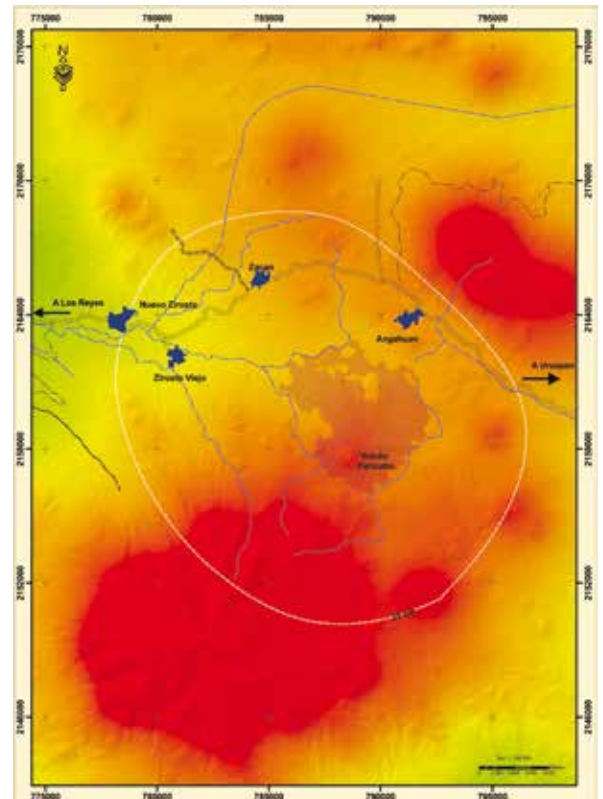


Figura 5. Modelo digital de terreno que muestra al volcán Parícutin y al Tancítaro obtenido con curvas cada 20 m de topografía del INEGI. En el caso del volcán Parícutin se aprecia la zona de extensión de los derrames de lava y caída de cenizas tomadas de Luhr y Simkin (1993). Imagen preparada por Guillermo Cisneros M.

los últimos 254 años y la abundancia de estos conos, más de 1,100 en el campo volcánico, lo convierten en la región del país con las mayores probabilidades de ver el nacimiento de un volcán en el futuro.

El volcán Parícutin

El nacimiento, desarrollo y fin de la actividad del Parícutin sentó el parteaguas a nivel mundial del nacimiento de un volcán, el cual es ejemplificado en libros de educación básica y media de muchos países en el mundo. Se narra que alrededor de las 16:00 horas del 20 de febrero de 1943 y después de aproximadamente 45 días de intensa actividad sísmica, el señor Dionisio Pulido, oriundo del pueblo de Parícutin, escuchó un ruido similar al de un trueno e inmediatamente después observó que en su campo de cultivo se formó una grieta con una longitud de casi 30 metros con una depresión en su parte central. Inmediatamente, la superficie se hinchó dos o tres metros y desde la fisura comenzaron a salir y elevarse columnas de ceniza (pedazos de escoria, rocas y cristales) (Fig. 6). La emisión de ceniza fue tal, que durante las primeras 24 horas ya se estaba formando un volcán de aproximadamente 30 metros de altura, llamado Parícutin, que para fines del mes de febrero había alcanzado 148 metros. El cono continuó creciendo mediante la formación de columnas de ceniza, lluvias de bombas (fragmentos incandescentes de magma) y bloques y en su base la emanación de derrames de lava a través de fracturas pequeñas. Estas lavas sepultaron al poblado de Parícutin, de donde el volcán toma su nombre, dejando únicamente parte de la iglesia del poblado sin destruir. Un volcán adventicio (formado fuera del Parícutin) denominado "Sapichu" o hijo, creció en las faldas de Parícutin del 18 de octubre de 1943 hasta el 8 de enero de 1944. Contemporáneamente y hasta marzo de 1952 el Parícutin siguió creciendo hasta alcanzar su máxima altura de 424 metros en marzo de 1952 y extinguirse. En un periodo de nueve años surgió, creció y se extinguió junto con su cráter adventicio Sapichu. La erupción sepultó a los poblados de Parícutin y San Juan Parangaricutiro causando una problemática social por las pérdidas materiales y el desplazamiento de los habitantes hacia otras comunidades. El día de hoy la zona del volcán es un andador con un gran desarrollo turístico.

¹Investigador Titular C, Instituto de Geofísica de la UNAM, Unidad Michoacán.
macias@geofisica.unam.mx



Figura 6. Fotografía del volcán Parícutin y el estratovolcán Tancítaro en el fondo.



Figura 7. Fotografía de la actividad del Parícutin.



Figura 8. Fotografía de la actividad del Parícutin.

PARA SABER MÁS:

Macías, J.L. y Capra, L. (2005) Los volcanes y sus peligros: situación actual en México y Latinoamérica. Fondo de Cultura Económica, 132 p. ISBN 968-16-7568-1

Macías, J.L. (2010) Origen de la actividad volcánica en el Estado de Michoacán. Boletín UNAM Campus Morelia, Enero/Feb. No. 1: 1-3.

Garduño, V.H. y Macías, J.L. (2011) Atlas de peligros del Estado de Michoacán. COECyT, 23 p.