ResearchGate

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: https://www.researchgate.net/publication/325631300

Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatépetl

Book · May 2018

CITATIONS
2

READS
3,183

24 authors, including:

Hugo Delgado Granados
Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México
237 PUBLICATIONS **4,173** CITATIONS
SEE PROFILE

M. A. Alatorre-Ibarguengoitia
Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, Mexico
57 PUBLICATIONS **687** CITATIONS
SEE PROFILE

Lilia Arana-Salinas
Autonomous University of Mexico City
20 PUBLICATIONS **302** CITATIONS
SEE PROFILE

Rosanna Bonasia
CONACYT - Instituto Politécnico Nacional
37 PUBLICATIONS **659** CITATIONS
SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:

Project
Cretaceous/Paleogene boundary in Gorgonilla Island, Colombia, South America View project

Project
The Queréndaro scoria cone alignment: volcano-tectonic interactions in the northeastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. View project

All content following this page was uploaded by Hugo Delgado Granados on 07 June 2018.

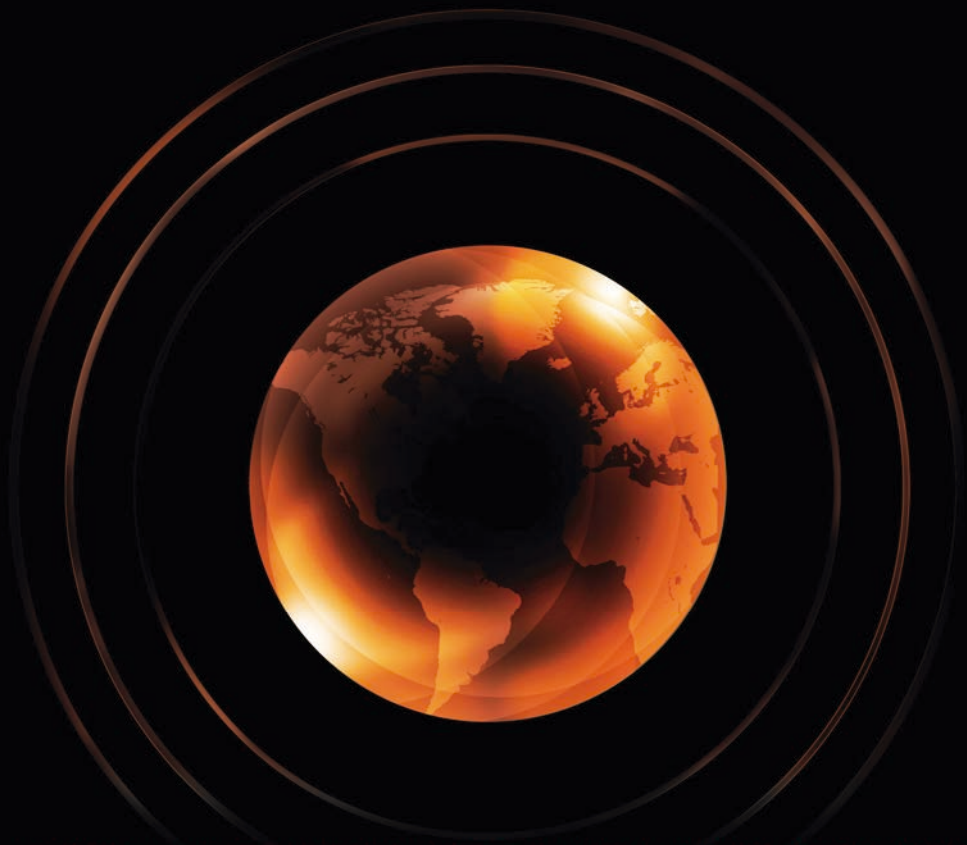
The user has requested enhancement of the downloaded file.

Monografías 22

Instituto de **Geofísica**

Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatépetl

Memoria técnica del mapa de peligros del volcán



Martín Del Pozzo A. L. / Alatorre Ibargüengoitia M. / Arana Salinas L. / Bonasia R. / Capra Pedol L. / Cassata W. / Cordoba G.
Cortés Ramos J. / Delgado Granados H. / Ferrés López M. D. / Fonseca Álvarez R. / García Reynoso J. A. / Gisbert G. / Guerrero López D. A.
Jaimes Viera M. C. / Macías Vázquez J. L. / Nieto Obregón J. / Nieto Torres A. / Paredes Ruiz P. A. / Portocarrero Martínez J. / Renne P.
Rodríguez Espinosa D. M. / Salinas Sánchez S. / Siebe Grabach C. / Tellez Ugalde E.

SEGOB
SECRETARÍA DE GOBERNACIÓN

GEOFISICA
UNAM

Monografías 22

Instituto de **Geofísica**

Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatépetl

---

Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatépetl

Martin Del Pozzo A. L. / Alatorre Ibargüengoitia M. / Arana Salinas L. / Bonasia R. / Capra Pedol L. / Cassata W. / Córdoba G. Cortés Ramos J. / Delgado Granados H. / Ferrés López M. D. / Fonseca Álvarez R. / García Reynoso J. A. / Gisbert G. / Guerrero López D. A. / Jaimes Viera M. C. / Macías Vázquez J. L. / Nieto Obregón J. / Nieto Torres A. / Paredes Ruiz P. A. / Portocarrero Martínez J. / Renne P. / Rodríguez Espinosa D. M. / Salinas Sánchez S. / Siebe Grabach C. / Tellez Ugalde E.

SEGOB
SECRETARÍA DE GOBERNACIÓN

geofísica UNAM

Universidad Nacional Autónoma de México
Instituto de Geofísica

Unidad de Apoyo Editorial
Colección: *Monografías del Instituto de Geofísica*

Universidad Nacional Autónoma de México
Instituto de Geofísica

Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatépetl
Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatépetl
Martin Del Pozzo A. L. / Alatorre Ibargüengoitia M. / Arana Salinas L. Bonasia R./ Capra Pedol L. / Cassata W. / Córdoba G. / Cortés Ramos J. Delgado Granados H. / Ferrés López M. D. / Fonseca Álvarez R. García Reynoso J. A. / Gisbert G. / Guerrero López D. A. / Jaimes Viera M. C. Macías Vázquez J. L. / Nieto Obregón J. / Nieto Torres A. / Paredes Ruiz P. A. Portocarrero Martínez J. / Renne P. / Rodríguez Espinosa D. M. Salinas Sánchez S. / Siebe Grabach C. / Tellez Ugalde E.

Director
Dr. Hugo Delgado Granados

Editor
Dr. Jaime Yamamoto Victorio

Editora técnica
Mtra. Andrea Rostan Robledo

Diseño de portada y cuidado de impresión
Lic. Vanesa Gómez Vivas

Primera edición: 22, 2017 DR. ©
Universidad Nacional Autónoma de México.

Unidad de Apoyo Editorial
Instituto de Geofísica
Av. Universidad 3000 Universidad Nacional
Autónoma de México.
Col. Copilco-Universidad, Delegación Coyoacán,
C. P. 04360 México, D. F.
Circuito de la Investigación Científica S/N,
Ciudad Universitaria.
Teléfono: 01 (55) 56224115

ISBN 978-607-02-9782-3

Prohibida la reproducción parcial o total por cualquier medio, sin autorización escrita del titular de los derechos patrimoniales. Se permite la reproducción total o parcial citando la fuente.

Impreso y hecho en México

Introducción

D. Ferres y R. Fonseca

El volcán Popocatépetl es el segundo volcán más activo de México y el de mayor riesgo, debido a su historial de erupciones altamente explosivas documentadas en el registro estratigráfico y al número de personas e infraestructura que se encuentran sobre sus laderas y planicies aledañas (e.g. Siebe et al., 1996; Siebe y Macías, 2006).

La emisión y dispersión de cenizas, uno de los fenómenos más frecuentes en la actividad de este volcán, ha afectado los estados mencionados, además de Tlaxcala y el Distrito Federal, convirtiéndose en una seria amenaza para la salud pública. Por otra parte, debido a la gran altitud del Popocatépetl (5,419 msnm), las emisiones de gas y ceniza volcánicas han afectado una región y espacio aéreo más amplios. Una futura erupción del volcán puede poner en peligro la seguridad del tráfico aéreo y afectar varios de los principales aeropuertos de México y países vecinos (Bonasia et al., 2014). Es por ello, que los efectos de la actividad volcánica pueden catalogarse como de índole de seguridad nacional.

En el historial eruptivo del volcán Popocatépetl se han reconocido al menos 7 erupciones plinianas de gran magnitud durante los últimos 25,000 años (Pleistoceno Tardío al Holoceno). Además, se tienen registradas numerosas erupciones de menor magnitud (mayoritariamente vulcanianas), las cuales ocurrieron en época histórica. Una gran parte de estas erupciones están descritas en trabajos publicados tanto en revistas especializadas (e.g. Siebe et al., 1996; 1999; 2016, en prensa; Martin del Pozzo et al., 1997; 2008; Macías y Siebe, 2005; Siebe y Macías, 2006; Schaaf et al., 2005; Espinasa-Pereña y Martin del Pozzo, 2006; Arana-Salinas et al., 2010; Sosa et al., 2012; 2014, 2015), como en documentos divulgativos, a través de investigaciones financiadas principalmente por CONACYT y DGAPA-UNAM.

Durante el siglo XX el volcán presentó actividad explosiva en el período de 1919 a 1927, con erupciones de ceniza y la formación de un pequeño domo en el interior del cráter, seguido por un período de calma de varias décadas (Atl, 1939; Cenapred, 2011). El Popocatépetl reanudó su actividad eruptiva el 21 de diciembre de 1994, amenazando a las poblaciones cercanas y poniendo en alerta a las autoridades de Protección Civil estatales y federales y a los vulcanólogos de todo el país. La nueva actividad, todavía en curso, ha consistido en la emisión intermitente de cenizas y de gases (Love et al., 1997; Goff et al., 1998; Stremme et al., 2011), asociada a episodios de crecimiento y destrucción del domo emplazado en el interior del cráter (Macías y Siebe, 2005).

El inicio de esta crisis volcánica dio lugar a la instalación de una red de monitoreo permanente, al establecimiento de un comité científico asesor, a la publicación del primer mapa de peligros del volcán Popocatépetl (Macías et al., 1995) y al desarrollo de numerosos estudios geológicos sobre la historia eruptiva del volcán.

A más de 20 años de la reactivación del Popocatépetl y de la publicación de este primer mapa, el proyecto "Estudios Geológicos y Actualización del Mapa de Peligros del Volcán Popocatépetl", financiado por la Secretaría de Gobernación a través del Fondo para la Prevención de Desastres Naturales (FOPREDEN), aborda la necesidad de compilar toda la nueva información geológica existente producto de las investigaciones desarrolladas en las últimas dos décadas, así como de realizar un esfuerzo para completar algunos vacíos de información y actualizar el mapa de peligros existente.

Los trabajos desarrollados a través del proyecto han permitido incrementar el conocimiento del historial de erupciones y de la dinámica eruptiva del Popocatépetl, especialmente de las erupciones de mayor magnitud, así como de los escenarios de peligro volcánico posibles en su área de influencia.

Los avances en resolución y capacidad, especialmente en la última década, de las herramientas de topografía (modelos de elevación digital) y de cómputo (hardware y software) han hecho posible mejorar la calidad de la representación de los alcances de las erupciones pasadas, así como realizar simulaciones mejor sustentadas de los diferentes procesos volcánicos en los que puede desarrollarse la actividad eruptiva (emisión de balísticos, dispersión y caída de ceniza, flujos de lava, lahares, flujos y oleadas piroclásticas) y establecer de forma más precisa

las áreas que podrían resultar afectadas por cada uno de los fenómenos de emplazamiento de materiales que podrían acompañar a una futura erupción.

La actualización del Mapa de Peligros del volcán Popocatépetl (versión 2016) ha sido elaborada usando Sistemas de Información Geográfica (SIG) compatibles con el Atlas Nacional de Riesgo, con criterios más modernos de diseño y representación. Se espera que pueda ser una herramienta útil para la gestión territorial y de riesgos, en la toma de decisiones en materia de uso del suelo y diseño de infraestructura y para el Sistema Nacional de Protección Civil en los diversos aspectos relacionados con el manejo de crisis volcánicas, como el perfeccionamiento de las rutas de evacuación y la ubicación preventiva de los albergues temporales, entre otros.

La presente memoria detalla la historia eruptiva conocida del volcán Popocatépetl y con base en ella define los escenarios de peligro volcánico que podrían presentarse con la actividad presente y futura del volcán, clasificada en tres diferentes rangos de magnitud. Para cada escenario se explican los factores de peligro de cada uno de los fenómenos volcánicos en los que puede desarrollarse la actividad eruptiva y se detallan los parámetros y metodologías utilizados para reproducir estos fenómenos a través de simulaciones. Finalmente, se describen las posibles áreas de afectación de cada uno de los fenómenos volcánicos que se han considerado y plasmado en el Mapa de Peligros del volcán Popocatépetl 2016.

Localización, geomorfología y datos generales del volcán Popocatépetl

El volcán Popocatépetl, con una elevación de 5,419.43 msnm, es la tercera cima más alta de México. Es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica localizado en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano, en las coordenadas 19°01’23” N y 98°37’22” W. Tiene un cráter con geometría elíptica de 800x600 m y 307 m de profundidad (solo 90 m de profundidad respecto al borde NE, el de menor altitud) (Cenapred, 2016). Constituye el extremo sur de la Sierra Nevada, colindando al N con el complejo volcánico Iztaccíhuatl a través del Paso de Cortés (3,685 msnm), con un desnivel en este sector de 1,734 m. En sus vertientes E y SE, rodeado por los valles de Puebla y Atlixco, presenta un mayor desnivel, con una altura relativa de 3,300 hasta 3,800 m y una pendiente promedio de 34° (Figura 1). Al W y SW, las laderas del Popo descansan sobre un terreno de relieve más intricado, con una morfología de montículos (hummocks) producto de los derrumbes gigantes (avalanchas) del volcán (Siebe et al., 1995).

Un aspecto a resaltar de la morfología del Popocatépetl es la asimetría en las pendientes de sus laderas occidental y oriental. El flanco oriental presenta una pendiente mucho más acusada, lo que favorecerá el incremento de velocidad de cualquier flujo gravitacional (piroclástico, de escombros, de lava), que se emplace en este sector.

Las barrancas que drenan las laderas del volcán tienen longitudes entre 18 y 22 km; alimentan la red hídrica del valle de Puebla, Atlixco, Chalco y Cuautla. Las quebradas de mayor desnivel son las de los ríos Comuatlatenco (con 3,270 m), Xalteluco y Yancuecole (con 2,920 m); al S, SW y E respectivamente (Castillo et al., 2015).

La distribución de la ceniza está controlada por la dirección y velocidad del viento, mismas que presentan variaciones con respecto a la altitud y época del año. De acuerdo al modelo de viento horizontal, basado en radiosondeos globales de 15 años (1980-1995) de la base Global Gridded Upper Air Statistics (GGUAS) del European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF), se identificó que en la zona de influencia del Popocatépetl, el campo de viento presenta variaciones a diferentes altitudes.

De 5,000 a 10,000 msnm, de octubre a mayo los vientos van hacia el este, este-noreste y noreste; de junio a septiembre hacia al oeste con variaciones al sureste, sur y suroeste. De 10,000 a 20,000 msnm, en los meses de octubre a abril los vientos van hacia el este y de junio a septiembre hacia el oeste y suroeste, pero en mayo son variables. Arriba de los 20,000 msnm, de octubre a marzo los vientos van hacia el este y sureste, de abril a noviembre hacia el oeste; pero en marzo, noviembre y diciembre el viento también puede ir al noreste.

La velocidad promedio del viento por debajo de los 20,000 msnm, es de 5 m/s, aunque en enero llega a presentar velocidades de 15 m/s. Arriba de los 20,000 msnm, el viento puede alcanzar velocidades de 10 a 15 m/s, y en los meses de julio y septiembre puede llegar a 30 m/s (Delgado Granados et al., 2001).

Los patrones de viento pueden tener variaciones ante los eventos atmosféricos extraordinarios como huracanes.

Junto al volcán Pico de Orizaba, el volcán Popocatépetl es uno de los más altos del hemisferio norte y por décadas albergó en su cima un glaciar, ubicado principalmente en su ladera N-NW y su cima. Después de la erupción de enero de 2001, en el episodio de actividad actual, el glaciar se derritió casi en su totalidad. El régimen de precipitaciones sobre el volcán es de 1,000 mm anuales, que se producen principalmente durante la época de lluvias (mayo a octubre). Sin embargo, se producen precipitaciones en forma de nieve principalmente durante el invierno (diciembre- febrero).

Dieciocho municipios tienen territorio sobre las laderas del volcán y las planicies aledañas, todos ellos vulnerables, en mayor o menor grado, a los diferentes peligros que emanan de la actividad actual y posible actividad futura del volcán. Varios de estos municipios tienen pueblos y comunidades asentadas en el radio de 15 km del cráter del volcán Popocatépetl: al NE, Santiago Xalizintla y San Nicolás de los Ranchos; al SE, San Pedro Benito Juárez y Guadalupe Huxocoapan. Además, poblaciones importantes, de más de 1,000 habitantes, se encuentran en el radio de 15 a 50 km. Varios de estos municipios tienen un alto crecimiento demográfico, como los de Amecameca (NW), Yecapixtla-Cuautla-Zacualpan (SW), Cholula (E) y Atlixco (SE), poblaciones que han sido afectadas por diversas erupciones en el transcurso de los últimos 2,000 años.

I. ESTUDIOS GEOLÓGICOS

1. Marco geológico y tectónico del volcán Popocatépetl

Dolors Ferres

El volcán Popocatépetl se localiza en la zona central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), producto de la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa continental de Norteamérica. El volcán conforma el extremo sur de la Sierra Nevada, que se extiende de N a S por más de 80 km (Schaaf et al., 2005), funcionando de parteaguas de los valles de México, al W y de Puebla, al E.

El basamento de la Sierra Nevada en el sector del Popocatépetl comprende calizas cretácicas (Formaciones Cuautla y Morelos), arenitas y evaporitas del Terciario (Fries, 1960; 1966) y aflora al S del volcán en altitudes entre los 1,200 y 1,700 msnm. Estas formaciones fueron plegadas por la orogenia Laramide y cubiertas discordantemente por los sedimentos terrígenos del Grupo Balsas en el Eoceno-Oligoceno. Estas formaciones fueron intruidas por pequeños sills subvolcánicos de granodioritas, hace ~20.7 Ma (fechamientos $^{40}Ar/^{39}Ar$, Gómez-Tuena et al., 2008), que produjeron aureolas de metamorfismo de contacto, con mineralizaciones locales de tipo skarn metasomatizado (Aguilar-Murillo, 2012; Mares-Tepanohaya, 2014). El vulcanismo en el área inició en el Mioceno, como lo evidencian las rocas calco-alcalinas de la Formación Tepexco (Fries, 1960). Las edades de los estratovolcanes de la Sierra Nevada van desde 1.8 Ma hasta el presente (fechamientos $^{40}Ar/^{39}Ar$ de rocas de los estratovolcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatépetl; referencias). La hipótesis de que la actividad volcánica migra con el tiempo hacia el S, hacia la porción frontal del arco volcánico, durante los últimos 2 Ma (Cadoux et al., 2011) ha sido debatida en trabajos recientes (Macías et al., 2012). Sin embargo, no hay duda de que el volcán Popocatépetl, el estratovolcán ubicado más al S de la Sierra Nevada es el más joven (Sosa-Ceballos et al., 2015) y ha sido el más activo durante los últimos 23,500 años A. P. (Siebe y Macías, 2006; Siebe et al., 2016, en prensa).

La configuración tectónica de la zona central de la FVTM fue propuesta y debatida en varios trabajos de geología estructural, geofísica y sismología volcánica durante las últimas tres décadas. Alaniz-Álvarez et al. (1998, 1999) y Ferrari et al. (2000) muestran que las cadenas de estratovolcanes y volcanes compuestos tienen una alineación transversal al arco volcánico, con direcciones generales N-S y NE-SW y con baja tasa de deformación en contraste con el volcanismo monogenético que estaría asociado a estructuras paralelas al arco volcánico con una elevada tasa de deformación. Posteriormente, Sutter et al. (1999) difieren de este modelo y documentan en detalle la extensión intra-arco activa en la parte central de la FVTM desde el Mioceno, calculando tasas de extensión entre 0.7 y 0.4 mm/año.

Más concretamente, las principales fallas y fisuras en el edificio del volcán Popocatépetl fueron propuestas por De Cserna (1988) y delineadas a partir del análisis de imágenes Landsat TM y Radarsat (SECOFI, 1998; Figura 1). Las fallas principales, de tipo normal son la falla Tochimisalco que discurre N-S desde el cráter del volcán y la falla Tetela, sobre la ladera SE con dirección ENE-WSW. Las fallas Atexca y Tlamacas son de tipo transcurrente dextral. Sobre la primera de ellas se ubican diversos centros de emisión de flujos de lava y conos de spatter. La falla Tlamacas (Arango et al., 2016) delimita el sector norte del paleovolcán Nexpayantla y funcionó probablemente durante el colapso de este edificio volcánico antiguo. La fisura Tlaltezompa con dirección NE-SW, sobre la que se ubican varias bocas adventicias, cruza el cráter y discurre por la parte central del relieve El Fraile hasta el SW. La falla Nexpayantla, con dirección NW-SE, forma la barranca del mismo nombre. La continuación de esta fisura en la ladera SE del volcán es otra estructura que va desde el cráter hacia el SE. Cerca de esta fisura o posible falla se encuentra la quebrada Quimichule, donde se localizaron un grupo de sismos volcanotectónicos en el sector E-SE (Arámbula et al., 2010). La falla normal Tetela es perpendicular a esta fisura.

En trabajos más recientes, Arámbula et al. (2010) explican el campo de esfuerzos en el Popocatépetl con base en la localización de epicentros de sismos volcanotectónicos. El 95% de estos se localizan directamente por debajo del cráter del volcán a profundidades entre 3 y 4 km. El resto se agrupan por debajo la ladera SE del volcán, asociadas con dos posibles fallas en este sector (De Cserna et al., 1988; SECOFI, 1998), las cuales habrían sido activadas durante las primeras intrusiones de magma en el volcán durante el actual ciclo de actividad.

A partir de la obtención de mecanismos focales de estos sismos se determinó el campo de esfuerzos en el volcán Popocatépetl. El esfuerzo mínimo tiene una dirección NNW–SSE (S3), la dirección del esfuerzo intermedio es WSW–ENE (S2) y el esfuerzo principal (S1) es vertical. En períodos de crecimiento de domo o de actividad eruptiva explosiva se observó que a profundidades entre −3 y 0 km snm, los ejes de presión presentan una pequeña inclinación y los ejes de tensión son más verticales, indicando que a esas profundidades el esfuerzo mayor (S1) es horizontal y que el mínimo es vertical (régimen compresivo). Cuando los eventos sísmicos son más superficiales (de 0 a 3 km snm), los ejes de presión cambian a verticales y los ejes de tensión pierden inclinación (régimen extensivo).

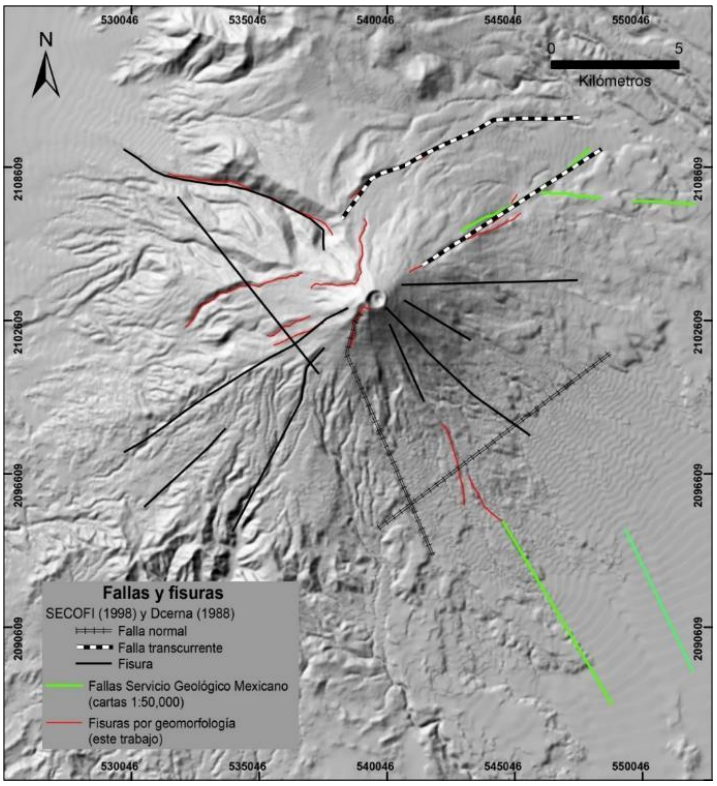


Figura 1. *Fisuras y fallas en el volcán Popocatépetl propuestas por De Cserna et al. (1988) y SECOFI (1998) en el volcán Popocatépetl.*

Para los sismos localizados en el sector SE, los ejes de presión y tensión son prácticamente horizontales, indicando que los esfuerzos máximo y mínimo son horizontales y el intermedio vertical. En la mayoría de casos los ejes de compresión son S–N y W– E, igual que los ejes de tensión. La mayor parte de los mecanismos focales en este sector son de fallas de tipo transcurrente (strike–slip faults). Con base en las direcciones de estos ejes y de la localización de los sismos (alrededor de 0 km snm), se infirieron dos fallas de dirección NW–SE and SW–NE, que podrían ser las propuestas por De Cserna et al. (1988) y SECOFI (1998).

2. Los glaciares del Popocatépetl

Hugo Delgado Granados

Los flujos laháricos (flujos de escombros e hiperconcentrados) son comunes en volcanes cubiertos por hielo y nieve, debido a las interacciones entre el hielo y la actividad eruptiva (Delgado Granados et al., 2015). Por ello, es necesaria una breve revisión de los glaciares del volcán Popocatépetl.Con base en datos de campo y fotografías aéreas tomadas en 1958, Lorenzo (1964) reportó 720,000 m^2 de área glacial para el volcán Popocatépetl. En 1982 quedaba sólo el 78% del área glacial reportada en 1958 (Delgado-Granados, 1997), mientras que en 1996 era del 50% (Huggel y Delgado-Granados, 2000). Julio et al. (2008) estimaron un remanente de 29% en febrero de 2001. El retroceso de la altitud del *frente glaciar* ilustra muy bien la desaparición de los glaciares (Figura 2). De 1983 a 2001, la tasa de retroceso del frente glacial aumentó (Palacios, 1996 y Julio et al., 2008).

Las principales fuentes de alimentación de los glaciares del Popocatépetl antes de 1996 eran nieve, granizo, lluvia y escarcha (Delgado-Granados et al., 1986 y Delgado-Granados, 1997). Factores climáticos provocaban una pérdida del orden de $10^4 m^2$/año (Delgado-Granados et al., 2007). Adicionalmente a los fenómenos climáticos causantes del retroceso glacial, el forzamiento volcánico influyó en una disminución extraordinaria del tamaño de la superficie glacial duplicando la pérdida de área glacial (Delgado-Granados et al., 2007).

La erupción del Popocatépetl inició el 21 de diciembre de 1994, principalmente con actividad explosiva de tipo vulcaniano. A partir de marzo de 1996 la actividad explosiva se alternó con emisiones de lava. La actividad eruptiva (aumento del flujo de calor subglacial, caída de tefra y flujos piroclásticos desplazándose sobre la superficie del glaciar) provocó un aumento de la pérdida de masa (Julio et al., 2008) traducido en adelgazamiento, retroceso y fragmentación del glaciar entre 1994-2001 (Figura 3). La pérdida de área glacial entre 1998 y 2001 llegó hasta casi $10^5 m^2$/año. El balance de masa durante la etapa eruptiva del Popocatépetl se estimó en una pérdida de hielo entre $>8 \times 10^5$ m^3 (1996-1997) a $3 \times 10^6 m^3$ (1997-2000).

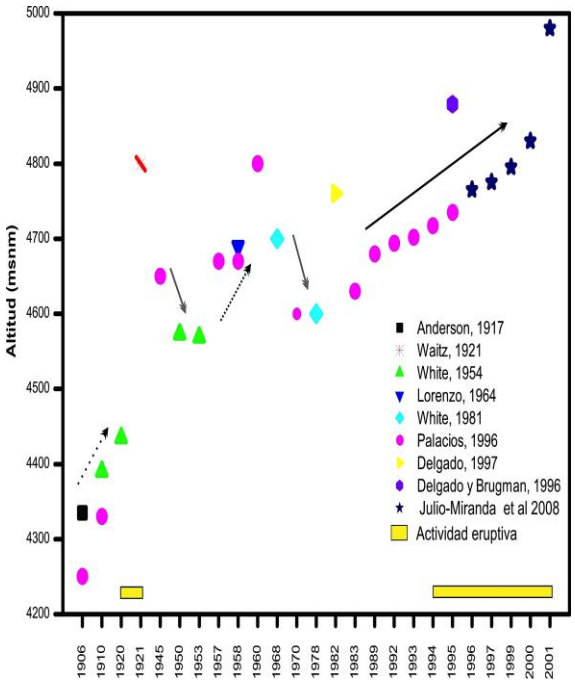


Figura 2. *Evolución del frente glacial del Glaciar del Ventorrillo durante el siglo XX, de acuerdo con los datos de diversos autores. Tomado de Delgado Granados et al. (2016).*

Dado el intenso retroceso de la masa glacial del volcán Popocatépetl a inicios de 2001 se declararon extintos los glaciares del Popocatépetl (Delgado-Granados et al., 2007; Julio et al., 2008). Aunque aún persisten pequeños remanentes de hielo en la ladera norte del volcán, éstos no cumplen con las características para ser considerados glaciares (no poseen movimiento, ni tienen un régimen de alimentación y pérdida). El hielo está cubierto por depósitos de cenizas y escombros volcánicos arrojados sobre su superficie durante los sucesivos eventos explosivos del volcán. Paradójicamente, esta cobertura de escombros de roca aíslan el hielo de una mayor fusión, pero la nieve estacional se funde con la periódica lluvia de cenizas evitando que ésta se convierta en hielo de glaciar, alimente a la masa de hielo de manera que la haga crecer. Como la actividad eruptiva continua, es difícil que el glaciar se regenere. Peor aún, la evolución del clima de la región ha hecho que la altitud de la línea de equilibrio de los glaciares mexicanos alcance prácticamente la zona alta del volcán (Cortés Ramos, 2016), razón por la que, aunque la actividad eruptiva se detuviese, la masa de hielo no podría tener alimentación y regenerarse.

Resultado de la interacción del hielo-nieve con la actividad eruptiva, aunado con los efectos del clima, la masa de hielo a disposición para interactuar y producir flujos laháricos se ha visto disminuida al mínimo y, por tanto, la probabilidad del peligro de lahar por esta interacción se ha visto reducida al mínimo.

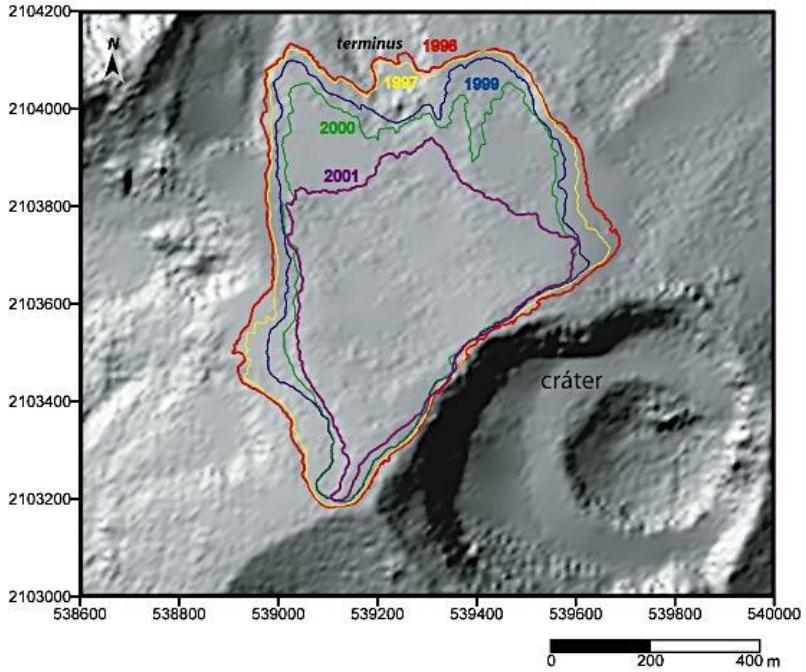


Figura 3. *Reducción del área glacial del volcán Popocatépetl entre 1996 y 2001. Tomado de Delgado Granados et al. (2016).*

II. HISTORIA GEOLÓGICA Y ERUPTIVA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

3. Los edificios volcánicos antiguos

Hugo Delgado Granados, William Cassatta, Guillem Gisbert Pinto, Paul Renee

Este estudio de la evolución temporal del Complejo Volcánico Popocatépetl parte de la descripción y modelo propuesto por Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo (2006), que a su vez recoge la información de trabajos previos como son: Mooser (1958), Von Erffa y Hilger (1975), Robin (1984), Carrasco Núñez et al. (1985), Robin y Boudal (1987), Boudal y Robin (1988), así como Siebe et al. (1995).

El modelo presentado por Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo (2006) describe, para este complejo volcánico, ciclos sucesivos de construcción de edificios volcánicos seguidos de destrucción parcial de ellos por colapsos sectoriales que generan grandes depósitos de avalancha. Reconocen tres ciclos, hallándose el actual todavía en fase de construcción (volcán Popocatépetl). Los ciclos anteriores involucraron la construcción y destrucción de dos edificios previos al actual, que reciben los nombres Nexpayantla y Ventorrillo.

Acerca de la edad del volcán Popocatépetl, Carrasco Núñez et al. (1985), Delgado Granados et al. (1988) y Conte et al. (2004) establecieron, con el uso de herramientas paleomagnéticas, que la edad era menor a 0.73 Ma debido a la polaridad normal de todas las rocas del volcán. Si bien con anterioridad a este estudio la información disponible acerca de las edades del último evento de colapso (el del volcán Ventorrillo) y de las principales erupciones explosivas posteriores a éste era abundante (p.ej. Siebe et al., 1995; Siebe et al., 1996), la delimitación temporal del primer evento de colapso, así como del inicio de la actividad de este centro eruptivo, era prácticamente inexistente. El único fechamiento radiométrico disponible de los materiales antiguos del complejo volcánico correspondía a una colada de lava del edificio Nexpayantla para la que Cadoux et al. (2011) obtuvieron una edad K-Ar de 329±10 ka. Con la finalidad de reducir el desconocimiento existente acerca de la evolución temporal del Complejo Volcánico Popocatépetl, en este estudio se realizaron 25 nuevos fechamientos radiométricos $^{39}Ar/^{40}Ar$ de rocas pertenecientes a los edificios Nexpayantla y Ventorrillo (Tabla 1). Asimismo, se ha realizado también una revisión detallada de la geomorfología y volcanoestratografía del complejo volcánico. Todo ello ha permitido mejorar el conocimiento de la morfología y extensión areal de los distintos edificios, delimitar en el tiempo el crecimiento y evolución de este centro

eruptivo, e incluso reconocer la presencia de un edificio previo al volcán Nexpayantla, que ha recibido el nombre de Volcán Tlamacas.

Tabla 1. Descripción de los fechamientos de rocas de los diferentes edificios del Complejo Volcánico Popocatépetl, realizados para este estudio.

Muestra	Coordenadas (UTM, WGS84)			Edad (ka)	Edificio	Material
MX-11-01	14Q	534488 E	2107775 N	324	NX	colada de lava
MX-11-03				211	NX	dique
MX-11-04				220	NX	dique
MX-11-05	14Q	535498 E	2107423 N	380	NX	colada de lava
MX-11-06	14Q	535265 E	2107391 N	260	NX	colada de lava
MX-11-07	14Q	534932 E	2107593 N	280	NX	colada de lava
MX-11-08	14Q	534745 E	2107691 N	306	NX	colada de lava
MX-11-09	14Q	534113 E	2107767 N	280	NX	colada de lava
MX-11-13	14Q	538717 E	2104973 N	62	VT	colada de lava
MX-11-14	14Q	538631 E	2105328 N	75	VT	colada de lava
MX-11-16	14Q	538511 E	2105625 N	190	NX	colada de lava
MX-11-17	14Q	534057 E	2108895 N	219	NX	colada de lava
MX-11-21	14Q	532750 E	2098801 N	56	VT	colada de lava
MX-11-23	14Q	531991 E	2103034 N	270	NX	colada de lava
MX-11-27	14Q	533768 E	2110586 N	207	NX	colada de lava
MX-11-28	14Q	539023 E	2108288 N	538	TL	domo
MX-11-29	14Q	537344 E	2101585 N	40	VT	colada de lava
MX-11-30	14Q	537199 E	2102385 N	63	VT	colada de lava
MX-11-32	14Q	536955 E	2102770 N	48	VT	colada de lava
MX-11-33	14Q	535664 E	2102080 N	79	VT	colada de lava
NX-02-091023	14Q	538230 E	2107173 N	230	NX	dique
NX-03-091023	14Q	538069 E	2106859 N	134	NX/VT	dique y colada de lava
NX-04-091023	14Q	536839 E	2107252 N	244	NX	colada de lava
NX-05-091023	14Q	536664 E	2107287 N	263	NX	dique
VT-01-090526	14Q	538757 E	2104166 N	22	VT	colada de lava

La Figura 4 muestra la distribución general de los diferentes volcanes que componen al Complejo Volcánico Popocatépetl.

A continuación se presentan las principales características de los sucesivos volcanes que forman el Complejo Volcánico Popocatépetl.

A. Volcán Tlamacas

Este edificio recibe el nombre de su parte más destacable: el domo Tlamacas. La existencia de este nuevo edificio se propone con base en la edad obtenida para este domo, su relación con los depósitos del volcán Nexpayantla y el estudio de un depósito piroclástico de características especiales en la parte inferior del flanco norte del Cerro Ventorrillo (ver Carrasco Núñez et al., 1985; Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006).

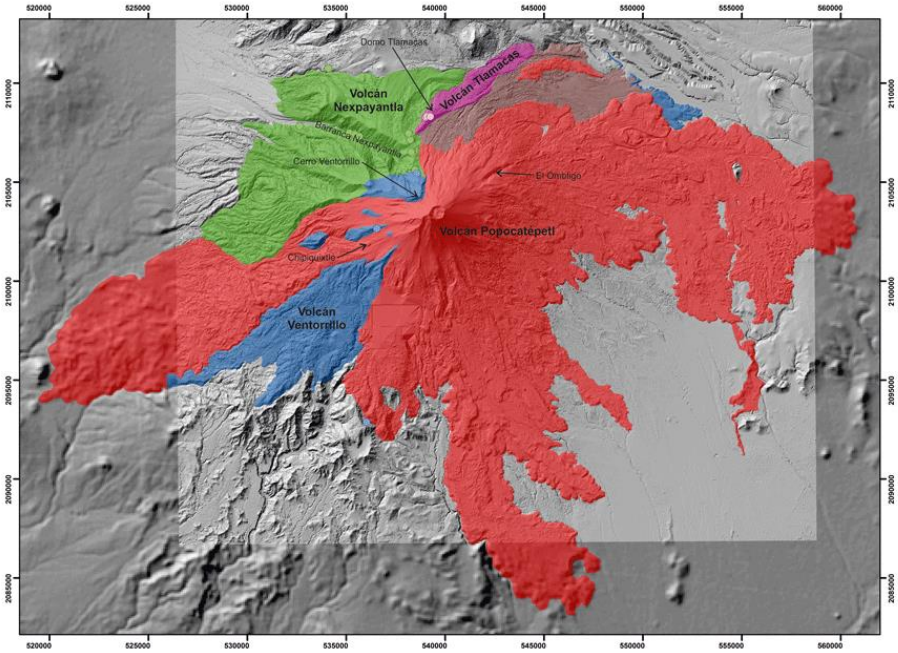


Figura 4. *Mapa que muestra los diferentes edificios del Complejo Volcánico Popocatépetl. Se muestran los puntos de medición de datos estructurales.*

Los remanentes de este volcán indican que su conducto central se hallaba ~1.5 km al sur del Cerro Tlamacas. Esta área consiste actualmente en una depresión por donde circulan preferente lahares y flujos piroclásticos. Existe la posibilidad que, de manera equivalente a los edificios posteriores, el volcán Tlamacas fuera destruido por un colapso sectorial (Figura 5).

El fechamiento radiométrico del domo Tlamacas reveló una edad de 538 ka para esta estructura. Esta edad es significativamente mayor a las obtenidas mediante el estudio de los materiales de la Barranca Nexpayantla (este estudio; Cadoux et al., 2011; Sosa-Ceballos et al., 2015), que alcanzan una edad máxima de 380 ka. Puesto que el domo Tlamacas se halla en una posición estratigráfica elevada dentro de los restos del volcán Tlamacas, este fechamiento nos permite estimar el inicio de la actividad del Complejo Volcánico Popocatépetl en por lo menos los 550-600 ka, concordante con los fechamientos paleomagnéticos (i. e. Delgado Granados et al., 1988). Por lo tanto, la actividad en este centro eruptivo posiblemente se inició de manera contemporánea a las últimas etapas de las *Series Volcánicas Viejas* descritas por Nixon (1989) en el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl (>600 ka; volcanes *Llano Grande* y *Pies Ancentrales*; Nixon, 1989). De la misma manera, se puede inferir una edad cercana a estos 538 ka para el colapso del volcán Tlamacas.

B. Volcán Nexpayantla

El volcán Nexpayantla creció sobre los restos del flanco SW del volcán Tlamacas. Recibe su nombre de la Barranca Nexpayantla, donde se hallan sus afloramientos más destacables.

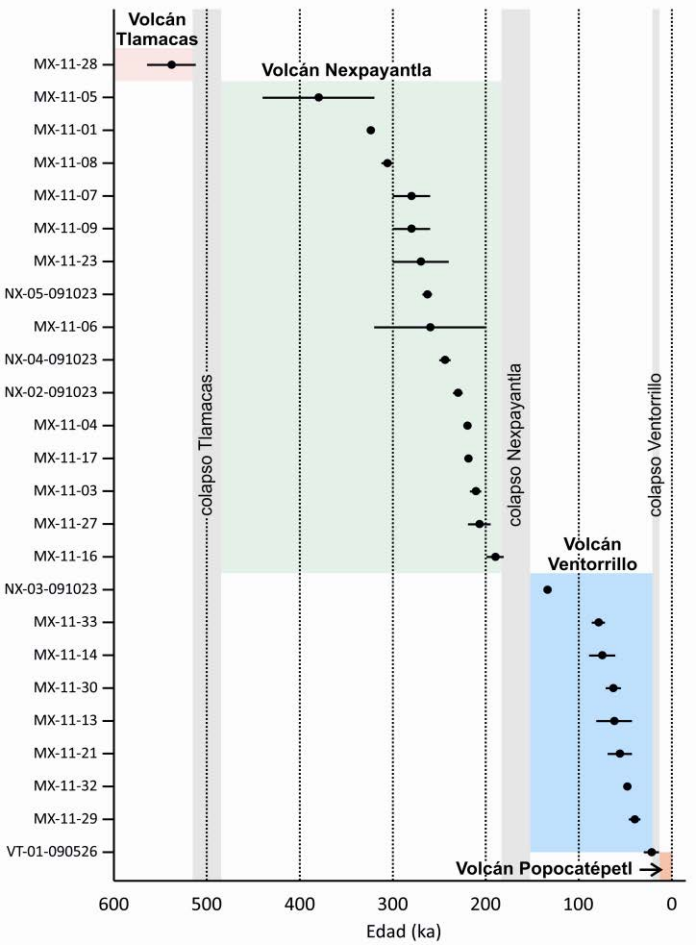


Figura 5. *Dsitribución de las edades obtenidas para rocas fechadas por $^{39}Ar/^{40}Ar$ del Complejo Volcánico Popocatépetl. Se muestran las edades de los edificios previos al Volcán Popocatépetl proper. Las edades graficadas son las mismas que aparecen en la Tabla 1.*

Los depósitos del volcán Nexpayantla se hallan en el sector NW del complejo volcánico. En la zona proximal, éstos consisten principalmente de depósitos de brecha piroclástica con algunas coladas de lava intercaladas. Hacia zonas más distales, la proporción de brechas disminuye y las coladas de lava, de algunos metros a decenas de metros de espesor, se vuelven dominantes. La secuencia se encuentra cortada por abundantes diques de hasta 60 m de espesor, con orientaciones preferentes N-S y NW-SE. Varios de estos diques alimentaron erupciones de flanco que produjeron coladas de lava y domos (como los grandes domos Yoloxochitl y Tezozolco). Los fechamientos obtenidos confirman que las lavas en la parte superior de la secuencia del sector NW del complejo pertenecen a la actividad del volcán Nexpayantla y no a la del Ventorrillo como propusieron Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo (2006), así como Sosa-Ceballos et al. (2015). La distribución y geometría de los depósitos indica que el conducto central del volcán Nexpayantla se hallaba en la zona de El Abanico.

El volcán Nexpayantla fue destruido por un colapso sectorial. Éste generó una caldera de colapso de por lo menos 4 km de diámetro y una gran avalancha de escombros que avanzó durante decenas de kilómetros emplazando el depósito Tlayecac Inferior descrito por Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo (2006). El contacto entre los materiales del volcán Nexpayantla y los del Volcán Ventorrillo en la zona baja de El Abanico delimita la localización de la cicatriz de colapso del edificio Nexpayantla en este sector.

Las muestras de lava del edificio Nexpayantla arrojan edades entre 380 y 183 ka (este estudio, Cadoux et al., 2011; Sosa-Ceballos et al., 2015). Las lavas fechadas más antiguas pertenecientes al volcán Ventorrillo presentan edades de 96 (Sosa-Ceballos et al., 2015) y 75 ka (este estudio). Si bien estas edades permiten delimitar la edad de la destrucción del volcán Nexpayantla entre los 183 y 96 ka, la situación estratigráfica de las lavas fechadas del

Ventorrillo, que fueron emplazadas cuando este edificio había crecido ya hasta rellenar completamente la caldera de colapso en esa parte, indica una edad para el colapso probablemente más cercana a los 183 ka.

C. Volcán Ventorrillo

El volcán Ventorrillo creció dentro de la cicatriz de colapso del edificio Nexpayantla. Recibe el nombre de su resto más destacable, el Cerro Ventorrillo.

Este edificio fue principalmente descrito a partir de la observación de los materiales que conforman el Cerro Ventorrillo, donde aflora una secuencia en la que se intercalan coladas de lava con espesores generalmente por encima de los 10 m (hasta 50 m; Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006) con brechas, depósitos de flujos piroclásticos y depósitos piroclásticos de caída (Sosa-Ceballos et al., 2015). Una de las lavas más recientes de los vestigios del edificio Ventorrillo, muestreada en la parte superior de la secuencia del Cerro Ventorrillo, fue fechada en 22 ka. Esta edad es concordante con la obtenida por el método del carbono 14 por Siebe et al. (1995) para los depósitos de avalancha producidos durante la destrucción de este volcán (con las salvedades de la incertidumbre de los métodos de fechamiento). Cuando el edificio Ventorrillo superó la cicatriz del colapso del volcán Nexpayantla, algunas pequeñas coladas fluyeron sobre los restos del flanco NW de éste. Sin embargo, como ya se ha dicho previamente, los fechamientos obtenidos indican que la extensión de éstas no alcanzó las dimensiones propuestas por Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo (2006) ni las de Sosa-Ceballos et al. (2015).

Por otro lado, en el sector SW del complejo volcánico los nuevos fechamientos han permitido identificar restos del volcán Ventorrillo que todavía no habían sido reconocidos como tales. El reconocimiento de coladas de lava pertenecientes a la actividad del volcán Ventorrillo tiene importantes implicaciones al momento de establecer la localización y dimensiones de la cicatriz del evento de colapso que afectó a este volcán, así como para acotar su magnitud y dirección. La distribución y geometría de los depósitos del volcán Ventorrillo permiten estimar una localización de su conducto central próxima a la cima actual del complejo volcánico.

El volcán Ventorrillo fue destruido por un colapso sectorial hace ~23 ka (Siebe et al., 1995). Este evento generó una gran avalancha de escombros que se propagó hacia el S (Tlayecac Superior; Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006; descrita en detalle por ellos y por Siebe et al., 1995), y detonó una erupción pliniana que dio origen al deposito de la Pómez Tochimilco (o Pómez Blanca) (Siebe et al., 1995; Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006).

D. Volcán Popocatépetl

El volcán Popocatépetl es el edificio actualmente activo en el complejo volcánico, y ha sido ampliamente descrito en publicaciones anteriores, con una edad posterior a los 22 ka. Se caracteriza por el crecimiento de un cono a partir de un conducto central desde el que se han emitido numerosas coladas de lava de hasta 22 km de longitud y diversas erupciones plinianas (7 erupciones principales; Siebe et al., 1996), así como por una significativa actividad de flanco a partir de centros emisores alineados con el conducto central siguiendo una dirección NE-SW. En el flanco NE la actividad de flanco tiene su máxima expresión en la zona de El Ombligo, desde donde se emitieron las Lavas Nealticán. En el flanco SW ésta dio lugar al crecimiento de un pequeño cono de escorias con una colada asociada (volcán Chipiquixtle; Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006) y a la formación del campo de lava y conos de escorias de Ecatzingo (Espinasa-Pereña y Martin-Del Pozzo, 2006).

4 Estructura de los edificios volcánicos antiguos

Jorge Nieto Obregón, Hugo Delgado Granados, Guillem Gisbert Pinto

La geología estructural del Complejo Volcánico Popocatépetl fue estudiada tomando en cuenta los diferentes edificios volcánicos que lo componen, a partir de los afloramientos de roca reconocidos en el campo (Figura 6). Se midieron fracturas, fallas, foliaciones y actitudes de diques. A continuación se muestra un resumen de estas mediciones.

Los estereogramas fueron realizados utilizando las técnicas gráficas y estadísticas descritas en: Ragan (1980, 2009); Rowland y Duebendorfer (1984); Marshak y Mitra (1988); Davies (1984). Para la generación de los estereogramas se utilizó el programa Stereo 32 Version 0.9.4, Libre (Röller y Trepman, 2003).

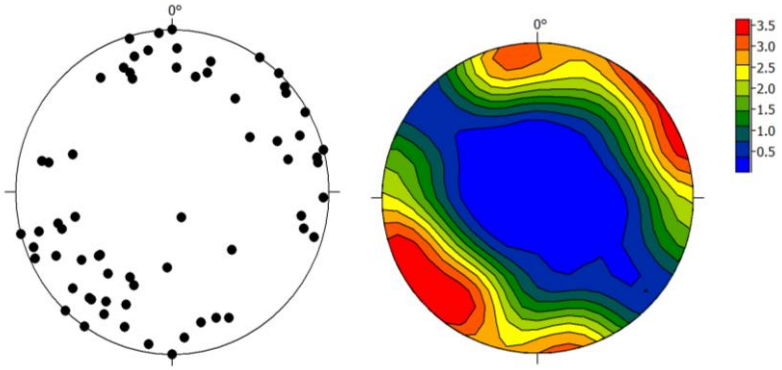
A. Volcán Tlamacas, mediciones en el Domo de Tlamacas
Se midieron datos de fracturas y foliaciones de las lavas dacíticas del domo (Tabla 2).

Fracturas
En la Figura 6 se muestran las estaciones MX 128, MX 128-2 y TL-1 (Chinchetas azules). En la Figura 7 se presentan los polos de las fracturas exclusivamente, y el diagrama de densidad de polos correspondiente.

Figura 6. *Domo de Tlamacas. Se muestra la localización (Tabla 2) de las estaciones MX-128, MX 128-2, y TL-1, de las cuales se obtuvo la información estructural reportada en este estudio. Los principales sistemas de fracturamiento del Domo de Tlamacas son perpendiculares al eje de esta loma. Imagen de Google Earth®.*

Tabla 2. Estaciones del evento Tlamacas

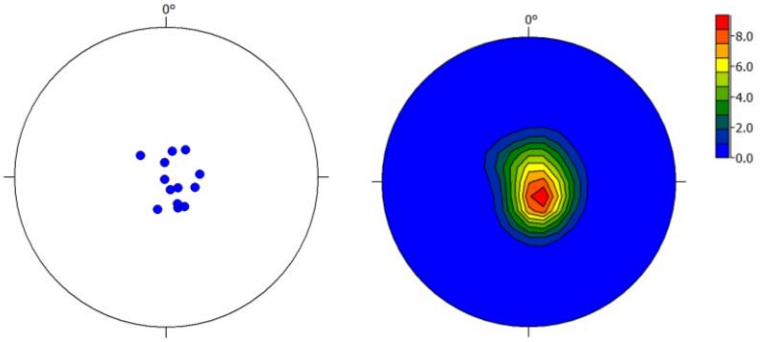
Estación	Coordenadas (UTM, WGS 84)			Edificio Volcánico	Litología
MX-128	14Q	538,018 E	2,108,282 N	Tlamacas	Domo de dacita
MX-128-2	14Q	539,081 E	2,108,327 N	Tlamacas	Domo de dacita
TL-1	14Q	539, 255 E	2,108,317 N	Tlamacas	Domo de dacita



(a) **(b)**

Figura 7. *En a, se presenta el diagrama combinado de los polos de las estaciones MX 1128, MX 1128(2) y TL-1 (63 datos). El análisis visual muestra una dispersión estadística de estos polos, que sin embargo indican echados fuertes a sub-verticales, con rumbos que pueden variar de N-S, NW-SE. En b el diagrama de densidad de polos lo confirma y permite establecer que la principal tendencia estadística de las fracturas sería de 310° con echados fuertes al NE y SW. Se observa además que los echados al SW son relativamente menos fuertes que los de su contraparte al NE.*

Foliaciones
En contraste con esta tendencia, las foliaciones del domo muestran una dispersión menor con echados suaves hacia los cuatro cuadrantes con preferencia hacia el NNW y SSE (Figura 8).



(a) **(b)**

Figura 8. *Diagramas estereográficos de las foliaciones en el domo de Tlamacas. En a se muestran los polos (13 datos) de dichas foliaciones, y aunque el número de mediciones es pequeño, si indican tendencia a tener echados suaves, preferencialmente al NNW y SSE. En b, se muestra la distribución estadística de esos polos, confirmando las observaciones de a.*

La distribución de polos con buzamientos fuertes, significa echados suaves de las foliaciones, en una dispersión radial, aunque con tendencias predominantes de la inclinación del echado hacia el NNW y SSE. Esta distribución indica que los datos se tomaron cerca de la cima del domo y posiblemente esté influenciada por la forma alargada del Cerro de Tlamacas en dirección NE–SW (Figura 6).

B. Volcán Nexpayantla
Fracturas
Este volcán experimentó una fase de fracturamiento diferente al del Domo de Tlamacas. Esto se puede documentar utilizando diagramas de polos del fracturamiento para las estaciones NX2, NXPA, NXPA-2, NXPA-3, NXPA-4, NXPA-5, NXPA-6, NXPA-7 (Figura 9; Tabla 3). El diagrama de polos y distribución estadística de estas estaciones se presenta en la Figura 10.

Figura 9. *Estaciones del Volcán Nexpayantla, de las cuales se obtuvieron datos estructurales. En el sur se observa el escarpe del Abanico y la Barranca de Nexpayantla. La mayoría de nuestras estaciones se encuentran sobre la ladera NW del volcán. Imagen de Google Earth®.*

Tabla3. Estaciones del volcán Nexpayantla

Muestra	Coordenadas (UTM, WGS 84)			Edifico Volcánico	Litología
NX-2	14Q	538234 E	2,107,149 N	Volcán Nexpayantla	Andesitas
VENT	14Q	538,574 E	2,105,467 N	Volcán Nexpayantla	Andesitas
NXPA	14Q	538,487 E	2,105,627 N	Volcán Nexpayantla	Andesitas
NXPA2	14Q	538,335 E	2,106,457 N	Volcán Nexpayantla	Andesitas
NXPA3	14Q	538,289 E	2,106,533 N	Volcán Nexpayantla	Andesitas
NXPA5	14Q	538,148 E	2,107,479 N	Volcán Nexpayantla	Andesitas
NXPA6	14Q	534,095 E	2,110,761 N	Volcán Nexpayantla	Andesitas
NXPA7	14Q	532,651 E	2,107,847 N	Volcán Nexpayantla	Andesitas

Foliaciones

El Comportamiento de las foliaciones de las lavas del evento Nexpayantla muestran una dispersión irregular, y aunque el número de datos es pequeño (13 datos), sugieren una disposición de flujo burdamente radial hacia el NE y NW, consistente con una evolución de un domo en su parte central (Figura 11).

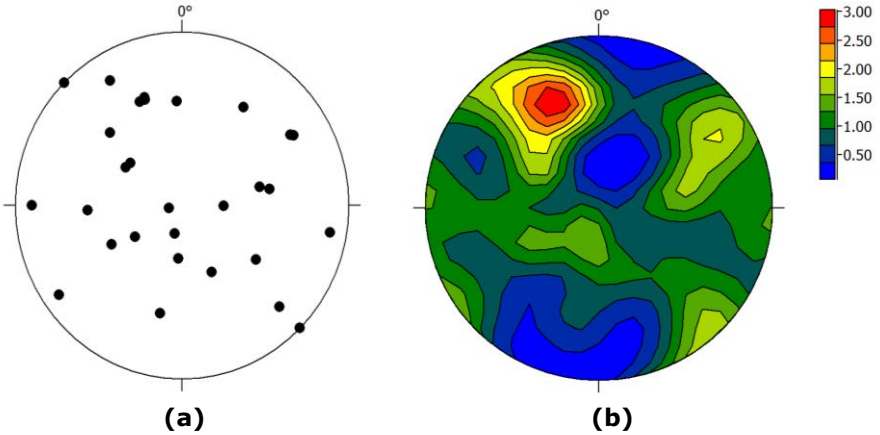


Figura 10. *a) Diagrama de polos de fracturas de las estaciones del Volcán Nexpayantla utilizando todas las estaciones mencionadas en el texto (N= 28). Se observa una dispersión aleatria de polos, diferente de la observada en los domos de Tlamacas. b) Distribución estadística de los polos mostrados en a. La dispersión de datos no permite establecer un patrón consistente de un estado de esfuerzos definido. Sin embargo, se observa una tendencia a desarrollar planos de factura de orientación ENE-WSW y echados fuertes al SE. Su distribución sugiere que el patrón de fracturamiento obedece a esfuerzos desarrollados durante el emplazamiento y enfriamiento de las lavas y domos de este volcán.*

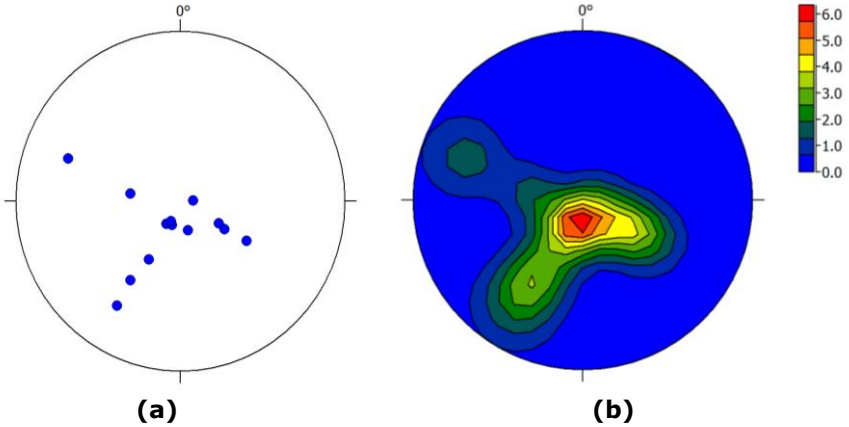


Figura 11. *Diagramas estereográficos de las foliaciones del volcán Nexpayantla. En a, se presentan los polos de las foliaciones de las estaciones NX2, VENT, NXPA, NXPA-2, NXPA-3, NXPA-4, NXPA-5, NXPA-6, NXPA-7. En b, se presenta la distribución estadística de esos polos.*

Estas lavas fueron intrusionadas por diques de andesita y dacita, cuyas edades fluctúan entre 298 ±94 Ka, hasta 230 ±3 Ka según Sosa-Ceballos et al. (2015). Estos autores reportan que los diques fechados tienen orientación N-S, y que los diques de orientación NW no fueron fechados.

Estudio estructural de los diques
Estación 4. Lavas andesíticas, cubiertas por un depósito de lahar.
Coordenadas: 535,163 E, 2,107,503 N. Alt: 3229 msnm.
Plano de fractura: 326°/42°.

Estación 5 (Dique).
Coordenadas: 535,456 E, 2,107,419 N, Alt: 3277 msnm.

En este sitio se tiene un dique de dacita que intrusiona a un derrame de andesitas perteneciente a las lavas Nexpayantla, más antiguo. El dique tiene una apariencia compacta de color gris oscuro, más resistente a la erosión, tiene un rumbo de 139°, y echado vertical (Figura 12: foto del dique) con un espesor de ~10 m.

Barranca de Nexpayantla

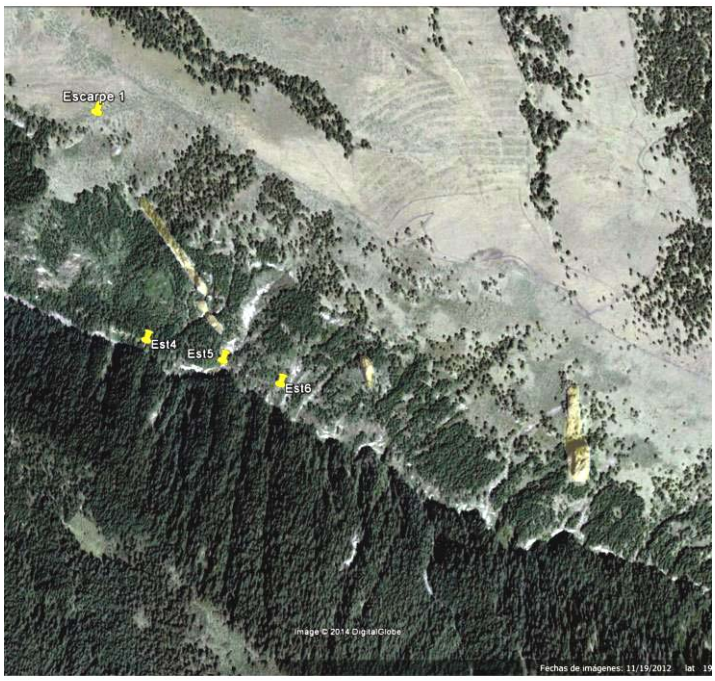


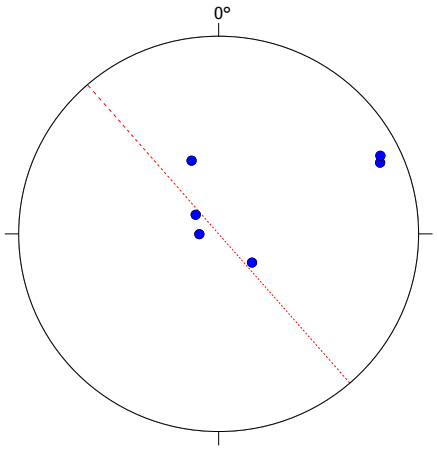
Figura 12. *Estaciones en la Barranca de Nexpayantla, donde afloran los diques de andesita y dacita. Los diques presentan rumbos con una distribución radial de casi N-S a N45°W. Imagen de Google Earth®.*

El dique está fuertemente fracturado (Figura 13a), y en esta estación sus fracturas son predominantemente ortogonales. Su distribución se presenta en la figura 13b.

Estación 6 (La Cascada).
Coordenadas: 535,667 E, 2,107,326 N. Alt: 3245 msnm.
Cañada muy estrecha de paredes irregulares con tendencia vertical, aflora el dique de andesita fuertemente fracturado (Figuras 14, a y b).

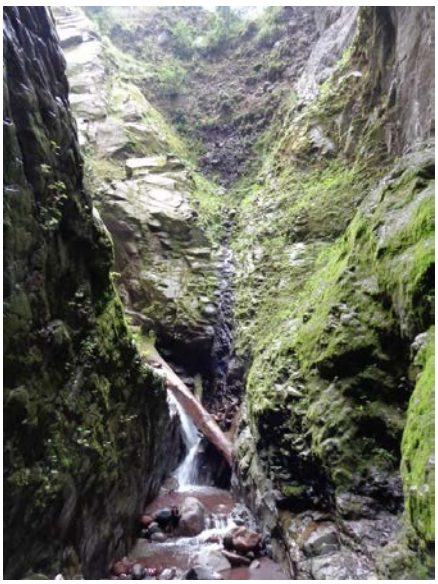
En este sitio se observa que el dique está fuertemente fracturado, con un sesgo fuerte que sugiere un patrón de fracturas conjugadas. El patrón incorpora también fracturas aleatorias, del fracturamiento observado en la estación 5.

Aguas arriba de la cascada, depósitos de lahar más jóvenes sugieren la presencia de una falla que corta al dique, o bien que el dique se ha bifurcado. No fue posible discernir sobre estas dos posibilidades.



(a) **(b)**

Figura 13. *a) Fotografía del dique de andesita, en la estación 5. b) Proyección estereográfica de los polos de fracturas (principalmente de clivaje), en el dique de la estación 5. La línea roja discontinua, representa el dique. Algunos polos representan fracturas paralelas a las paredes del dique, mientras que las demás representan fracturas de bajo ángulo inclinadas suavemente al NW y al SE. Existe la tendencia de ambas fracturas a ser ortogonales entre sí.*

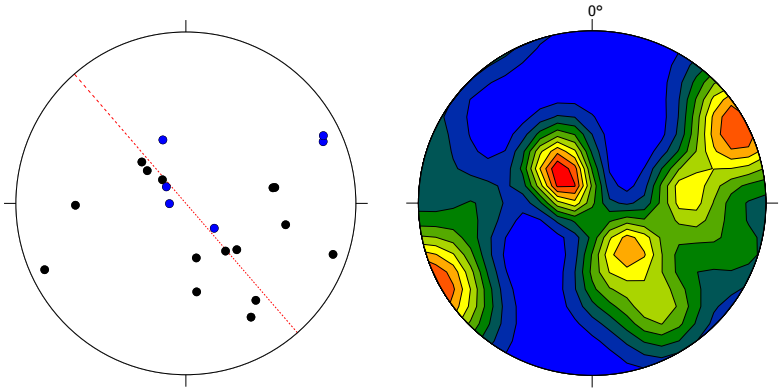


(a) **(b)**

Figura 14. *Fotografía de la cascada (a), viendo aguas arriba en la estación 6. Las paredes irregulares con tendencia vertical que ha labrado el rio se muestran la fotografía b, viendo en dirección aguas abajo.*

En la figura 15a se presenta la orientación las fracturas en las estaciones 5 y 6. En la figura 15b, se presenta la guirnalda estadística correspondiente a esa distribución de polos.

Las concentraciones de polos casi horizontales al NE y SW, reflejan fracturas de crucero sub-verticales, paralelas a las paredes del dique pues tienen orientaciones similares. Posiblemente provocadas por la extensión orientada NE-SW. Las otras concentraciones parecen estar relacionadas a fracturas de enfriamiento de los diques. Los planos de fractura muestran planos mutuamente ortogonales.



(a) **(b)**

Figura 15*. a) Distribución de los polos de fracturas del dique en las estaciones 5, 6. En color negro se presentan los datos obtenidos en la vecindad de la Estación 6 y en azul los datos obtenidos en el dique de la Estación 5. En línea discontinua se presenta la orientación del dique (Rumbo 139°, echado de 90°). b) Guirnalda de la distribución estadística de los polos de los planos de fractura. Los datos muestran la presencia de por lo menos tres familias de fracturas, casi ortogonales entre si, posiblemente relacionadas al fracturamiento desarrollado durante el enfriamiento. Los planos de fractura casi verticales de rumbo NW-SE, paralelos a las paredes del dique indican que durante su emplazamiento la extensión tectónica fue NE-SW.*

C. Volcán Ventorrillo.

Las lavas del volcán Ventorrillo no tienen muchas exposiciones donde se puedan medir rasgos estructurales, se presentan las mediciones obtenidas en los lugares donde fue posible medirlos. Estaciones: VENT, VTR-1, CHIQ, PG-18 (Tabla 4; Figura 16).

Fracturas

La distribución de fracturas de estas estaciones muestra una distribución irregular debido al limitado número de observaciones (Figura 17 a y b, N= 14), sin embargo, se nota un arreglo preferente de fracturas de orientación NNW-SSE, con echados fuertes al NE y SW, sugiriendo una dirección de los esfuerzos tensionales hacia el NE.

Foliaciones

Los pocos datos de foliaciones que fueron medidos en estas lavas, no permiten obtener conclusiones significativas de este evento (Figura 18).

Tabla 4. Estaciones del volcán Ventorrillo

Estación	Coordenadas (UGM, WGS 84			Edificio Volcánico	Litología
VENT	14Q	538,574 E	2,105,467 N	Volcán Ventorrillo	Lavas andesíticas
VTR1	14Q	536,547 E	2,102,666 N	Volcán Ventorrillo	Lavas andesíticas
PG 18	14Q	536,023 E	2,092,892 N	Volcán Ventorrillo	Lavas andesíticas

Figura 16. *Estaciones del Volcán Ventorrillo. Imagen de Google Earth®.*

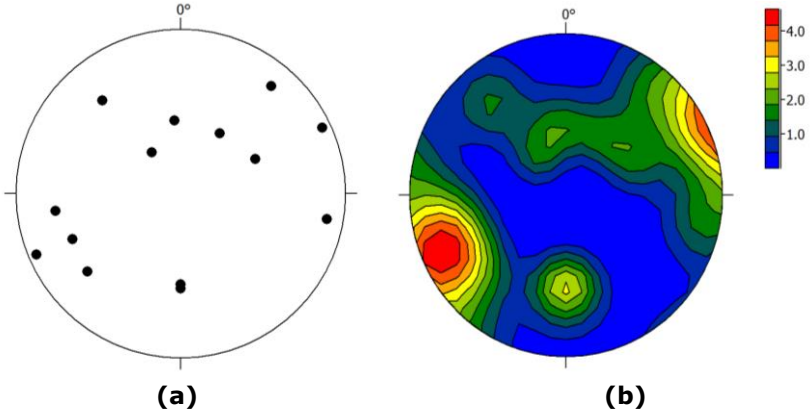


Figura 17. *Fracturas en las lavas del Volcán Ventorrillo (N= 14). a) Polos únicamente de las fracturas. b) Distribución estadística de los polos de fracturas.*

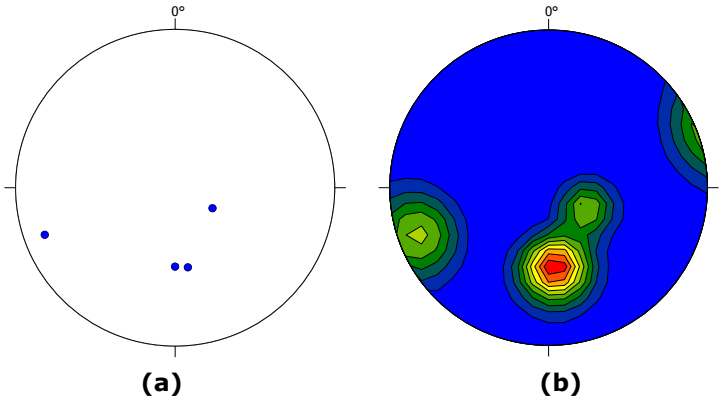


Figura 18. *Foliaciones en las lavas del Volcán ventorrillo (n= 4). (a) Polos únicamente de las foliaciones. (b) Distribución estadística.*

Volcán Popocatépetl

Debido a la edad del volcán Popocatépetl, no es posible obtener mediciones de fracturamiento que permitan establecer el patrón de esfuerzos de los últimos 22 mil años, que corresponden con la presencia del último volcán. Particularmente, porque el volcán Popocatépetl comprende al volcán Popocatépetl *proper* (volcán actual) y al volcán destruido durante la erupción de la Pómez con Andesita PWA o Pómez Tutti Frutti hace 14100 años A.P. (Sosa Ceballos et al., 2012).

No obstante, siguiendo los criterios establecidos por Nakamura (1977), la fractura que corta al volcán en sentido NE-SW y que sirve de zona de emplazamiento de conos adventicios y cráteres de explosión en ambas laderas noreste y suroeste, (Figuras. 19 y 20) y de emisión de flujos de lava, algunos de ellos de gran volumen como las lavas de Nealticán y Ecatzingo, denota un giro del tensor de esfuerzos de manera que la traza del esfuerzo mínimo horizontal se orienta en la actualidad NW-SE.

Figura 19. *Ladera noreste del volcán Popocatépetl donde se aprecian los cráteres de explosión de "El Ombligo". Por esta misma fractura se emitieron las lavas de Nealticán y otras más.*

Figura 20. *Ladera suroeste del volcán Popocatépetl donde se aprecian volcanes adventicios alineados (i. e. Cono de Chipiquixtle). Por esta misma fractura se emitieron las lavas de Ecatzingo y otras.*

Significado de los datos estructurales

Los polos de foliaciones de las lavas del domo de Tlamacas, muestran una distribución radial con echados suaves, lo que sugiere que los sitios donde se tomaron los datos corresponden con la parte central de ese domo muy posiblemente en su parte más elevada. En cuanto al fracturamiento del volcán Tlamacas, existe una gran dispersión de los polos de fracturas, sin embargo, éstas muestran un patrón con fuerte tendencia NW-SE y echados fuertes al N, S, NE y SW. De hecho, la distribución de polos observada, muestra la tendencia de los planos de fracturas a tener un rumbo promedio de 310° ± 10° y echados fuertes al NE y al SW. Esto

sugiere la existencia de extensión normal en la dirección 040° ± 10°, para la época del emplazamiento del Volcán Tlamacas.

En el caso del volcán Nexpayantla, el pequeño número de datos de foliación (13) en los flujos de lava, solamente permite conclusiones muy generales. Estos datos muestran una dispersión hacia el NW y NE, y algunos datos son claramente subhorizontales, posiblemente relacionados al emplazamiento de los derrames sobre la paleotopografía de edificios volcánicos anteriores. La dispersión de datos de fractura no permite hacer una interpretación detallada, excepto que existe una concentración de polos de estas fracturas con rumbo NE - SW y echado al SE. El resto de la distribución de polos no muestra una tendencia clara. Este patrón se pudo haber formado durante el emplazamiento y enfriamiento de estas lavas, o bien durante el colapso de este volcán y la formación del escarpe de Nexpayantla. Lo más relevante a notar es que el patrón de fracturamiento aquí es diferente del observado en las lavas del Volcán Tlamacas, por lo tanto, el tensor de esfuerzos cambió para esta época.

Los diques de dacita en la Barranca de Nexpayantla intrusionan a lavas más antiguas del Volcán Nexpayantla. Presentan rumbos al NW y echado vertical, en un patrón radial. El fracturamiento observado en los diques consiste de planos ortogonales distribuidos en familias que se distribuyen en tres orientaciones distintas. Existe una familia de fracturas de rumbos paralelos a las paredes de los diques -posiblemente relacionadas a esfuerzos de tensión durante su emplazamiento y otras dos familias con echados suaves al NW y SE, que se interpretan como producidas por efecto del enfriamiento.

La distribución de fracturas en las estaciones del volcán Ventorrillo donde se tomaron datos, muestran una orientación NNW–SSE, con echados al NE y SW. El limitado número de datos obtenidos, sólo permite notar una dirección de esfuerzos tensionales hacia el NE.

La fractura que corta al Volcán Popocatépetl en sentido NE-SW y que se manifiesta por el emplazamiento de conos adventicios y cráteres de explosión en las laderas noreste y suroeste, sugiere que la dirección del esfuerzo mínimo horizontal, está dirigido ahora, hacia la dirección NW-SE. Esto implica que ha ocurrido un giro del tensor de esfuerzos de la orientación del esfuerzo mínimo horizontal NE-SW, que mantuvo durante la parte de la historia geológica aquí analizada, hacia la orientación NW-SE actual. Tales cambios de orientación del tensor de esfuerzos observado en otras regiones del Cinturón Volcánico Mexicano, pueden ocurrir cuando el esfuerzo principal mínimo e intermedio permuta su orientación, manteniendo el esfuerzo principal máximo en posición vertical.

Estos datos estructurales permiten explicar el comportamiento del volcán durante eventos tales como el colapso de sectores de los edificios mencionados. Adicionalmente, los patrones estructurales reconcidos para el volcán Popocatépetl permiten reconocer las zonas de mayor debilidad y posible colapso en eventos futuros.

5. Los edificios volcánicos antiguos, los colapsos estructurales y las avalanchas de escombros

Claus Siebe, Sergio Salinas, José Luís Macías

El volcán Popocatépetl actual (o "joven") está construido sobre los remanentes de antiguos edificios volcánicos preexistentes (paleovolcanes) que fueron destruidos por colapsos estructurales asociados a erupciones cataclísmicas de tipo Bezymianny o tipo Mt. St. Helens.

Robin y Boudal (1987) fueron los primeros en describir un extenso depósito de avalancha de escombros al S del volcán Popocatépetl, con morfología en montículos ("hummocks"), que cubría el basamento en un área de 300 km^2 y para el cual calcularon un volumen de 28-30 km^3. Atribuyeron este deslizamiento gigante al colapso estructural de un antiguo volcán preexistente, antes de 50,000 años A. P., que originó la formación de un cráter elíptico (6.5 x 11 km de ancho) y que dio lugar a una erupción cataclísmica.

Los estudios de los últimos 23 años (Siebe et al., 1993, 1995, 1999, 2016, en prensa) permitieron refinar la cartografía, estratigrafía y caracterización de los depósitos de avalancha de escombros y concluyen que los depósitos descritos por Robin y Boudal (1987) no son producto de un solo colapso estructural, sino que son el resultado de al menos tres eventos de este tipo. Los tres depósitos de avalancha de escombros (DAD en la literatura científica, por sus siglas en inglés; Figura 21) están separados por gruesos paleosuelos y depósitos volcanoclásticos que

pueden observarse en afloramientos al S del volcán, especialmente en el interior de las barrancas más profundas. Los tres depósitos de avalancha cubren un área de al menos 1,200 km^2 y alcanzan distancias de hasta 72 km desde el cráter actual (cerca de Huehuetlán El Chico, Puebla). Asumiendo una altura sobre las planicies circundantes de los edificios volcánicos similar a la actual (4,500 m), se obtiene un coeficiente de fricción de H/L=0.064, valor muy inferior al valor promedio de este tipo de depósitos (Siebert, 1984) lo que que indica una gran movilidad de las avalanchas durante su emplazamiento. Además de los tres depósitos asociados a colapsos del Popocatépetl, al E del volcán, al N de Atlixco se reconoció un cuarto depósitos de avalancha de escombros (Siebe et al., 1995; Avalancha Mayorazgo, Espinasa-Pereña, 2007), que se asocia al colapso del volcán "Las Rodillas" del complejo volcánico Iztaccíhuatl, durante el Pleistoceno superior. En la parte S de este sector del volcán Iztaccíhuatl se puede observar una morfología en forma de herradura, abierta hacia el SE, con un diámetro de 1,400 m aproximadamente, que se considera la cicatriz del colapso. Para el depósito de avalancha de escombros resultante se estimó un volumen mínimo de 0.5 km^3, considerando que tiene una extensión de 50 km^2, y un espesor promedio de 10 m (con máximos de hasta 25 m). La avalancha de escombros solamente aflora en diversos "hummocks" al NE del volcán Popocatépetl, en los municipios de San Nicolás de los Ranchos, San Buenaventura Nealtican, San Juan Tecuanimpa, San Juan Tianguismanalco, Atlixco, etc.), ya que en la mayor parte de su extensión está cubierto por depósitos piroclásticos y epiclásticos más jóvenes.

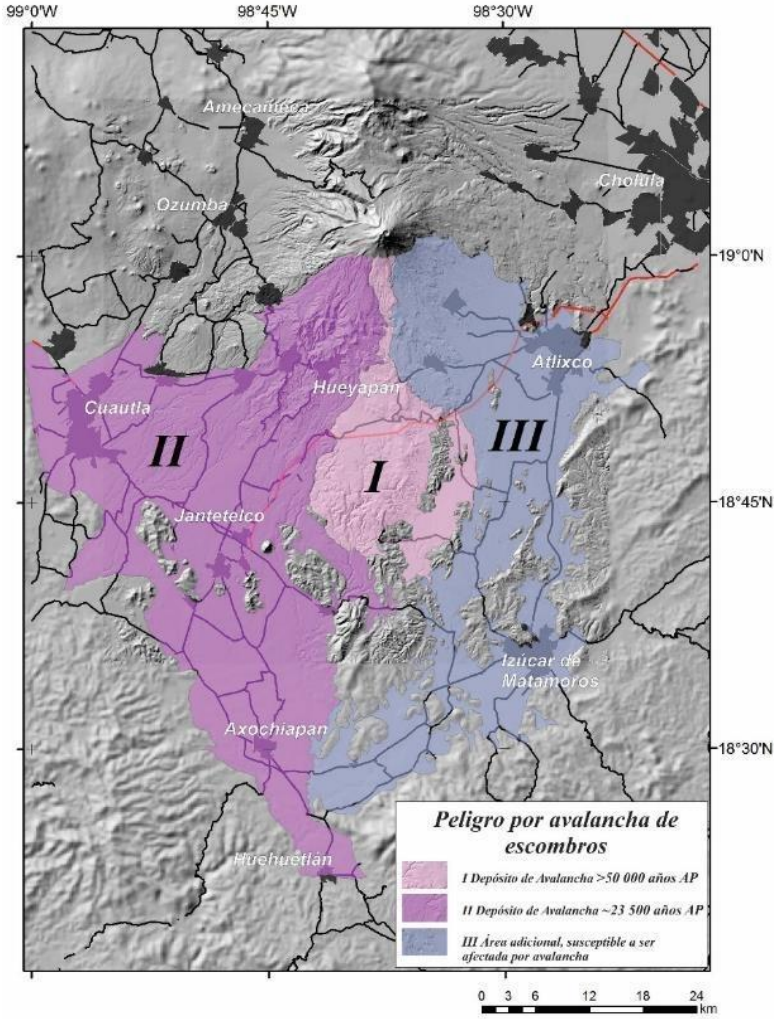


Figura 21 *Cartografía de los depósitos de avalancha de escombros producidas por los colapsos de los edificios volcánicos antecesores del Popocatépetl (paleovolcanes) durante los últimos 100,000 años.*

Los tres depósitos de avalancha asociados al colapso de edificios volcánicos preexistentes (Figura 21) en el Popocatépetl son similares en extensión, litología y estructura interna, mostrando características estructuras en rompecabezas. Los depósitos en general son masivos y con contactos inferiores bien definidos. Consisten en fragmentos de roca del antiguo edificio volcánico, incluyendo bloques de lava andesítica y dacítica (de varias decenas de metros en zonas proximales), porciones de depósitos piroclásticos y áreas alteradas hidrotermalmente, con coloraciones rojizas y amarillentas características. En las zonas distales del depósito el tamaño de los bloques de lava disminuye paulatinamente, siendo cada vez más difícil reconocer las estructuras en rompecabezas. Estos depósitos son transportados y emplazados primero como un deslizamiento y en zonas intermedias y distales como un flujo laminar que es capaz de sobrepasar barreras topográficas.El primer depósito de avalancha de escombros, el más antiguo, aflora solamente en las quebradas más profundas, en algunas áreas al S del volcán Popocatépetl y no se conoce su edad exacta. La primera de las avalanchas de escombros (DAD1; Siebe et al., 1993, 1995; Tlayelac Inferior; Espinasa-Pereña, 2007) se atribuye al colapso estructural de la porción superior (se estima sobre los 4,000 msnm) de un primer paleovolcán, denominado Nexpayatla, cuyos remanentes pueden observarse en el sector NW del actual volcán Popocatépetl. Se estima que este colapso y el emplazamiento de la avalancha de escombros ocurrió con anterioridad a los 50,000 años AP y tiene una dirección hacia el S.

La avalancha de escombros más reciente, Tlayecac Superior (Espinasa-Pereña, 2007) DAD2 (Siebe et al., 1993, 1995, 2016, enviado), con un volumen de 10.4 km^3, está asociada al colapso del sector SW de un segundo paleovolcán, denominado Ventorrillo (Sosa-Ceballos et al., 2015), hacia el S-SW, debido principalmente al intemperismo inducido por campos fumarólicos en el área. El colapso provocó el deslizamiento de la cima del paleovolcán, a partir de la cota de 4,000 msnm, generando un cráter en herradura de 5 km de diámetro y la súbita descompresión de los sistemas hidrotermales y magmáticos, lo que indujo la formación de una columna eruptiva de tipo pliniano. Esta actividad cataclísmica de tipo Bezymianny o Mount Saint Helens (Siebert, 1984), desencadenó la erupción pliniana "Pómez Blanca" o "Tochimilco", fechada en ~23,500 14C años A. P., la cual representa un evento mayor en la historia del volcán Popocatépetl durante el Pleistoceno Tardío. Los eventos de colapso estructural y de formación de avalanchas de escombros marcan el final e inicio de ciclos constructivos de decenas de miles de años de volcanes de gran envergadura (Macías et al., 2012), como el caso de los paleovolcanes Nexpayantla, Ventorrillo y el actual volcán Popocatépetl.

No debe descartarse que la actividad fumarólica que precedió el actual ciclo eruptivo y la observada durante las dos últimas décadas pueda haber debilitado algunas partes de los bordes del actual cráter y comprometido su estabilidad. Es necesario considerar el colapso estructural y la producción de deslizamientos gigantes como un posible escenario de peligro, aun cuando su rango de ocurrencia (decenas de miles de años) es muy superior al considerado en los escenarios de peligro descritos en la actualización del mapa de peligros del volcán Popocatépetl.

6. Inicio de la construcción del Popocatépetl actual o joven: la erupción pliniana "Pómez Blanca" Tochimilco, la de mayor magnitud de los últimos 23,500 años A.P.

Claus Siebe, Lilia Arana, José Luís Macías

La erupción "Pómez Blanca" también denominada "Tochimilco", tuvo lugar hace ca. 23,500 años C^{14} AP (~27,800 cal años AP) y se desarrolló en una compleja secuencia de fases eruptivas. Esta erupción es la de mayor magnitud del volcán Popocatépetl durante el Pleistoceno tardío-Holoceno y sus productos, especialmente los depósitos de caída, se encuentran entre los más voluminosos de este período en el centro de México. La composición de la pómez es dacítica (62-66 wt. % de SiO2), mientras que la composición de los líticos es variable, pero mayoritariamente andesítico-dacíticos (wt. % de SiO2); (diagrama TAS, Le Bas et al., 1989; Figura. 22). Petrográficamente, las pómez se caracterizan por ser afaníticas con textura seriada, con abundantes fenocristales de plagioclasa + hornblenda + augita + hiperstena (óxidos de Ti-magnetita y de ilmenita) + apatita. Una característica particular de la "Pómez Blanca" es que es altamente vesicular, con el 90% de vesículas en los clastos juveniles (Siebe et al., 2016, enviado).

La erupción fue originada por un colapso catastrófico en el flanco SW del paleo-volcán Ventorrillo, que formó la avalancha de escombros DAD1 o Tlayecac Inferior (Figura. 23a y b). La súbita descompresión de los sistemas hidrotermales y magmáticos por el colapso de la cima del

volcán dio lugar a una gran explosión lateral inicial "*blast*"; (Figura. 23c), seguida por el ascenso de una columna eruptiva, sostenida por varias horas, que alcanzó una altitud de ~33 km (Figura. 23d).El "*blast*" inicial dio lugar al emplazamiento de fragmentos de lapilli angular y bloques de tamaño decimétrico intercalados con sedimentos finamente laminados de arenas y limos, originando un depósito de oleada piroclástica. Los mejores afloramientos de este depósito se encuentran cerca de Tetela del Volcán, en zonas con quiebre de la pendiente en la ladera SW del Popocatépetl (~2,300 msnm). La columna eruptiva produjo un depósito de caída de pómez, que en el mapa de isopacas, muestra un eje de dispersión hacia el S que cubrió un área de 2,490 km^2, con un depósito de 10 cm de pómez y cenizas. El volumen total del depósito de caída se estimó en 2 km^3 (DRE).

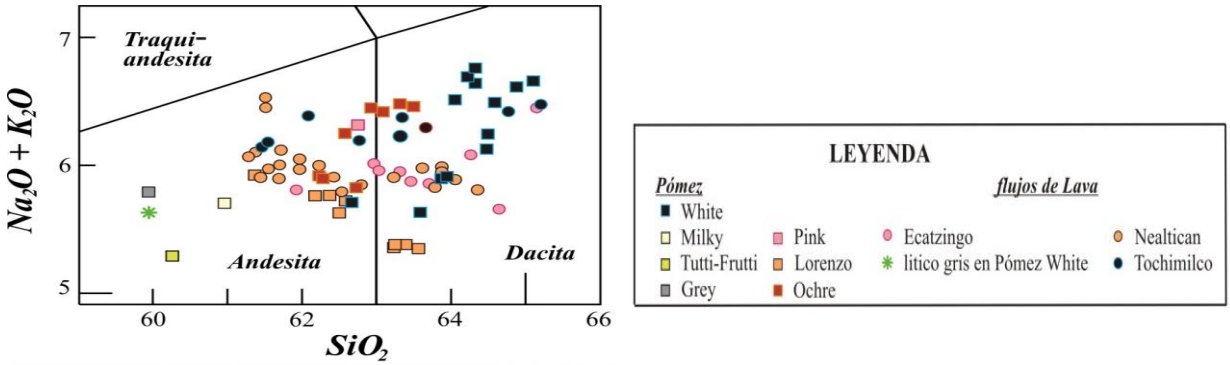


Figura 22. *Diagrama TAS de SiO2 vs Na_2O+K_2O (Le Bas et al., 1989), que caracteriza las rocas del flujo Nealtican y de la Pómez Blanca o Tochimilco de acuerdo a los componentes descritos en el texto. Para la comparación se incluyeron datos de Schaaf et al., 2005 y Arana-Salinas, et al., 2010.*

A medida que la erupción avanzaba, la tasa de descarga se hizo más intermitente y la altura de la columna fluctuó hasta finalmente derrumbarse, generando flujos de pómez y ceniza que fueron emplazados en los alrededores del volcán, hasta distancias de 25 km y con espesores máximos de 5 m. Esta actividad, breve pero intensa, fue seguida por la generación de lahares, inducidos por la lluvia temporal durante los años subsecuentes, que alcanzaron distancias de más de 100 km e inundaron grandes porciones de las planicies colindantes, especialmente al E y S del volcán.Al mismo tiempo, el magma remanente más desgasificado, generó el flujo de lava Tochimilco desde el borde del cráter producido por el colapso de 5 km de ancho, dando lugar a la fase efusiva final de la erupción, como lo evidencia el paleosuelo desarrollado encima del derrame de lava. La lava Tochimilco (Figura 23f), de composición andesítico-dacítica (61-65% wt% de SiO2) se emplazó hacia el SE-S, donde inundó un área de 68 km^2 y alcanzó una longitud máxima de 22 km desde su origen, con espesores que varían entre 20 y 200 m. Se ha calculado un volumen total de 4.4 km^3 (DRE) para este flujo de lava (Figura 24).

El cambio drástico en la morfología del volcán tuvo impactos ambientales profundos y de grandes alcances, más allá de su vecindad inmediata, especialmente a lo largo de los ríos que desembocan en las llanuras circundantes. La red hidrológica al W del volcán fue intensamente modificada y las escorrentías desviadas hacia el NE condujeron a una transgresión del lago Texcoco.

Se asigna un VEI de 5 a la erupción catastrófica "Pómez Blanca o Tochimilco", que derramó un volumen total de 6.3 km^3 (DRE) de magma juvenil y adicionalmente movilizó al menos ~10 km^3 de rocas preexistentes. Esto supera en magnitud las otras erupciones plinianas conocidas del Popocatépetl, por lo que la erupción "Pómez Blanca" representa el referente para establecer el máximo escenario de peligro volcánico (escenario pliniano) para el volcán.

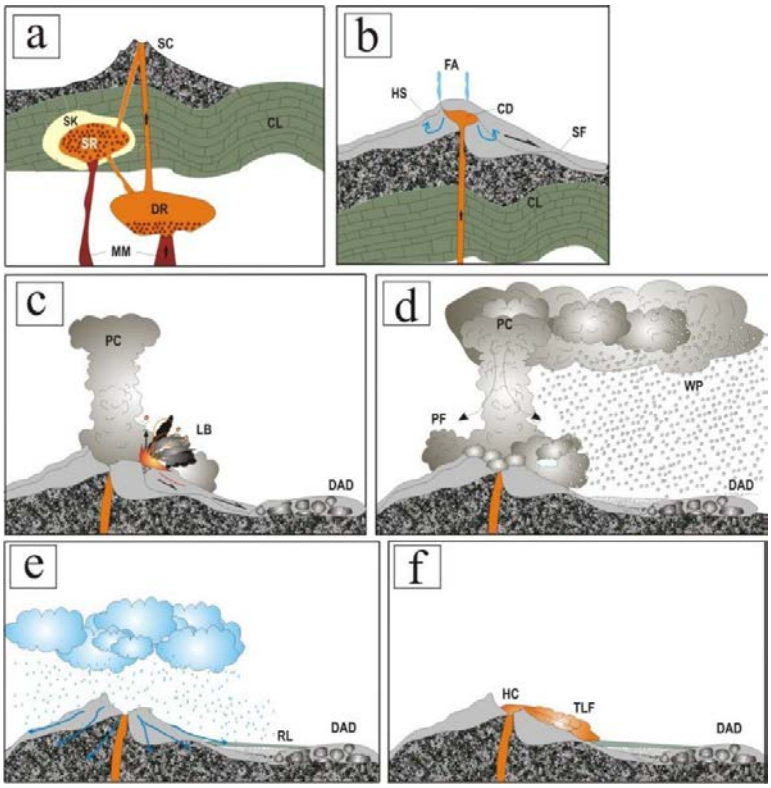


Figura 23. *Esquema que resume la dinámica de erupción pliniana Pómez Blanca o Pómez Tochimilco: a) Inyección de magma de una cámara profunda a una somera, b) súbita descompresión de la cámara magmática y del sistema hidrotermal generando ascenso de magma y formando un cripto-domo, c) colapso lateral del edificio (avalancha de escombros) que provoca una descompresión del sistema y una fase explosiva "blast" e inicio del ascenso de una gran columna sostenida de tipo pliniano, d) lluvia de pómez seguida del colapso de la columna pliniana y generación de flujos piroclásticos en los alrededores del volcán, e) la actividad eruptiva mengua temporalmente y las lluvias de las temporadas húmedas arrastran el material recién depositado generando lahares que inundan las planicies colindantes, f) la actividad interior continua con una fase efusiva final que da lugar a un flujo de lava, con menor contenido de gas y que fluye por la ladera S del volcán.*

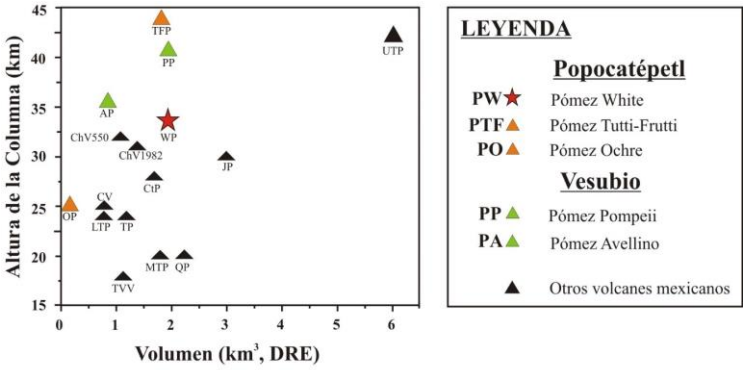


Figura 24. *Comparación del volumen de roca densa equivalente (DRE, por sus siglas en inglés) vs. la altura de la columna eruptiva de la erupción "Pómez Blanca o Tochimilco" con datos de otras erupciones plinianas del Popocatépetl, de otros volcanes mexicanos y de las erupciones del Vesubio (Italia) durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno.*

Luego de esta erupción han ocurrido otras erupciones que han ido construyendo el cono de la cumbre del volcán Popocatépetl actual (o moderno), casi borrando por completo la cicatriz en forma de herradura del antiguo cráter.

7. Construcción del volcán Popocatépetl actual o moderno: una historia repetida de erupciones plinianas

Lilia Arana, Claus Siebe, José Luís Macías

Los estudios geológicos, de estratigrafía y tefrocronología han constituido la base para establecer la historia eruptiva del volcán de los últimos 23,500 años. En este período se han identificado depósitos piroclásticos que indican la recurrencia de erupciones de gran magnitud, de tipo pliniano (Siebe y Macias, 2004; Siebe et al., 2006), así como evidencias de su impacto en asentamientos humanos desde el Preclásico Temprano, especialmente en el Valle de Puebla. Algunas de estas evidencias son los hallazgos de cerámica, artefactos de la vida cotidiana (e.g. Seele 1973; Seele and Siebe, 2012), además de edificaciones encontradas en el flanco NE del volcán, que fueron formalmente excavadas en el sitio arqueológico de Tetimpa (Panfil et al. 1999; Plunket y Uruñuela 1995, 1996a, 1996b), ubicado en las cercanías de San Nicolás de los Ranchos y San Buenaventura Nealtican. Otro ejemplo es el sitio arqueológico de Cholula que fue afectado recurrentemente por lahares, generados en los años sucesivos a la ocurrencia de las erupciones plinianas de gran magnitud.

En el Pleistoceno Tardío-Holoceno, después de la erupción "Pómez Blanca o Tochimilco" de 23,500 años A.P., ocurrieron al menos otras cuatro erupciones explosivas de gran magnitud: la erupción Pómez con Andesita (PWA) o Pómez Tutti-Frutti de 14,100 años A.P. (Siebe et al., 1999; Sosa-Ceballos et al., 2012), la erupción "Pómez Ocre o P5" de 4,965 años A. P. (Arana-Salinas et al., 2010), la erupicón "Lorenzo o P2" hace 2,150 años A.P. y la erupción "Pómez Pink o P1" fechada en 1,100 años A. P. (Siebe et al., 1995, 1996 a, b; Panfil et al., 1999; Plunket y Uruñuela 1995, 1996a, 1996b, 2005, Siebe y Macías, 2006).

Siebe et al. (1995, 1996, 1997) identificaron depósitos piroclásticos de otras dos/tres erupciones que no han sido caracterizadas en detalle y cuyos productos son de color anaranjado, tienen menor volumen y están distribuidos de forma más limitada que las anteriormente mencionadas. Las edades de estas erupciones fueron determinadas en ~7,100 años A. P.; ~9,640 ± 440 años A. P. (erupción P4 o LPCES) y ~19,000 años A. P. ("Pómez naranja"), cuya secuencia de depósitos incluye tres depósitos de pómez amarillo a naranja, separadas por oleadas de ceniza café a gris, muy fina, y/o por depósitos de poco espesor de flujos piroclásticos. Los datos de caracterización de las principales erupciones plinianas se resumen en la Tabla 5 y en los apartados siguientes se describen la historia y evolución de estos eventos explosivos.

Erupción pliniana "Pómez con Andesita (PWA) o Pómez Tutti-Frutti" de ~14,100 años A. P.

La PWA o Pómez Tutti Frutti (PTF) es la erupción pliniana más grande junto con la erupción "Pómez White o Tochimilco". Ocurrió hace ~ 14.100 C^{14} años AP (~ 17.000 años AP, edad calibrada) y presenta una secuencia eruptiva compuesta, descrita originalmente por Siebe et al. (2000) y reinterpretada por Sosa-Ceballos et al. (2012).

La secuencia de depósitos piroclásticos se compone de tres unidades de pómez de caída intercaladas con depósitos de flujo y oleada piroclástica. En la base se encuentra la pómez gris (PG), seguida de unas secuencias de oleadas piroclásticas y un flujo piroclástico; más arriba en la serie se identifica un nuevo depósito de caída de pómez color beige-blanquecino ("pómez Milky"; PM), seguida de un depósito de flujo piroclástico y coronando la secuencia, en la parte superior, se encuentra la pómez Tutti-Frutti (PTF), que también presenta en su techo depósitos de oleadas y flujos piroclásticos ricos en líticos juveniles y accidentales. Esta erupción produjo un volumen total de ~ 9 km^3 de materiales piroclásticos.

La dinámica de la erupción se definió de acuerdo a la estratigrafía descrita. La erupción inicia con explosiones débiles de corta duración, algunas de las cuales involucraron agua, como se puede observar en la textura del depósito de la PG. Al final de esta primera fase la columna pierde fuerza y se colapsa parcialmente formando capas delgadas de depósitos de caídas intercaladas con oleadas piroclásticas de espesor variable. Las capas son delgadas y de grano muy fino, lo que sugiere que las explosiones probablemente variaron de tipo vulcaniano a erupciones tipo sub-plinianas de corta duración.

Le sucede una segunda fase de mayor explosividad, la fase principal pliniana, disparada por la mezcla de magmas, que da lugar a la PM, que involucra líticos accidentales de

granodiorita y de rocas metamórficas. Esta fase pliniana incrementa progresivamente en intensidad, produciendo una columna eruptiva que alcanzó ~ 37 km de altura (Sosa-Ceballos et al., 2012). Una vez alcanzado su máximo de intensidad, la columna se derrumbó, produciendo flujos piroclásticos. El volumen relativamente pequeño de estos depósitos sugiere que el colapso fue de corta duración.

Se produce a continuación un nuevo incremento de intensidad y se restablece la columna eruptiva alcanzando un máximo de ~ 44 km de altura y produciendo el depósito de caída PTF (Sosa-Ceballos et al., 2012). La gran abundancia de líticos (granodiorita y líticos metamórficos) distinguen a la PTF de otras secuencias de depósitos de erupciones plinianas del volcán Popocatépetl. La cantidad de material lítico incorporado en la última fase pliniana aumenta gradualmente con el tiempo, con incrementos notables en líticos metamórficos de tipo "skarn", granodiorita y sedimentarios. Schaaf et al. (2005) concluyeron que la composición isotópica de los líticos de granodiorita es similar a la andesita del magma de la PTF, lo que sugiere que representan partes de ese magma que habrían cristalizado en las paredes de la cámara magmática. Los líticos metamórficos son predominantemente hornfels y xenolitos de skarn, por lo que es posible que sean fragmentos de la aureola de contacto entre el magma y las rocas locales encajonantes. La capa superior de la PTF, de color naranja, muestra una disminución en el tamaño y en el contenido de líticos, lo que sugiere que la intensidad de la erupción menguó hasta finalizar.

Por lo tanto, parece que mientras la actividad volcánica progresaba, los límites del reservorio de magma fueron fracturados e incorporados a la mezcla que entró en erupción. El incremento de intensidad durante el transcurso de la erupción sugiere que se produjo un fallamiento catastrófico, que posiblemente dio origen a la formación de una caldera (Sosa-Ceballos et al., 2012). Una prominente pared en forma de herradura, conocida como El Abanico, al NE de la cumbre actual y la parte SE de la Barranca de Nexpayantla podrían ser en realidad restos de la caldera formada durante la erupción "PWA o Pómez Tutti-Frutti" (Sosa-Ceballos et al., 2012).

El eje de dispersión de los depósitos de caída de la erupción " PWA o Tutti-Frutti" fue hacia el NW y su distribución afectó un área de 1,200 km^2 (Tabla 5). Estos depósitos llegaron a cubrir partes del sector oriental de la Sierra de Chichinautzin y la zona sur del valle de México (Milpa Alta). A una distancia de 50 km en línea recta del volcán Popocatépetl, los depósitos de caída de la erupción Tutti-Frutti tienen unos 30 cm de espesor (Siebe et al., 2005), que en zonas proximales es hasta de 1.55 m.

Tabla 5. Resumen de las características más importantes de las erupciones plinianas del volcán Popocatépetl.

Depósito		Eje de dispersión	Área (km^2)	Volumen DRE (km^3)	Edad (a. A. P.)	VEI	Referencia
Pómez Pink, P1	III	Este	230	1.0	800	4?	Siebe et al., 1996 a, b; Panfil, et al., 1999; Plunket y Uruñuela, 2005
	II	Noreste	180	0.42	1,200	3?	
	I	Noreste	52	0.27	1,350	3?	
Pómez Lorenzo o P2		Este	240	?	2,150	4?	
Pómez Ocre o P5		Este-Noreste	493	0.3	4,965	4	Arana-Salinas eta al. 2010 Bonasia et al. 2014
PWA o Pómez Tutti-Frutti		Noroeste	1,200	1.8	14,100	6	Siebe et al., 1999; Sosa-Ceballos 2012
Pómez Blanca o Tochimilco		Sur	2,226	1.9	23,500	5	Siebe et al., 2016, en prensa

Erupción pliniana "Pómez Ocre o P5" de ~4,950 años A. P.

La Pómez Ocre o P5 aconteció hace ~4,950 años A. P. y se desarrolló en cuatro fases eruptivas: pre-pliniana, pliniana 1, pliniana 2, y post-Pliniana (Arana-Salinas et al., 2010; Figura 25), que se diferenciaron por los estilos de actividad eruptiva que pudieron reconocerse del estudio de sus depósitos.

En la fase pre-pliniana se produjeron pequeñas erupciones de tipo vulcaniano, que generaron flujos piroclásticos por colapso de pequeñas columnas eruptivas; además de flujos de bloques y cenizas producidos por el colapso y destrucción de domos (Figura 25). La presencia de un suelo delgado e incipiente (15-20 cm) entre los depósitos vulcanianos y los depósitos de la siguiente fase eruptiva indican que esta fase pre-pliniana estuvo seguida de un periodo de quietud, que pudo haber sido de unas centenas de años. La siguiente fase, pliniana 1, se considera precursora de la fase pliniana principal y consiste en diversas explosiones freatomagmáticas, desencadenadas por la interacción de agua y magma, que produjeron al menos siete depósitos de oleada piroclástica cuyos depósitos se distribuyen a distancias de 5 y 7 km desde el cráter en forma semiradial, pero predominantemente en dirección N-NW. Esta fase estuvo caracterizada por altos niveles de fragmentación que dieron lugar a partículas de material juvenil denso, de tamaño ceniza, con una pobre vesiculación, que obstruyeron el conducto magmático antes de la siguiente fase, pliniana 2, que ocurre inmediatamente, sin interrupciones, como lo constata la ausencia de suelo o de depósitos retrabajados entre los depósitos de oleadas piroclásticas de la fase pliniana 1 y los depósitos de caída de la fase pliniana 2 (Figura 25).

En la fase pliniana 2 o principal se produce el emplazamiento de depósitos de caída de pómez y ceniza desde una columna eruptiva sostenida que alcanzó más de 30 km de altura. Estos depósitos cubrieron un área de 493 km^2 con 10 cm de ceniza y se calculó un volumen de 1.21 km^3 de material expulsado durante esta fase de la erupción (Tabla 5). La composición de la pómez es predominantemente andesítica (61-63 wt. % de SiO2), mientras que la composición de los líticos es variable, conteniendo desde granodioritas, escorias rojas y negras y escasos líticos de limonitas verdes y calizas grises. Petrográficamente, la pómez se caracteriza por ser afanítica con textura seriada, con fenocristales de plagioclasa + piroxenos (clinopiroxenos) + óxidos de Ti-magnetita y de ilmenita + apatita. Presentan un índice de porfiricidad entre 10 y 27 % y de vesicularidad del 69-80 %.

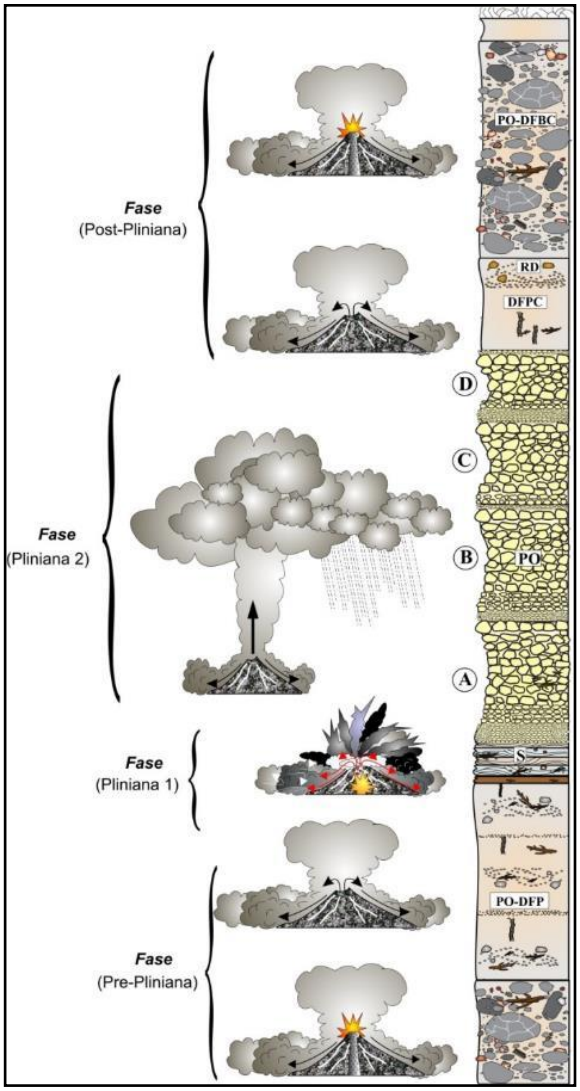


Figura 25. *Esquema de los principales tipos de actividad eruptiva durante las fases de la erupción "Pómez Ocre": pre-pliniana, explosiva freato-magmática (pliniana 1), fase principal pliniana (pliniana 2) y post-plininana. La cronología y descripción de las diferentes fases se explica en el texto. Tomada de Arana et al, 2010.*

El tiempo de emisión de estos productos fue de 4 horas, con los vientos predominantes soplando en dirección NNE. En la secuencia pliniana 2 es posible distinguir capas delgadas que subdividen el depósito de caída de pómez en cuatro unidades (A, B, C y D). Esto sugiere que la altura de la columna, la dirección del viento, y/o la tasa de descarga del magma cambiaron durante la erupción, posiblemente debido a la disminución del suministro en la tasa de descarga desde la cámara magmática, inducido por la disminución del contenido de volátiles.

La última fase de la erupción (post-pliniana) se caracterizó por la disminución de la altura de la columna y su colapso, causado probablemente por la caída de la presión dentro de la cámara magmática. Durante los siguientes años, la actividad volcánica se desarrolló en diversas explosiones vulcanianas con colapsos de las columnas eruptivas que dieron origen a pequeños flujos piroclásticos (flujos de ceniza), que se depositaron alrededor del cráter.

Esta secuencia fue seguida por un episodio de tipo Peleano que consistió en la extrusión de magma hacia la superficie del cráter, formando un domo en su interior. Posteriormente este domo colapsó produciendo depósitos de flujo de bloques y cenizas (Figura 25), que se emplazaron con una dirección preferencial hacia el NE. Generalmente estos depósitos son más voluminosos que los de tipo vulcaniano y se desplazan a distancias mayores, de hasta 12 km desde el cráter.

La mayoría de todos estos depósitos piroclásticos cubrieron el drenaje existente, especialmente en el sector N-NE del volcán Popocatépetl y en la vertiente oriental del Iztaccíhuatl. Por esta razón, especialmente durante la temporada de lluvias, la secuencia piroclástica fue erosionada y se formaron de lahares de gran volumen que drenaron hacia el Valle de Puebla, inundando vastas zonas de este sector.

Erupción Pliniana Pómez Lorenzo o P2 de ~2,150 años A. P.

La erupción pliniana "Pómez Lorenzo o P2" fue fechada en ~2,150 años A. P. (Siebe et al., 1995, 1996 a, b), ya en el período prehistórico del Preclásico, y como las erupciones descritas hasta el momento también se desarrolló en diversas fases eruptivas de diferente tipología. Su secuencia de depósitos permite plantear como fue la dinámica y evolución de la erupción que inicia con una explosión que genera diversas oleadas piroclásticas. A medida que transcurre el tiempo la energía de la erupción se incrementa y se genera una explosión de mayor magnitud que induce el ascenso de una columna pliniana sostenida que probablemente alcanzó altitudes alrededor de los ~20 km (Tabla 5). Producto de esta actividad se identifica un depósito de caída de pómez y ceniza de coloración anaranjada, con espesores máximos en zonas proximales y que se distribuyó hacia el E del cráter. El área afectada por los depósitos de caída de esta erupción se estima en 240 km^2 (Tabla 5).

Esta erupción finaliza debido a la desgasificación del magma, con la emisión de un flujo de lava andesítico-dacítico (61 a 64.3 wt% SiO_2), denominado flujo de lava Nealtican. Este flujo no nace en el cráter central, sino que es fisural y se origina en la ladera NE, a 4,000 msnm, en un punto ubicado sobre la falla de dirección SW-NE que cruza el volcán. El derrame de lava fluyó hacia el NE-E y finalmente hacia el S, alcanzando distancias máximas de 18 km y espesores de entre 20 y 80 m (43 m de espesor promedio). El flujo de lava inundó un área de 90.6 km^2 y se estima que tiene un volumen de 3 km^3 (DRE) (Panfil et al., 1999).

Este flujo aísla dos montículos del relieve preexistente correspondientes a "hummocks" del depósito de avalancha Mayorazgo, con origen en el complejo volcánico Iztaccíhuatl; en la cima de los cuales se hallaron restos arqueológicos que indican la realización de actos ceremoniales. Es en estos lugares y en los bordes y frente del flujo donde pudo observarse que la lava reposa directamente sobre el depósito de caída de la "Pómez Lorenzo", sin que se observe el desarrollo de paleosuelo o depósitos retrabajados entre ellos. Sobreyaciendo la lava, en diversos lugares de la superficie del flujo, se identificaron los depósitos de pómez de caída de color rosa de la erupción "Pink Pumice". Actualmente, en todo el largo del frente de lava, desde los pueblos de San Buenaventura Nealtican hasta Atlimeyaya, se observan canteras de roca, donde se explota manualmente la andesita, para usos industriales y de mobiliario urbano.

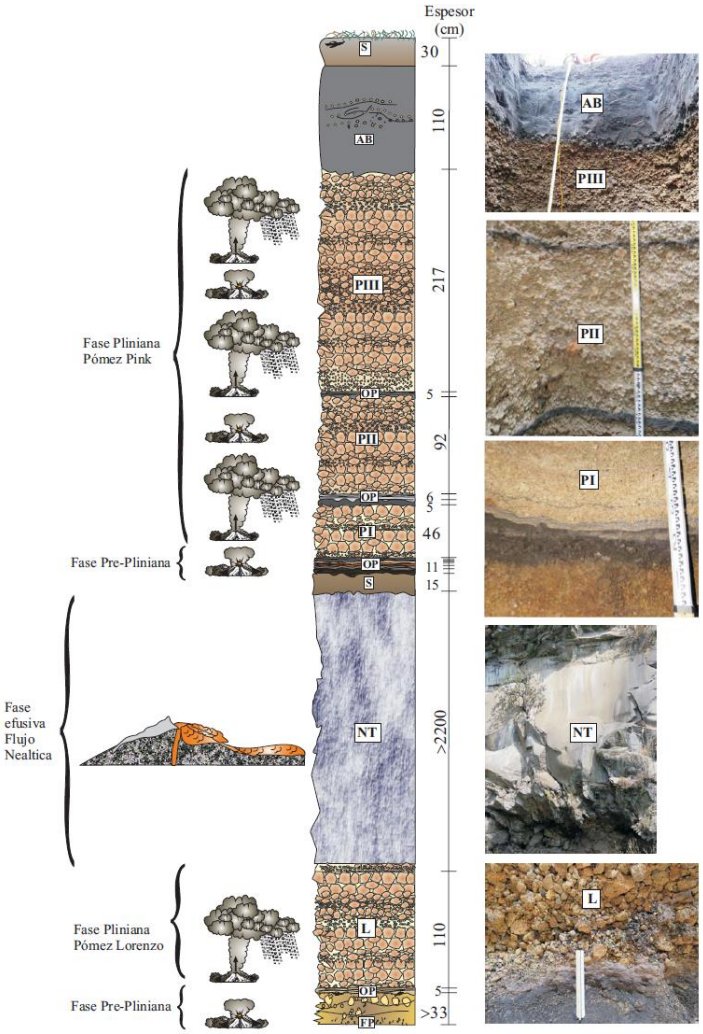
La erupción pliniana "Pómez Lorenzo o P2" fue una de las erupciones más destructivas ocurridas durante el Preclásico en México, tal como se ha documentado en registros estratigráficos y arqueológicos, que indican un fuerte impacto social y ambiental (Siebe et al., 1996 a, b; Panfil, et al., 1999; Plunket y Uruñuela, 2005). Esta erupción contribuyó

significativamente al despoblamiento temporal de la parte meridional de la Cuenca de México y del Valle de Puebla.

Erupción Pliniana "Pómez Rosa o P1" de ~1,100 años A. P.

La erupción pliniana más reciente es la ocurrida hace **~1,100 años** A. P., que se desarrolló en cuatro fases eruptivas: fase inicial Pink 0, cuyos depósitos solo son observables en zonas proximales; y fases Pink I, II, III (Tabla 5, Figura 26) de tipo pliniano.

Cada una de estas últimas está representada por una secuencia de depósitos de oleada y flujo piroclástico, un depósito de caída de pómez, de coloración blanquecina-rosácea, lo que da nombre al depósito; y finalmente depósitos de flujo piroclástico (Figura 26)



La estratigrafía de las secuencias de depósitos de cada una de estas fases eruptivas permite reconocer que la dinámica y evolución de la erupción siguieron un patrón similar al descrito para la erupción "Pómez Lorenzo". Las fases eruptivas inician con actividad eruptiva moderada que produjeron el emplazamiento de oleadas piroclásticas, seguidas por flujos de ceniza. Posteriormente se produce un incremento de la energía de la erupción, dando lugar a una columna eruptiva pliniana sostenida, que genera el depósito de caía de pómez. Después de algunas horas la erupción culmina con la pérdida de energía y el colapso parcial de la columna eruptiva, con la generación de flujos piroclásticos calientes.

Figura 26. *Columna compuesta de las fases de las erupciones plinianas más jóvenes: la erupción Pómez Lorenzo de 2,150 años A.P (fases Pre-Pliniana, Pliniana y efusiva) y la erupción Pómez Pink, cuya edad se traslapa desde los 1350, 1200 y 800 años A.P., que consta de varios miembros representados por cuatro secuencias de depósitos piroclásticos (fases pre-pliniana y plinianas). En el texto se explica detalladamente la cronología eruptiva.*

Los depósitos de caída de las erupciones de la "Pómez Rosa I y II" se distribuyeron al NE abarcando áreas de 52 km^2 y 180 km^2 respectivamente. La "Pómez Rosa III" tiene un eje de dispersión diferente, hacia el E y es la que se distribuye en un área más grande de 230 km^2. Se estimó un volumen total para estas tres erupciones de 1.7 km^3 (Tabla 5).

Una vez finalizadas las fases explosivas, la removilización del material piroclástico disponible en las laderas del volcán, en los años sucesivos, durante las épocas de lluvias, generó extensos depósitos de lahar que afectaron las planicies colindantes al volcán, especialmente al E hacia el Valle de Puebla y también al S.

Varios centros poblacionales, que incluyen a Cholula, el mayor centro urbano de la región durante el Clásico y Post-Clásico, fueron inundados por estos depósitos de lahar.

8. Actividad efusiva de los últimos 23,500 a. A. P.

Dolors Ferrés

El volcán "joven" Popocatépetl (<23,500 años a. P.) está constituido por la superposición de depósitos piroclásticos producto de diversas erupciones vulcanianas, subplinianas y plinianas y de flujos de lava de diverso alcance, de composición andesítica a dacítica (Robin 1984; Shaaf et al., 2005), contemporáneos a las erupciones explosivos o en etapas intermedias.

La actividad efusiva en el volcán Popocatépetl se ha producido tanto en forma de crecimiento (y destrucción) de domos en el interior del cráter, tal y como se ha observado en el actual ciclo de actividad; como a través de la emisión de flujos o derrames de lava de diferente tipología, origen y dimensiones. La construcción de domos en el interior del cráter, como se detalla en esta memoria, ha involucrado la extrusión de pequeños volúmenes de lava, generalmente menores a 0.01 km^3; con excepción del domo núm. 12 (Cenapred, 2012) con un volumen de 19 millones de m^3. Estos domos se emplazan en el período de pocos días y posteriormente en el lapso de días a semanas son destruidos por erupciones explosivas vulcanianas de diferente magnitud (Shaaf et al., 2005; Cenapred, 2012).

Los flujos de lava que construyen el cono volcánico son de dos grandes tipos: a) flujos de corto alcance con origen en el cráter central y b) flujos de largo alcance o fisurales (Macías et al., 1995; Schaaf et al., 2005; Espinasa-Pereña y Marin del Pozzo, 2006; Siebe et al., sometido). En las laderas del volcán se han cartografiado también flujos de lava asociados a la erupción de volcanes adventicios, ubicados principalmente sobre la falla de dirección SW-NE que cruza el edificio volcánico principal. Espinasa-Pereña y Martin del Pozzo (2006) realizan una clasificación morfoestratigráfica de todos los flujos de lava del volcán Popocatépetl, dividiéndolos en flujos erosionados y/o cubiertos, flujos afectados por glaciaciones y flujos no afectados por glaciaciones. Para efectos de evaluación del peligro se tomaron como principales criterios de clasificación de los flujos de lava, su longitud, volumen y su origen o centro de emisión.

Los flujos de corto alcance que conforman la parte cimera del cono volcánico tienen longitudes que van de 1 a 6.5 km y pueden tener espesores de hasta de 20 m en su frente. Los de mayor longitud se identificaron en el sector E del Popocatépetl (flujos 12 y 13 de la Figura 27), cuyos frentes se encuentran en cotas inferiores a los 3,000 msnm. Se estima que sus volúmenes van de 0.002 km^3 a 0.15 km^3. Su morfología es estrecha en aproximadamente los dos tercios iniciales de cada flujo, donde no supera el kilómetro de ancho y en la parte más distal se ensanchan hasta alcanzar 1.5 km en algunos casos. El origen de estos flujos es el cráter central, probablemente por crecimiento rápido y desbordamiento del domo en su interior.

La emisión y emplazamiento de estos flujos no ha sido observada en época histórica o en el actual ciclo de actividad y se desconoce su geocronología exacta. Sin embargo, tal y como postulan Espinasa-Pereña y Martin del Pozzo (2006), los 14 flujos de lava (o lóbulos en algunas ocasiones) de corto alcance delimitados sobre el MDE de 3 m (INEGI, 2013), en los sectores NW, N, NE, E, SE y S de la parte cimera del volcán Popocatépetl parecen ser más jóvenes que el contrafuerte de El Fraile, en el sector SW, que conforma la parte más alta del cráter (sector 0, en amarillo pálido en la Figura 27) y que se considera remanente de la erupción pliniana " PWA o Pómez Tutti-Frutti", fechada en 14,100 años A. P. (Sosa-Ceballos et al., 2010).

El flujo de lava más joven en las partes altas del volcán sería un flujo con origen en un edificio adventicio sobre las laderas del volcán Popocatépetl, el flujo de lava Chipiquixtle, con origen en la fisura NE-SW que cruza el volcán y cuya fecha de emplazamiento sería posterior a los 2,000 años A.P, ya que se encuentra sobre los depósitos de la erupción pliniana "Pómez Lorenzo o P2" (Espinasa-Pereña y Martin del Pozzo, 2006).

Los flujos de largo alcance o fisurales (Figura 28), que conforman el pie del volcán, principalmente en los sectores E y SE, están asociados a la fase efusiva final de erupciones plinianas. Tienen longitudes que van de los 10 a los 20 km (algunos de ellos alcanzan los 21.5 km) y espesores entre 40 a 80 m en promedio. Se estima un volumen promedio para este tipo de flujos de 3 km^3. Los centros de emisión de estos flujos se encuentran en las laderas del volcán, normalmente por debajo de los 4,000 msnm y principalmente sobre la fractura de dirección NE-SW que cruza el edificio volcánico.

Los flujos de lava de este tipo mejor conocidos son los de Tochimilco, al S, con 21.5 km de longitud y 4.4 km^3 de volumen, que se emplaza directamente sobre los depósitos piroclásticos de la erupción pliniana "Pómez Blanca o Pómez Tochimilco" fechada en ~23,500

años A.P. El centro de emisión de esta lava estaría en algún punto del borde de la caldera de colapso generada durante esta erupción y que actualmente está cubierto por flujos de lava más jóvenes (Siebe et al., 2016, enviado). El flujo de lava Ecatzingo, al SW, con centro de emisión sobre la falla de orientación NE-SW que cruza el volcán, se considera también un flujo de largo alcance asociado a la fase final de una erupción pliniana. El flujo se encuentra directamente sobre unos depósitos piroclásticos de color anaranjado y en su techo se observan los depósitos de la erupción pliniana "Tutti-Frutti". En este caso el centro de emisión parece ser un cono de escorias emplazado en la cota 3,300 msnm. Este flujo tiene 13 km de longitud, 50 m de espesor promedio y un volumen estimado de 3 km^3.

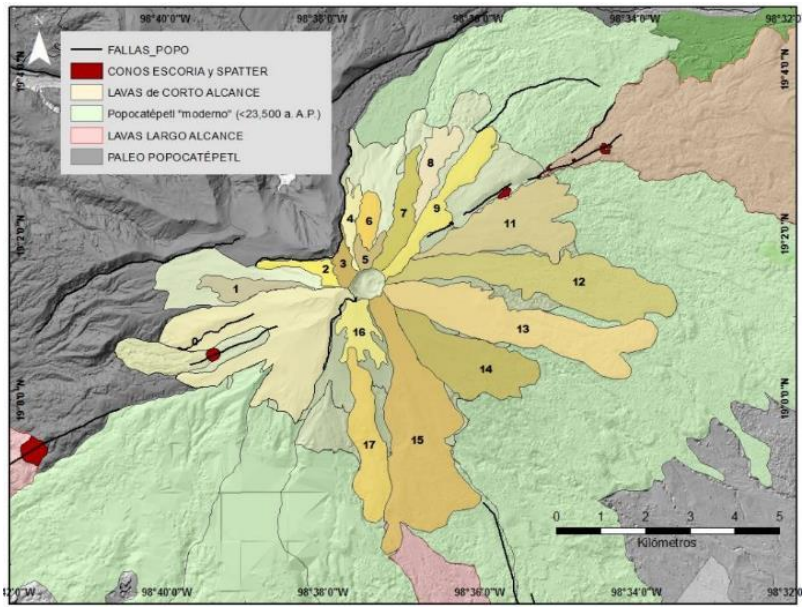


Figura 27. *Flujos de lava con origen en el cráter central o en edificios adventicios que conforman la parte cimera del volcán "joven" Popocatépetl. Se desconoce la geocronología del emplazamiento de estos flujos, pero se considera que todos ellos son posteriores a los ~14,100 años A. P. edad de la erupción pliniana "PWA o Tutti-Frutti", que destruyó la parte cimera del cráter y dejó como remanente las lavas del Fraile al SW (sector 0 en amarillo en la figura).lavas del Fraile al SW (sector 0 en amarillo en la figura).*

Finalmente, el flujo de lava Nealtican (Figura 28 y 29), al E del volcán Popocatépetl, está asociado con la erupción pliniana "Pómez Lorenzo o P2", de ~2,150 años A. P., cuyos depósitos piroclásticos subyacen directamente el depósito efusivo (Panfil et al., 1999). Este derrame tiene una longitud de 18 km, abarca un área de aproximadamente 70 km^2 y tiene un volumen de 3 km^3. El centro de emisión de esta lava se encuentra sobre la fractura de orientación NE-SW que cruza el volcán a una cota de 3,600 msnm. En su recorrido la lava aisló la parte superior de dos cerros de material preexistente, Cerros Xaquimila y Teteolo, "hummocks" del depósito de avalancha Mayorazgo (Siebe et al., 1996, 1999) proveniente del volcán Iztaccíhuatl, que conforma el subsuelo del valle de Puebla en el sector oriental del volcán Popocatépetl.

La lava Nealtican es de tipo a'a' y en bloques, especialmente en su frente (Figura 29) que tiene un ancho de 7 km y un perímetro de aproximadamente 12 km desde los pueblos de San Buenaventura Nealtican hasta Atlimeyaya. Desde hace varias décadas y en la actualidad, el frente de lava se ha modificado por la explotación de la andesita en numerosas canteras, donde se extrae la roca para usos industriales y de mobiliario urbano. La andesita del flujo de lava Nealtican es también usada por algunos artesanos de la población de San Nicolás de los Ranchos para la confección de molcajetes y metates.

El flujo de lava Nealtican es el más reciente ocurrido en la historia eruptiva del volcán Popocatépetl, hace 2,000 años A. P. Su emisión y emplazamiento fue presenciado por la población del Preclásico Medio que habitaba el sector NE del volcán y que debió ser severamente afectada por los productos piroclásticos de la erupción pliniana "Pómez Lorenzo, P2". Aunque la emisión de flujos de lava no es el fenómeno volcánico más recurrente en la actividad eruptiva del volcán Popocatépetl, su ocurrencia no debe ser descartada. Con base a la clasificación de las tipologías de flujos de lava, definidas por su alcance y centros de emisión, se definieron tres posibles escenarios de peligro asociados a la actividad efusiva en el volcán Popocatépetl.

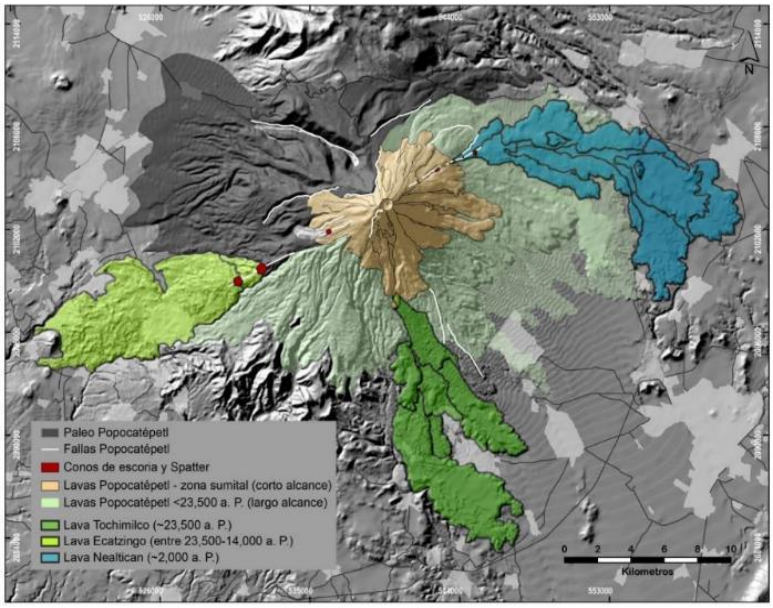


Figura 28. *Flujos de lava fisurales de largo alcance que conforman el pie del Popocatépetl, asociados a las fases finales efusivas de erupciones plinianas. Los flujos delimitados en tonos de verde son los mejor conocidos y se emplazan directamente sobre los depósitos piroclásticos de las erupciones plinianas que los generaron: al S el flujo de lava Tochimilco, asociado a la erupción "Pómez Blanca, Tochimilco" de 23,500 años A. P.; al E el flujo de lava Nealtican, asociado a la fase final efusiva de la erupción pliniana "Pómez Lorenzo y al W-SW el flujo de lava Ecatzingo, probablemente asociado a la erupción de ~19,000 años A. P.("Pómez naranja").*

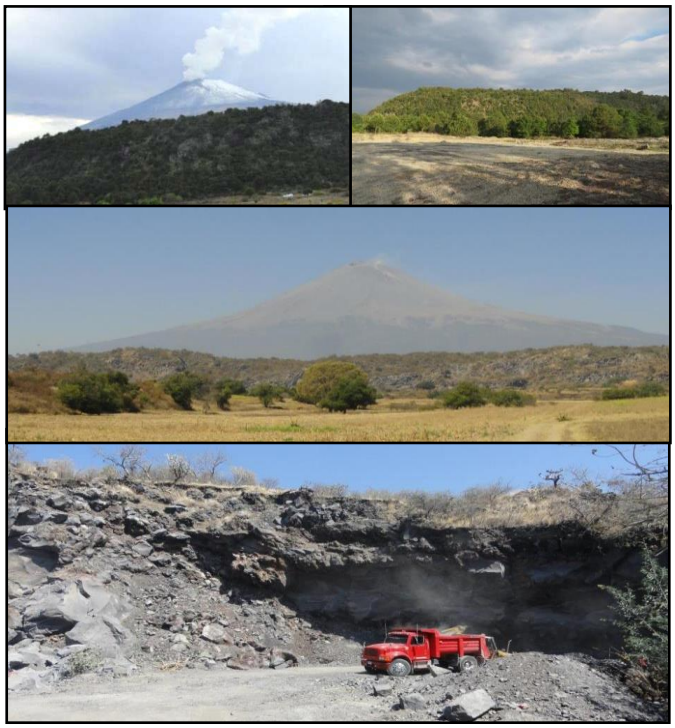


Figura 29*. Flujo de lava Nealtican, asociado a la fase final efusiva de la erupción pliniana "Pómez Lorenzo, P2": a) acreción del flujo de lava al W del "hummock" Xaquimila; b) frente de uno de los lóbulos de la lava Nealtican en su parte N, en San Nicolás de los Ranchos; c) vista del frente de la lava Nealtican desde el E y d) detalle de una de las canteras en el frente de la lava Nealtican, en el municipio de San Buenaventura Nealtican.*

9. Construcción del Popocatépetl, Geología de Sector noroeste del volcán Popocatépetl: productos de la actividad eruptiva de los últimos 2000 años

Carmen Jaimes Viera, Ana Lillian Martin Del Pozzo, Amiel Nieto Torres

Los mapas de peligros se basan en la información geológica e histórica para reconstruir la distribución de los depósitos de las distintas erupciones. Con este fin se cartografiaron los depósitos del sector noroeste haciendo énfasis en los depósitos de los últimos 2000 años y se correlacionaron las zonas altas y cercanas al volcán (Barranca Nexpayantla) con las zonas bajas (Nexapa, Amecameca, Zentlalpan, Ayapango, Tenango, Cuijingo, Atlautla, Tepetlixpa, Ozumba y Tehuxtitlán (Figura 30). Se obtuvo la distribución, alcance y espesor de los depósitos para definir la estratigrafía que permitiera ordenar cronológicamente los eventos eruptivos. También se realizó un registro arqueológico que ayudó a definir la cronología de los eventos y su correlación con los asentamientos humanos antiguos y sus culturas.

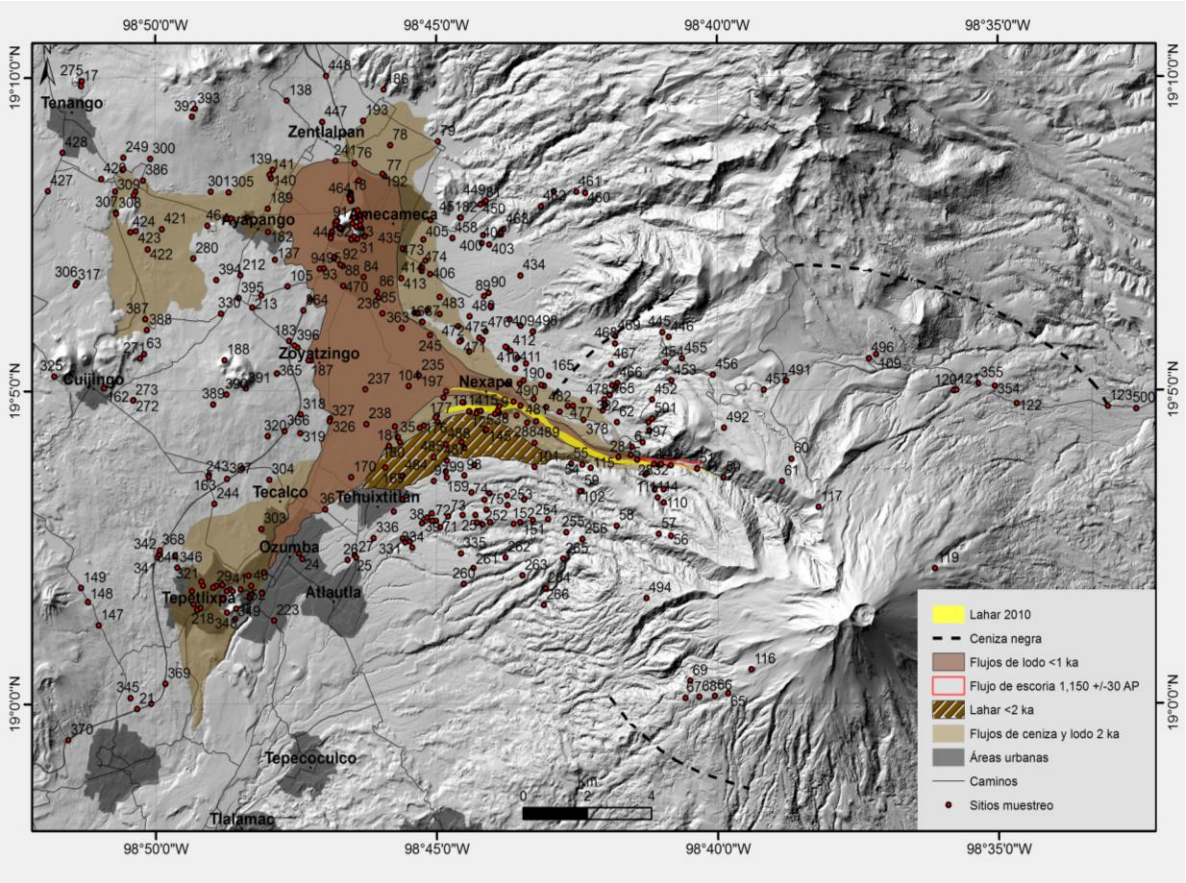


***Figura 30**. Mapa geológico que muestra los depósitos de los últimos 2000 años en la zona noroeste del volcán Popocatépetl.*

El área en estudio se dividió en diferentes zonas, las cuales son 1) Nexpayantla, 2) Nexapa -Amecameca; 3) Tepetlixpa-Ozumba-Atlauta, 4) Ayapango-Zentlalpan 5) Tehuixtitlán; y 6) Cuijingo-Tenango.

Barranca Nexpayantla

La Barranca Nexpayantla está ubicada al noroeste del volcán, es una estructura profunda en su parte alta que al llegar al piedemonte se vuelve somera. La barranca está constituida por depósitos de lahares, flujos piroclásticos y depósitos de caída principalmente que sobreyacen a las lavas y diques del antiguo volcán. En la base está la pómez Blanco y Negro que está conformada por capas de milímetros a centímetros de lapilli blanco de pómez intercaladas con lapilli gris a negro de fragmentos líticos andesíticos (Espinasa-Pereña y Martin Del Pozzo, 2006). Esta pómez en algunas secciones se encuentra cubierta por un flujo de ceniza gris (MP-284 y

MP-286) que subyace a la pómez de caída PWA, la cual se compone de una pómez gris clara, porfídica, vesicularidad media a alta, líticos verdes y grises de rocas volcánicas y metasedimentarias, fechada por varios autores en 17,590+535/-500 a 12,900±40 años BP (Mooser, 1957, 1967; Mooser et al., 1958; Lambert and Valastro 1976; Liddicoat et al., 1979; Lorenzo y Mirambell, 1986; Limbrey, 1986; García-Bárcena, 1986; Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Agustín-Flores et al., 2011;Siebe et al., 2005; Sosa-Ceballos et al., 2012). La edad convencional que más se acerca al evento es la de 14,065+500/−470 años BP (Sosa Ceballos et al., 2012). Sobreyaciendo a esta pómez de caída se depositaron flujos de ceniza con pómez PWA; cubierta por una pómez de caída anaranjada, porfídica, con vesicularidad alta, denominada pómez Ocre o P5 y flujos de ceniza con pómez P5, fechados en 5,075±50 a 4,370±60 años BP (Arana-Salinas, et al., 2010; Martin del Pozzo et al., 1997; Siebe et al., 1996b; Heine y Heide-Weise, 1973).

Cubriendo a este depósito se encuentra una pómez de caída beige claro con pocos líticos que se asocian a la actividad eruptiva de alrededor del año 100 AD (Plunket y Uruñuela, 2005) y se maneja como la pómez P2. Plunket y Uruñuela (2005) consideran que la erupción ocurrió alrededor de 100 AD porque fecharon un techo quemado. Las fechas obtenidas por Plunket y Uruñuela (1998) y Siebe et al., (1996b) para este evento son de 2,610±60 a 1,910±60 años BP. Sobre el depósito de caída de la P2, se emplazaron flujos de ceniza y lodo con pómez P2.

Estos depósitos están cubiertos por dos oleadas que subyacen una pómez de caída color crema, subangulosa, con líticos accidentales que corresponde a la actividad de hace 1,390±60 a 855±55 años BP (Heine y Heide-Weise, 197; Robin, 1984; Cantagrel et al., 1984; Robin y Boundal, 1987; Siebe et al., 1996b; Plunket y Uruñuela, 1998, 2006; Panfil, 1996). Estas fechas se relacionan con actividad volcánica ocurrida entre el 650 y 850 AD, y la pómez de caída se denomina como P1. Sobreyaciendo al depósito de caída P1 se emplazaron sus respectivos flujos de pómez y lodo con pómez P1. En algunos puntos se encontró una ceniza negra en la cima de la columna que fue fechada en 450±40 años BP (Heine y Heide-Weise, 1973).

Esta barranca contiene depósitos de lahares que se encuentran intercalados entre los depósitos de flujos de pómez y de oleadas (MP-283 y MP-281). La figura 31 presenta columnas estratigráficas tomadas en diversos lugares de la barranca que muestran algunos de los depósitos descritos anteriormente.

En la parte alta de la barranca (MP-51) se identificó una secuencia de más de 25 m que incluye depósitos de lahar, un flujo de escoria de 10 m de espesor, flujos de ceniza y en la cima un suelo. El flujo de escoria contenía carbón y la edad obtenida mediante el método ^{14}C fue 1,175 años BP Cal (775 AD Cal). La figura 32 muestra la columna estratigráfica y las fotos del flujo de escoria y el carbón

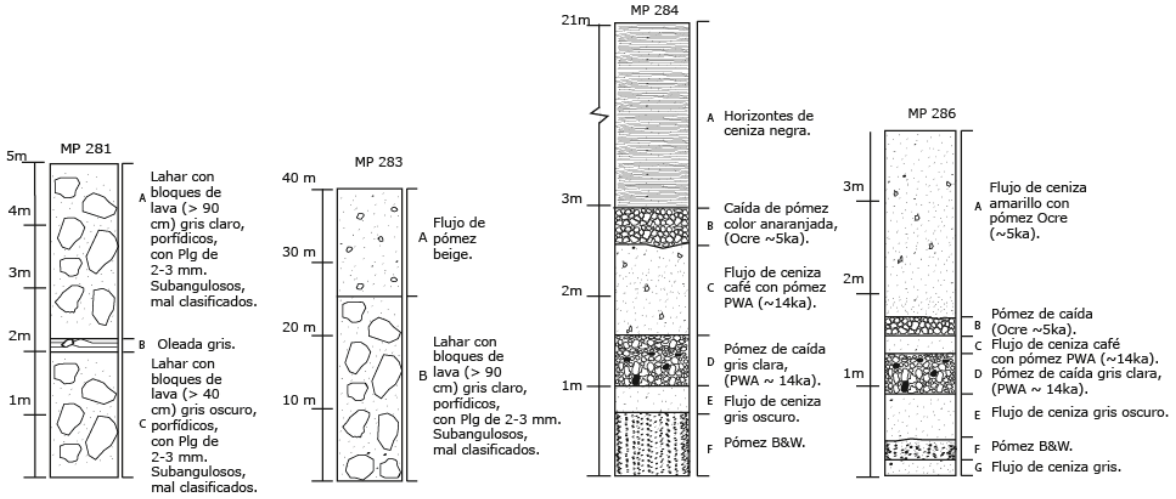


Figura 31. *Columnas estratigráficas observadas en la barranca Nexpayantla.*

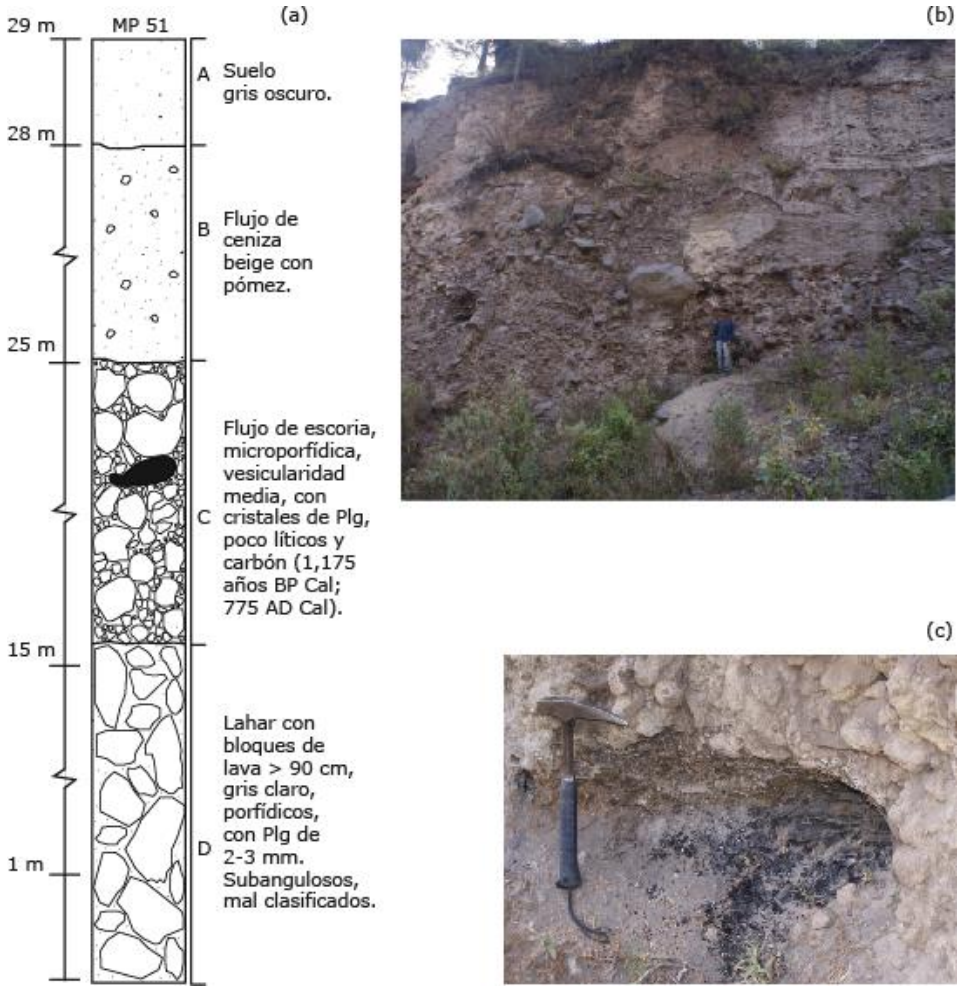


Figura 32. *Columna estratigráfica (a) y foto panorámica del flujo de escoria (b) y acercamiento del afloramiento donde se encontró la muestra de carbón (c).*

Nexapa- Amecameca

En el área de Nexapa y Amecameca se identificaron depósitos de flujos ceniza con pómez anaranjada, porfídica, vesicularidad alta, denominada pómez Ocre o P5 asociada a una erupción ocurrida hace 5,075±50 a 4,370±60 años BP (Arana-Salinas, et al., 2010; Martin del Pozzo et al., 1997; Siebe et al., 1996b; Heine y Heide-Weise, 1973;). Los depósitos de la P5 están cubiertos por la pómez de caída beige claro (P2) con pocos líticos y sus flujos de ceniza y lodo con pómez que se asocian a la actividad eruptiva del año 100 AD (2,610±60 a 1,910±60 años BP, Plunket y Uruñuela 1998; y Siebe et al., 1996b). Esta erupción fue la que afectó al área de Tetimpa al noreste del volcán (Plunket y Uruñuela, 2006). Sobreyaciendo a los depósitos anteriores se encuentra una pómez de caída color crema, subangulosa, con pocos líticos accidentales (P1) que corresponde a la actividad de hace 1,390±60 a 855±55 años BP (Heine y Heide-Weise, 197; Robin, 1984; Cantagrel et al., 1984; Robin y Boundal, 1987; Siebe et al., 1996b; Plunket y Uruñuela, 1998, 2006; Panfil, 1996). Estas fechas se relacionan con una erupción ocurrida entre el 650 y 850 AD.

También se observaron depósitos de lahares provenientes de la Barranca Nexpayantla intercalados entre los flujos de ceniza y lodo de las erupciones descritas anteriormente. Se identificaron lahares cubriendo flujos de ceniza con pómez anaranjada (P5) y flujos de lodo y ceniza con pómez beige claro (P2). En otras secciones, los lahares están cubiertos por flujos de ceniza y lodo con pómez color crema (P1). La Figura 33 presenta columnas estratigráficas que muestran que los flujos de lodo (P1) cubrieron depósitos de lahares (MP-285), y éstos a su vez a los flujos de ceniza (P2, MP-288), lahres y flujos más antiguos (MP-287).

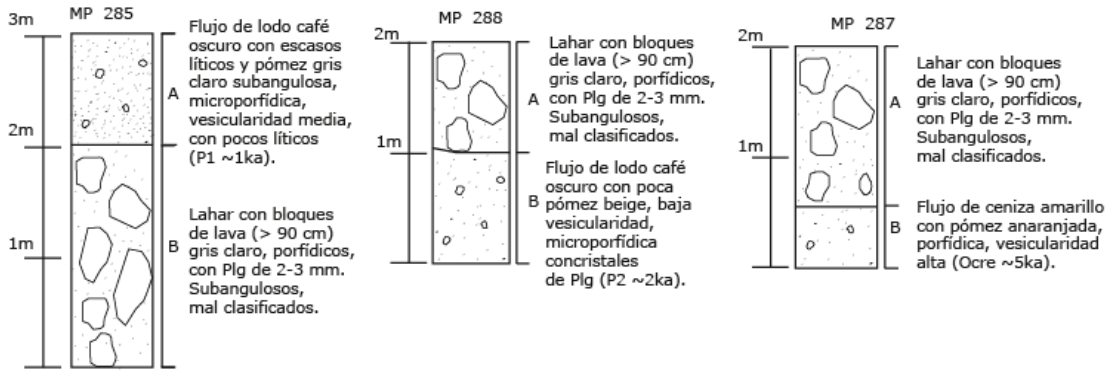


Figura 33. *Columnas estratigráficas tomadas en la entrada del pueblo de Nexapa.*

Entre Nexapa y Amecameca se identificaron depósitos de pómez de caída color crema, subangulosa, con líticos accidentales (P2) y sus flujos de ceniza con P2, cubiertos por flujos de ceniza y lodo asociados a la actividad que formó la P1. Estos depósitos se extienden desde el poblado de Nexapa (MP-235) hasta el norte de Amecameca (MP- 76) en donde fue posible encontrar material arqueológico que indica la existencia de civilizaciones antiguas que se vieron afectadas por la actividad del Popocatépetl. En los alrededores de Amecameca también se identificaron flujos de ceniza y de lodo con pómez P1 y/o P2 que contenían material arqueológico correspondiente a los periodos Clásico y Pos Clásico (Figura 34).

Al suroeste de Amecameca se llevó a cabo un rescate arqueológico, en donde se realizó la descripción de los depósitos volcánicos que se encontraron sobre y debajo de las construcciones prehispánicas. El sitio arqueológico fue divido en diferentes unidades, y en la Unidad 3 se identificó un muro del Clásico tardío que estaba cubierto por un flujo de lodo. Sobre éste se encontró una cimentación asociada a cerámica Azteca I y II (1,150 – 1,350 AD) que a su vez, está cubierta por oleadas de ceniza fina y flujos de ceniza con pómez beige. Sobre estos flujos se encontró otra cimentación del Posclásico tardío cubierta por dos flujos de lodo gris que pueden ser los referidos por Chimalpahín en 1492 y 1552 (Chimalpahín, 1612; Martin Del Pozzo et al., 2016). En la Unidad 1 se pudieron fechar dos de los depósitos que podrían estar asociados a las erupciones del siglo XIII mencionadas en el Códice Vindobonensis Mexicanos (Figura 35; Martin Del Pozzo et al., 2006).

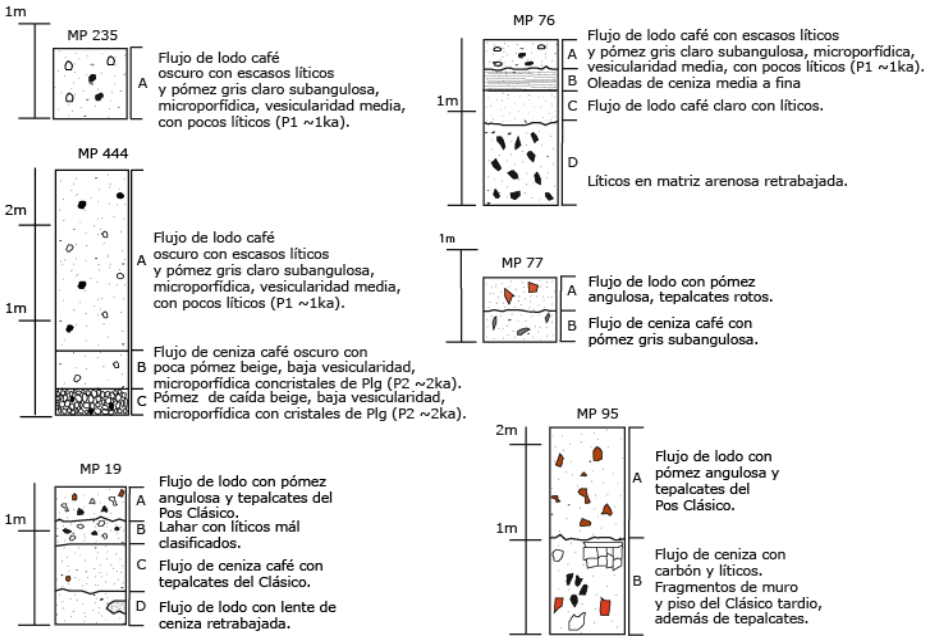


Figura 34. *Columnas estratigráficas de la zona Nexapa-Amecameca.*

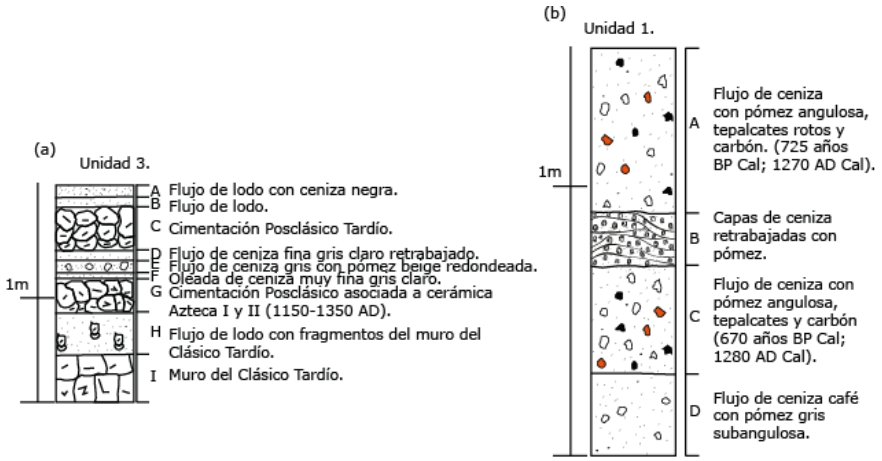


Figura 35. *Columnas estratigráficas del sitio arqueológico, (a) Unidad 3; (b) Unidad 1.*

La presencia de material arqueológico dentro de los flujos de ceniza y lodo con pómez P2 y P1 indica que las poblaciones asentadas en lo que hoy es Amecameca y zonas aledañas, fueron afectadas por eventos volcánicos en los años 100 (P2), 650-850 (P1), 1280, 1270, 1492 y 1552 AD. Los flujos llegaron a esta zona por las barrancas cercanas, principalmente la de Nexpayantla.

En el 2010, en un evento de lluvias anómalas, se produjo un derrumbe que generó un lahar que llegó hasta el poblado de Nexapa. El lahar rompió el puente y desborcdó en la entrada del pueblo, dejó grandes bloques del frente del lahar sobre las tierras de cultivo. Este suceso no causó grandes daños, pero sí mostró que el área de Nexapa-Amecameca es y ha sido afectada por flujos de ceniza, de lodo y lahares.En el 2008, Huggel et al., modelaron un lahar y obtuvieron un mapa de probabilidades de afectación por este fenómeno para toda la zona oeste del volcán, en donde se observa que las poblaciones de Nexapa, Amecameca, Atlautla, Tepetlixpa y Ozumba podrían ser alcanzadas por lahares como se constató en este trabajo.

Tepetlixpa-Ozumba-Atlautla

En el área de Tepetlixpa-Ozumba-Atlautla se identificaron depósitos que se asocian a actividad eruptiva mayores o iguales a 2000 años por contener pómez P2. También aquí se identificaron depósitos de flujos de ceniza que contienen tepalcates considerados del Preclásico Superior por sus características (Figura 36). Esta área presenta varios niveles de ocupación que reflejan la migración y posterior repoblamiento de la zona.

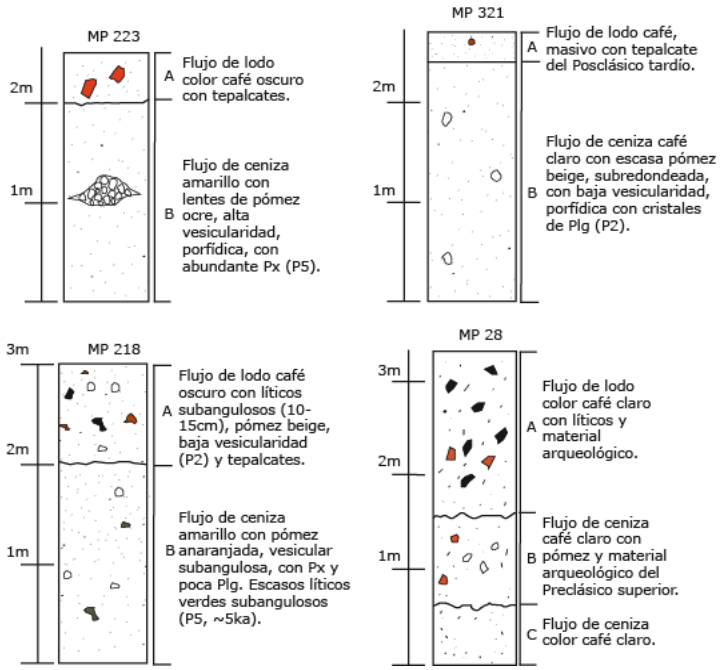


Figura 36. *Columnas estratigráficas con material arqueológico encontrado en la zona de Tepetlixpa-Ozumba-Atlautla.*

Los depósitos observados en la zona muestran que en la base hay flujos de ceniza que subyacen a los depósitos de la pómez de caída Blanco y Negro, cubierta por la pómez de caída PWA y su flujo de ceniza que contiene pómez y líticos de la PWA; cubriendo a estos depósitos de ~14 ka se encuentra la pómez de caída P5 y el flujo de ceniza con pómez P5 de ~5 ka. Sobreyaciendo al flujo de ceniza está una pómez de caída color crema a beige, con muy baja vesicularidad, porfídica, con pequeños cristales de Plg y Px identificada como la pómez P2 y sus flujos de ceniza y lodo con pómez (Figura 37).

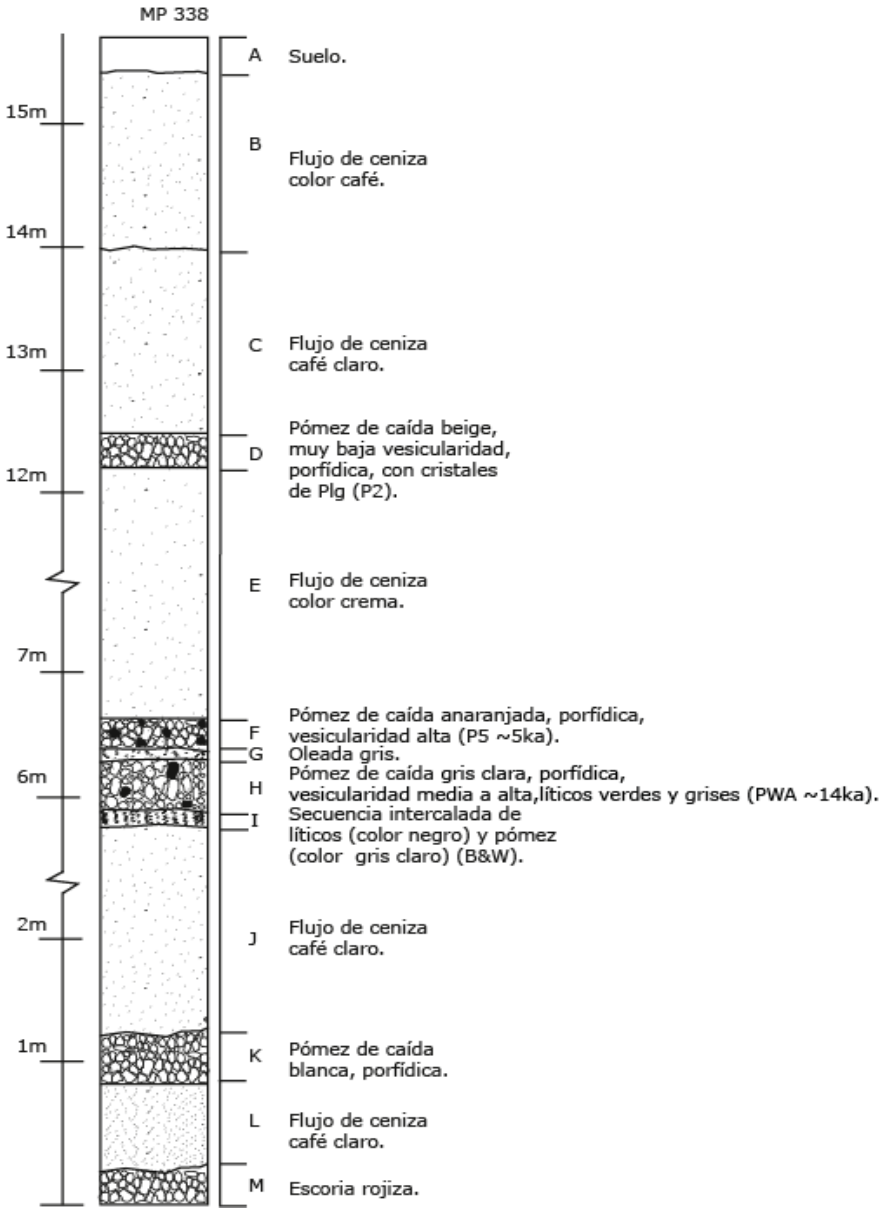


Figura. 37. *Secuencia estratigráfica de Chimalhuacán.*

San Juan Tehuixtitlán

En la zona, ubicada al NE de Tehuixtitlán, se encuentra un depósito de lahar de edad menor a 2 ka. Debajo de este lahar hay una secuencia conformada por depósitos de flujos de ceniza y de pómez de caída que incluyen la PWA o Tutti Frutto, la P5 o Pómez Ocre y la P2 o Pómez Lorenzo. Se observaron depósitos de flujos de ceniza con pómez gris y líticos verdes pertenecientes a la PWA, cubiertos por un depositó de pómez de caída anaranjada vesicular (P5) y sus flujos de ceniza con pómez P5. En algunas zonas se depositaron lahares directamente sobre una pómez de caída (P2) y en otras cubren un flujo de ceniza con pómez P2 (Figura 38).

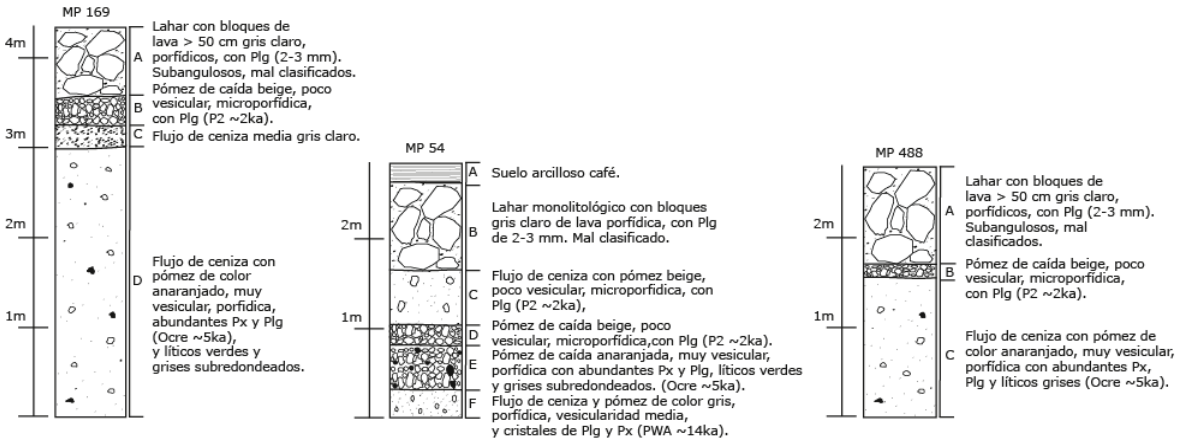


Figura. 38 *Columnas estratigráficas que muestran la secuencia de los depósitos en la zona de Tehuixtitlán.*

Ayapango-Zentlalpan.

En la zona de Ayapango-Zentlalpan se identificaron depósitos de flujos de ceniza con pómez anaranjada, subangulosa (P5) y flujos de ceniza y de lodo con pómez color crema, subredondeada (P2). Esta área tiene varios volcanes monogenéticos alrededor que presentaron actividad durante el emplazamiento de los flujos de ceniza y de lodo. En algunos puntos, sobre todo al este de Ayapango (MP-423), se presentan horizontes de ceniza de caída negra intercalada entre los flujos de ceniza y lodo con pómez P5 y P2, asociados a los volcanes monogenéticos vecinos. En otros lugares fue posible encontrar flujos de ceniza y de lodo con pómez P5 y P2 en contacto directo (MP-141), debido a que se encuentran más lejos de la zona de volcanes monogenéticos (Figura 39).

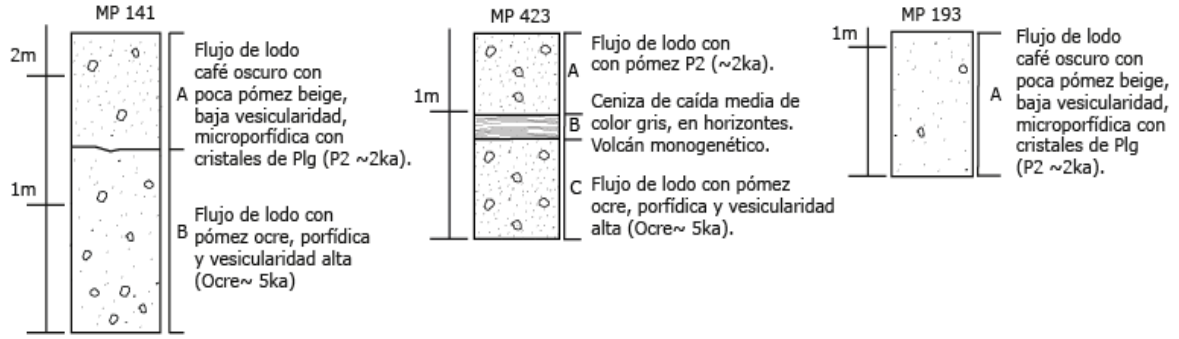


Figura. 39*. Columnas del área de Ayapango-Zentlalpan.*

En esta zona, los volcanes monogenéticos limitaron al norte y al oeste el emplazamiento de los flujos de ceniza y lodo de las erupciones de hace 100 años AD (P2) y la de 650 y 850 años AD (P1). Los flujos generados por las erupciones de mayor magnitud como la P5 (~5 ka) y la PWA (~14 ka), sí lograron sobrepasar las barreras topográficas y cubrir una extensión mayor.

Cuijingo-Tenango

En la zona de Cuijingo-Tenango, a 24 km del cráter, se observaron depósitos de caída y flujos de ceniza de edades mayores o iguales a la pómez P5 o Pómez Ocre (~ 5 ka). Los depósitos identificados corresponden a la pómez Blanco con Negro cubierta por la pómez PWA o Pómez Tutti Frutti con sus flujos de ceniza y de lodo con pómez PWA. En algunos lugares, sobre el flujo anterior hay una ceniza de caída color gris que pertenece a los volcanes monogenéticos y sobre ella hay un flujo de ceniza con pómez anaranjada (P5 o Pómez ocre). Al parecer esta área no se ha visto afectada por flujos de lodo y ceniza menores a 5,000 años debido a los volcanes monogenéticos que han servido como barrera (Figura 40).

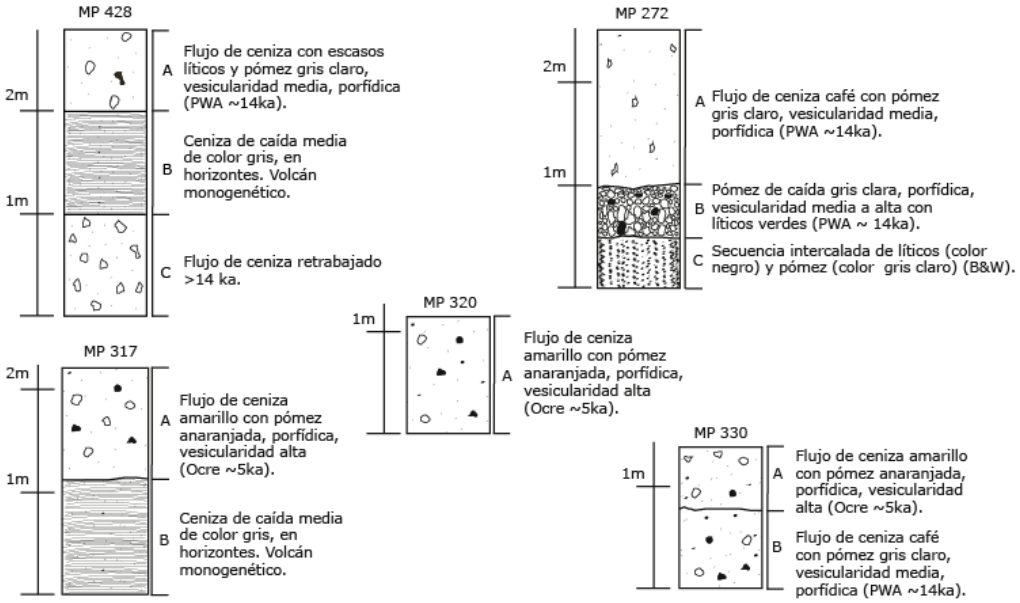


Figura. 40. *Secciones estratigráficas de la zona Cuijingo-Tenango.*

Resultados

Los depósitos identificados como marcadores estratigráficos en la parte noroeste de la zona incluyen al depósito de pómez Blanco y Negro, caída de pómez de ~14,000 años, flujo de lodo con pómez de ~14,000 años, caída de pómez de ~5,000 años, flujo de lodo con pómez de ~5,000 años, y flujos de lodo con pómez y lahares de eventos ocurridos en los años 100 (P2), 650-850 (P1), 1280, 1270, 1492 y 1552 AD.

Muchos de los depósitos más recientes fueron cubiertos por zonas urbanas o perturbados por arado y cultivo, sin embargo, fue posible excavar varios pozos incluyendo los arqueológicos. La zona ha sido afectada por numerosos flujos de lodo principalmente. Los flujos de ceniza de alrededor de 2 ka afectaron a la zona de Ameca y Tepetlixpa y algunos están retrabajados. Los depósitos asociados a erupciones y sobre todo a sus lahares, posteriores a 850 años AD se agruparon en el grupo P1 que incluye los eventos de 1270, 1492 y 1552. Como muestra la actividad reciente los lahares siguen siendo recurrentes en el área.

10. Registro histórico y arqueológico

Jorge Portocarrero Martínez y Ana Lillian Martin Del Pozzo

El volcán Popocatépetl ha estado ligado a la vida cotidiana de los diferentes grupos humanos que se han asentado en sus inmediaciones; esto se pudo observar a través del registro histórico y arqueológico. Primero Seele en 1973 y posteriormente Plunket y Uruñuela (1998, 2006, 2008) reportan el abandono de asentamientos ubicados al noreste del Popocatépetl debido a erupciones plinianas que produjeron grandes caídas de pómez y lahares; eventos ocurridos alrededor de 100 B.C. y 800 A.D. De acuerdo a la cronología mesoamericana, la erupción ocurrida en la primera centuria se ubicó dentro del Preclásico Tardío debido a que se encontró cerámica de este periodo en flujos de lodo en el área de Tepetlixpa durante el trabajo de campo que se llevó a cabo para la elaboración del Mapa de Peligros.

En los sitios arqueológicos de Tetimpa (Plunket y Uruñuela 1998, 2006, 2008) localizado en el estado de Puebla, y en el sitio de Amecameca, Estado de México; se observó como los materiales arrojados por el volcán afectaron a los dos asentamientos. En cuanto a los documentos históricos se revisaron los códices, fuentes indígenas y españolas donde se describe la actividad del Popocatépetl, así como las afectaciones producidas por el volcán.

El trabajo de campo se realizó en el área norte-noroeste del Popocatépetl y comprende los municipios de Amecameca, Ayapango, Ozumba, Tepetlixpa, Juchitepec, Atlautla, Cocotitlán y

Tlalmanalco; consistió en las mediciones de columnas estratigráficas y la recolección de muestras tomando en cuenta los materiales arqueológicos encontrados en los estratos registrados para correlación. También se trató de determinar la afectación en la población prehispánica.

Los tipos cerámicos diagnósticos que se encontraron en los sitios de Amecameca, Nepantla y Tierra Vieja sirvieron de referencia cronológica y corresponden a tipos del Preclásico Superior (400 B.C. a 200 A.D.), Clásico Tardío (450-600 A.D.) y Posclásico Tardío (1200 a 1521 A.D.). La identificación de la cerámica del Preclásico Tardío (Fig. 41a), se basó en las formas cerámicas provenientes de la Cuenca de México y del área de Morelos cercana a la zona de Nepantla. Para la identificación de los tipos cerámicos para el Clásico Tardío se tomaron en cuenta las formas y acabado (monocromos pulido) los cuales corresponden a tipos Teotihuacanos de la fase Xolalpan (350-650 A. D.; Alva, 2012). Los Tipos cerámicos diagnósticos del Posclásico Tardío son los Azteca, Texcoco y Chalco. La cerámica chalca se caracteriza por ser una cerámica policroma, presenta fondos blancos, naranja y naranja rojizo con diversos elementos decorativos (Figura 41b y 41c). El tipo Texcoco presenta bruñido y sus colores principales son el rojo, vino y negro, con diversos elementos decorativos (Figura 41d y 41e) y la cerámica Azteca es de color naranja y presenta motivos decorativos color negro (Figura 41f). En cuanto a la ocupación Preclásica en el sitio de Amecameca, se hallaron en superficie escasas figurillas de este periodo, más en cuanto a la excavación no se llegó a ese nivel por la premura en la construcción de la carretera.

En la zona de Amecameca se delimitó un área de estudio designada como la Unidad 1 (Figura 42), la cual es un conjunto habitacional con cuatro cuartos dispuestos de manera rectangular con tlecuiles (fogones), presenta tres niveles de ocupación Posclásica Tardía y material cerámico Teotihuacano (Clásico Tardío). La estratigrafía está compuesta por un flujo de lodo que corresponde al primer nivel ocupacional y material cerámico del Clásico Tardío. Sobre este flujo de lodo se encontró un flujo de ceniza con pómez bajo las cimentaciones y un apisonado perteneciente al segundo nivel ocupacional. Sobreyaciendo al apisonado se encuentra un flujo de ceniza con cimentación del Posclásico Tardío. En la figura 43 se puede observar la Capa D que corresponde a un apisonado y cimentación del Posclásico Tardío (segundo nivel ocupacional); la Capa C, es un flujo de lodo y parte de la cimentación del Posclásico Tardío que corresponde al nivel ocupacional 2. La Capa B, es un apisonado, comprende el nivel ocupacional 3 del Posclásico Tardío. La Capa A es un flujo de ceniza con pómez y material arqueológico del Posclásico Tardío. En la Unidad 1 se colectaron dos muestras de carbón que se fecharon en Cal AD 1270 (Cal BP 725) y Cal AD 1280 (Cal BP 670).

Figura 41. *Tipos de cerámica. (a) Cerámica Preclásico Tardío, sitio Tierra Vieja; (b) Cerámica Chalco Policromo fondo naranja; (c) Chalco Policromo fondo blanco y negro; (d) Cerámica Texcoco Rojo; (e) Cerámica Texcoco Rojo-café con decoración de pintura negra; (f) Cerámica Azteca con decoración de pintura negra.*

Figura 42. *Unidad 1 vista Popocatépetl desde el Sitio Amecameca.*

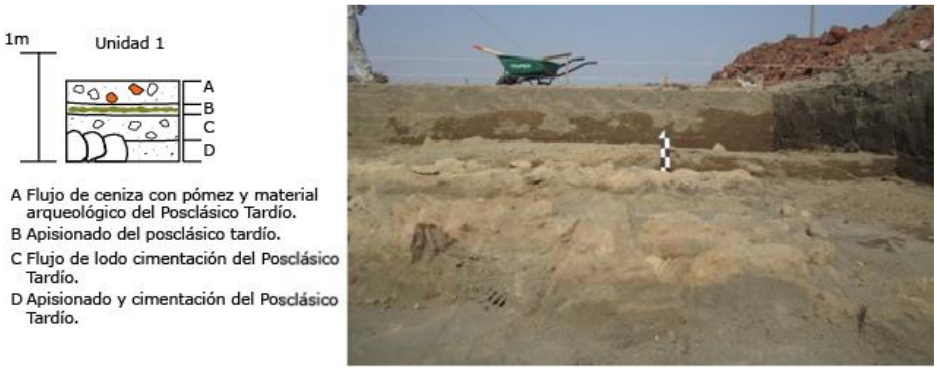


Figura 43. *Flujos de lodo entre los apisonados.*

En la Figura 44 se observa la Capa I que es un muro del Clásico Tardío, cubriendo el muro hay un lodo amarillo con fragmentos del muro del Clásico Tardío (Capa H). La Capa G es una cimentación del Posclásico asociado a cerámica Azteca I y II (1150-1350 AD). La Capa F es una oleada de ceniza gris muy fina, la cubre un flujo de ceniza gris con pómez redondeada (Capa E) y sobre ésta hay un flujo de ceniza gris retrabajado (Capa D); la Capa C es una cimentación del Posclásico Tardío, la cubre un flujo de lodo (Capa B) y sobreyaciendo se encuentra un flujo de lodo con ceniza negra (Capa A) que puede corresponder a los eventos de 1492 y 1552.

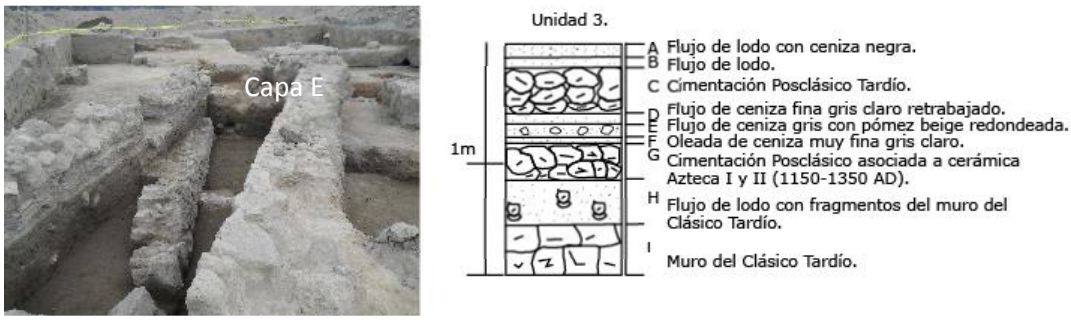


Figura 44. *Unidad 3, Sitio de Amecameca*.

En Amecameca se registraron otras secciones con materiales arqueológicos. En el área cercana al río Los Reyes, en un pozo (MP 19) se encontró cerámica del Clásico Tardío (400-650 A.D.) y del Posclásico Tardío (1200-1521 A.D.). La Capa D es un flujo de lodo. La Capa C, un flujo de ceniza café con cerámica del Clásico Tardío. La Capa B es un lahar con líticos mal clasificados y la Capa A presenta un flujo de lodo con pómez angulosa y cerámica del Posclásico Tardío (Figura 45). Al oeste del Fraccionamiento Tamariz en las secciones MP 398 y MP 399 se encontró cerámica del Posclásico Tardío en ceniza degradada.

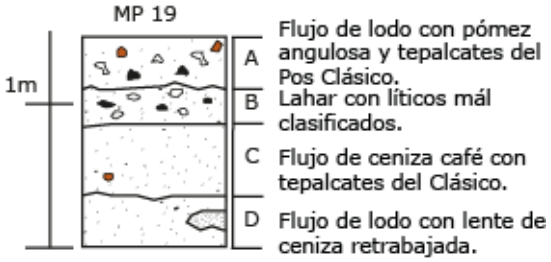


Figura 45. *Columna estratigráfica del punto MP 19, Los Reyes.*

También en Amecameca se describió un sito con un flujo de lodo en el que se encontró un fogón prehispánico asociado con cerámica del Posclásico Tardío. Este flujo está cubierto por un flujo de lodo gris (MP 440). Una muestra de carbón proveniente del fogón, fue fechada mediante ^{14}C en Cal Ad 1470 (Cal BP 480; Figura 46).

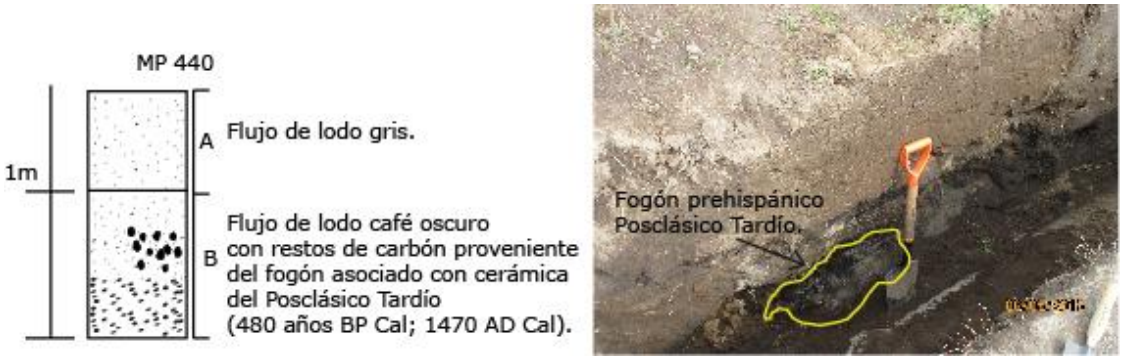


Figura 46. *Columna estratigráfica indicando la muestra de carbón del fogón prehispánico del Posclásico Tardío.*

En el poblado de Amecameca se encontraron apisonados y fragmentos de cerámica del Posclásico Tardío. La sección MP 499 está compuesta por un flujo de ceniza café con carbón y fragmentos de cerámica del Posclásico Tardío (Capa H). La Capa G, es un apisonado prehispánico del Posclásico Tardío; Capa F es un flujo de lodo con líticos redondeados; Capa E, un flujo de ceniza con pómez redondeada; Capa D es un flujo de lodo con líticos redondeados y cerámica del Posclásico Tardío; la Capa C, es un flujo de ceniza café; la Capa B es un apisonado arcilloso prehispánico del Posclásico Tardío; Capa A, ceniza negra. El carbón fue recolectado y fechado mediante ^{14}C con una edad de Cal AD 1485 (BP 465; Figura 47).

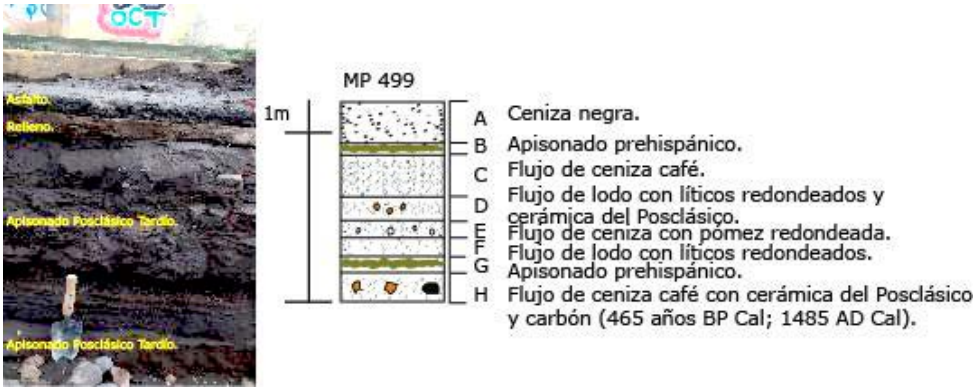


Figura 47. *Columna estratigráfica del punto MP 499, apisonados y carbón del Posclásico Tardío.*

En la zona este del poblado en una capa compuesta de ceniza degradada hay cerámica del Posclásico Tardío (MP 195 y MP 196). En la zona del Río Panoaya (MP 77) también se encontraron fragmentos de cerámica del Posclásico Tardío en una capa compuesta de lodo café con líticos y pómez.

En la región del valle de Amecameca, en las inmediaciones de los poblados de Pahuacan (MP 105) y Huehuecalco (MP 104 y MP 197), se halló cerámica del Posclásico Tardío en estratos de ceniza degradada a suelo. En Ayapango (MP 182) en un flujo de lodo, y en Poxtla (MP 140) en ceniza degradada, se encontraron fragmentos de cerámica del Posclásico Tardío.

En el área de Nepantla hay dos asentamientos: el sitio de Nepantla y el sitio de Tierra Vieja. El sitio de Nepantla está conformado por un conjunto de 4 basamentos contemporáneos, pero solo uno se excavó mediante una cala de aproximación para el registro de la cimentación, debido a que las excavaciones estaban limitadas por el trazo de la carretera Chalco-Cuautla. La estratigrafía del sitio tiene tres capas: La capa C se compone por un flujo de lodo con material arqueológico, dos canales y material de derrumbe del Posclásico Tardío. En esta capa hay un apisonado y dos canales hidráulicos, canales hechos en el lodo asociado con cerámica Azteca, Texcoco y Chalco (Posclásico Tardío). La capa B está compuesta por un lodo amarillo oscuro con material arqueológico y material de derrumbe del Posclásico Tardío. En el contacto entre esta capa y la capa C, hay material de derrumbe de dicha estructura. La capa A es suelo de cultivo donde se encuentra el desplante de la estructura (Figura 48).

Figura 48. *Columna estratigráfica del Sitio Nepantla, se observan sistema de canales.*

En el sitio de Tierra Vieja se liberó parte de una estructura compuesta por un muro en talud con cornisa y escalinatas hechas con lodo amarillo y un muro recto adosado; asociado con cerámica del Preclásico Superior (400 B.C.-200 A.D.). Tanto el muro en talud com el muro recto están hechos con lodo y presentan el aplanado hecho del lodo. El sitio de Tierra Vieja está constituido por 7 montículos alargados contemporáneos, de los cuales solo se excavó en uno (n. 5). La excavación se llevó a cabo en la cima de dicho montículo, por lo cual la estratigrafía es cultural. El relleno del montículo está compuesto por tres capas: La capa 3, es arcilla quemada de origen cultural; la capa 2 es un lodo amarillo y la capa 1 es suelo con vegetación (Figura 49). En esta zona se utilizaron los materiales volcánicos más antiguos como material de construcción.

En el poblado de Tepetlixpa, dentro de un flujo de lodo se halló cerámica del Preclásico Superior (400 B.C.-200 A.D.; MP 28). Esta sección está compuesta por tres capas: un flujo de ceniza café claro (C); un flujo de ceniza café claro con pómez y fragmentos de cerámica (B) y un flujo de lodo café claro con líticos, fragmentos de cerámica y un fragmento de figurilla (Figura 50a). El punto MP 28 es una excavación, donde el material cerámico obtenido permitió identificar las formas cerámicas del Preclásico Superior; esto puede correlacionarse con el sitio de Tetimpa (Plunket y Uruñuela 1998, 2006, 2008). También en el poblado de Tepetlixpa (Figura 50b) se encontró un fragmento de cerámica del Posclásico Tardío en un estrato superior compuesto por un flujo de lodo café (MP 321). En Cuecuecuautitla (MP 149) en un lodo café rojizo con pómez, se encontró cerámica del Posclásico Tardío del tipo Texcoco (Figura 50c).

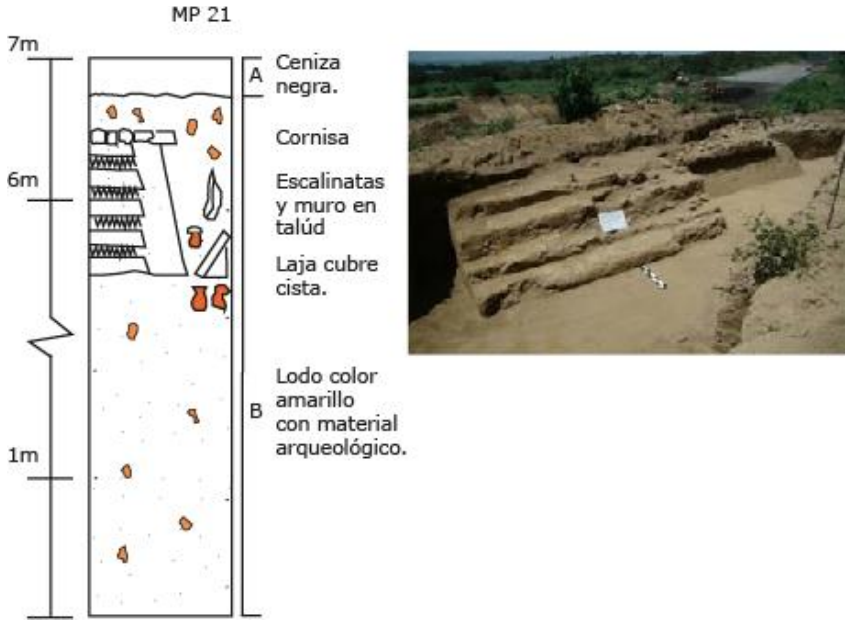


Figura 49. *Escalinatas con muro en talud y cornisa con muro recto, sitio Tierra Vieja; hechos con el mismo lodo.*

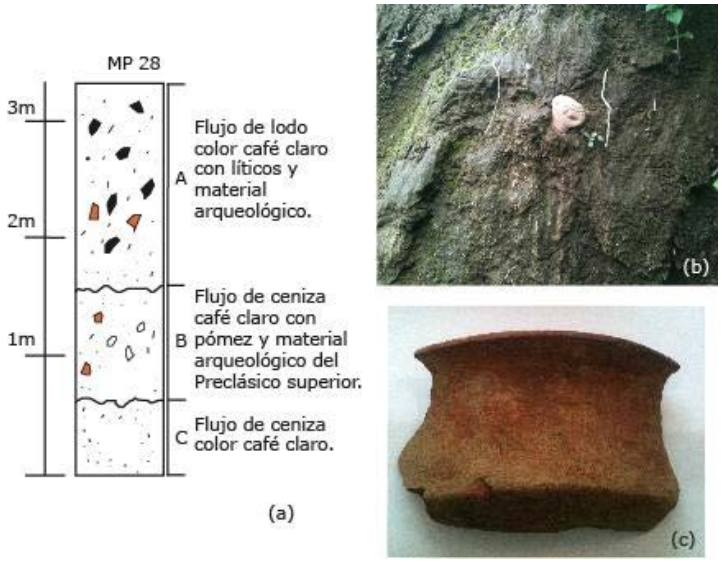


Figura 50. *Zona Tepetlixpa (a) Columna estratigráfica MP 28; (b) Fragmento de figurilla; (c) Cerámica del Preclásico Superior.*

En San Juan Tehuixtitlán, también se encontró un fragmento cerámico en un lodo café (MP 100), por su forma probablemente pertenezca al Preclásico Superior. En la zona de San Juan Coxtocan (MP 306) en una capa de ceniza se encontró un fragmento del tipo Azteca y en Tlamapa (MP 300) en un flujo de lodo café con líticos hay fragmentos de cerámica del Posclásico Tardío. En San Lorenzo, municipio de Tlalmanalco, se halló material cerámico del Posclásico Tardío en un flujo de lodo café con líticos y pómez (MP 374).

Se establecieron cronologías para el área de Amecameca, en el Clásico Tardío y Posclásico Tardío. En Amecameca los flujos de lodo afectaron a la población establecida en dicha área. Posterior a la ocupación Teotihuacana del Clásico Tardío, hay un abandono de la zona y esta no fue vuelta a ocupar hasta el Posclásico Tardío, cuando llegaron los Totolimpanecas a la zona y fundaron la ciudad de Amecameca. El muro Teotihuacano de la Unidad 1 está cubierto por un flujo de lodo, indica que el volcán fue causa del abandono del asentamiento. En el Posclásico Tardío existe más evidencia de la actividad del volcán. Los eventos registrados en 1492, 1509-1510 y 1519 A.D. por Chimalpahín (1612, 1998) se pueden observar en la estratigrafía del sitio de Amecameca; los eventos corresponden a caídas de ceniza y pómez (1509-1510 y 1519) y lahares (1492 y 1552).

Las muestras de carbón que se fecharon por ^{14}C, correspondientes al asentamiento de Amecameca Cal AD 1225 (Cal BP 725) a Cal AD 1280 (Cal BP 670), concuerdan con la cronología dada por la cerámica del Posclásico Tardío (1200-1521 AD). En el área de Amecameca, la ocupación fue del Posclásico Tardío y corresponde a los fechamientos Cal AD 1470 (cal BP 480) y Cal Ad 1485 (Cal BP 465), los cuales podemos ubicar cronológicamente dentro del Posclásico Tardío (1200-1521 A.D.). Por otro lado, la evidencia de la ocupación del Clásico Tardío se encontró en los flujos.

En el área de Nepantla, en el sitio de Tierra Vieja, se identificó como los habitantes hicieron uso de los componentes del flujo para la construcción de estructuras arquitectónicas, mientras que, los pobladores del sitio de Nepantla se asentaron sobre dicho flujo; aunque sobre éste hicieron un apisonado y un sistema de canales.

Otro aspecto a considerar es el abandono y reocupación del área; ya que el sitio de Tierra Vieja se ubica en el Preclásico Superior y el sitio de Nepantla en el Posclásico Tardío. En consecuencia, se pudo establecer que, posiblemente, la estructura hecha a base de lodo fue hecha de un viejo flujo, como podría ser el evento de la pómez ocre o la PWA y que el abandono del sitio pudo ser provocado por el evento ocurrido en 100 A.D. (P2), mismo que originó el abandono del sitio de Tetimpa (Plunket y Uruñuela, 1998, 2006, 2008), para ser reocupado posteriormente en tiempos del Posclásico Tardío.

En el Códice Vindobonensis (Anónimo, 1500) se tiene la representación del Popocatépetl con actividad eruptiva entre 948-1346 A. D. Chimalpahín (1612) reporta que el Popocatepétl antiguamente había humeado y dejado de humear antes de 1347. Alvarado (1609) y Chimalpahín (1612) mencionan que en 1363 los Aztecas vieron humo negro salir del volcán. En 1492 el cerro Ixmatlatzin, que se ubicaba entre el Popocatépetl e Iztaccíhuatl se derrumbó, inundando Amecameca (Chimalpahín 1612). En 1509 hubo una erupción que podría considerarse como un evento grande y lo describe como un nubarrón muy negro que llegaba a la mitad del cielo (Chimalpahín 1612; Anónimo 1554-1563; Anónimo 1565). Se considera que los eventos ocurridos en 1347, 1363, 1492 y 1509 se pueden correlacionar en el sitio arqueológico de Amecameca. La erupción de 1519 fue mencionada por Cortés (1520) en sus Cartas de Relación y habla sobre un gran bulto de humo tan grande como una casa que el viento no lo puede torcer. Bernal Díaz (1575) describe la columna de humo que echa fuego, piedras ligeras medio quemadas y ceniza, hay temblores y fue visto hasta Tlaxcala. Este evento (1519) también es registrado en el Lienzo de Tlaxcala (Chavero 1892) y en el Códice Florentino (Sahagún 1577). Otros autores como López de Gómara (1552), Cervantes de Salazar (1560), Solís y Rivadeneira (1684), Herrera y Tordesillas (1726), y Mártir de Angleria (1526) mencionan este evento (Martin et al. 2016).

Antes de 1528 había grandes emisiones de ceniza que ocurrían tres o cuatro veces al día, tan grandes como el ancho y altura de la torre principal de la Catedral de Sevilla; después cesó la actividad (Benavente, 1541). En 1539, de acuerdo a Díaz del Castillo (1575) la actividad del volcán empezó de nuevo, produciendo cenizas, rocas y "grandes llamaradas". En 1540 hubo una erupción explosiva, la cual produjo caída de ceniza en Tlaxcala, Cholula, Huejotzingo, Tetela y otros asentamientos (López de Gómara, 1552; Anónimo, 1533-1569). Chimalpahín (1612),

menciona que en 1552 se precipitaron las aguas hacia el poblado de Amecameca, amenazando con destruir el pueblo; posiblemente un lahar. Estos eventos son considerados como los que afectaron al sitio de Amecameca registrados en la excavación.

En 1580 hubo una explosión que fue escuchada en Tochimilco y produjo caída de ceniza a 55 kilómetros de distancia (Acuña, 1986). La actividad de 1663-1665 estuvo bien documentada. En octubre de 1663 una densa nube salió del volcán produciendo oscuridad. En enero de 1664 se describen "fuego" y ceniza. En Puebla cayó mucha ceniza y pómez. Las ventanas y puertas se abrieron abruptamente, las escaleras del convento y varias casas se cayeron, mientras la ciudad entera participaba en procesiones religiosas y "oraron a Dios por su misericordia" (Vetancourt, 1697). Hubo un temblor que se sintió en Puebla y Veracruz, la gente confundió los fuertes ruidos con los de artilleria (Alcalá y Mendiola, 1664). En 1665 hubo una explosión en el Popocatépetl que cubrió la tierra de fuego y arrojó balísticos (Gómez García et al., 2000). La ceniza ocasionó oscuridad por varios días, dañó cultivos y casas (Vetancourt, 1697).

Entre 1717-1720 el Popocatépetl tuvo pequeñas emisiones de cenizas (Alamán, 1844; AGN 1717; Orozco y Berra, 1886; Ajofrín, 1765; Clavijero, 1781). En 1803 se mencionan los daños causados por un temblor a la iglesia de Amecameca. La gente pensaba que estaba relacionado con el volcán y mencionan lluvias fuertes que causaban inundaciones, mismas que probablemente originaron pequeños lahares (AGN 1803). Humboldt (1844) reporta emisión de ceniza y humo en 1804. No se cuenta con información durante el periodo que abarca la lucha de Independencia a la Revolución.

Después de un periodo de reposo de más de 100 años, hubo emisiones de ceniza en 1919 que, continuaron en 1920. La actividad aumentó en 1921 y estuvo asociada a la formación de domos en el cráter que fueron destruidos parcialmente por las explosiones (Camacho, 1925; Murillo, 1939). Después de 1922, las emisiones de ceniza fueron menos frecuentes, aunque varias explosiones ocurrieron en 1925 y la actividad se detuvo eventualmente en 1927.

11. La erupción del siglo XVII

Hugo Delgado Granados

El volcán Popocatépetl podría ser considerado como un volcán de actividad eruptiva explosiva bimodal. Por una parte, el volcán lleva a cabo erupciones de tipo Pliniano (de gran magnitud) y por otra, lleva a cabo erupciones de tipo Vulcaniano, de menor magnitud. Esta diferencia del estilo eruptivo se manifiesta en que las erupciones plinianas, que se describen en el capítulo correspondiente, dejan una serie de depósitos de espesores variables, pero geológicamente distinguibles y se pueden describir (mediante cartografía y estudios estratigráficos) de manera que se puede establecer una secuencia de eventos a lo largo del tiempo. Por su parte, las erupciones vulcanianas no dejan tras de sí un registro geológicamente distinguible, no al menos de manera tan evidente como las erupciones plinianas. La erupción del Popocatépetl que inició a finales de 1994 y continua hasta nuestros días, se caracteriza por eventos explosivos vulcanianos que no han dejado un rastro geológico, es decir, no ha habido un depósito distinguible de esta erupción, a excepción de un depósito de flujo piroclástico en el flanco norte, asociado a la erupción de enero de 2001.La Tabla 6 muestra, de manera simplificada, algunas de las erupciones que pueden reconocerse a partir del registro histórico (Casanova Becerra et al., 1987; De la Cruz Reyna et al., 2001). Dos erupciones, de las 23 que se muestran, llaman la atención. La primera es la erupción que estaba en curso durante la llegada de los españoles a México, de la cual existen numerosas descripciones (i. e. Cortés, 1942; Díaz del Castillo, 1980), erupción que pudo continuar hasta 1528-1530 (Fray Toribio de Benavente, 1528 en: Guzmán Peredo, 1968). La segunda erupción particularmente notoria fue la del siglo XVII, esta erupción es, posiblemente, la erupción más importante en magnitud, que se haya registrado en tiempos históricos en el volcán Popocatépetl (al menos desde la erupción de 1345-1347; Rendón, 1965). Esta erupción es posiblemente la única en casi doce siglos de historia eruptiva del volcán Popocatépetl que haya dejado un registro geológico: depósitos piroclásticos. Se trata de una erupción cuya onda expansiva abrió puertas y ventanas a ~20km de distancia (ver relato de la erupción en la Tabla 7.

Las Cenizas Negras

Las "Cenizas Negras" del Popocatépetl se encuentran distribuidas alrededor del volcán como se muestra en la Figura 51. Prácticamente todos los investigadores que han trabajado en este volcán, han pisado estas cenizas y las han visto. Sin embargo, no existen estudios detallados de estas cenizas y lo que hay son menciones acerca de ellas. Desde la década de los setenta, las cenizas negras fueron fechadas por Heine y Heide-Weise (1973) en 450 años AP. Como se verá más adelante, existe un rango de fechas para estos depósitos piroclásticos. En 1994, se obtuvo un fechamiento de 335 años AP para una muestra de carbón, diseminado en un depósito de flujo piroclástico. Esta fecha sugería que el depósito podría estar asociado con la erupción del siglo XVII.

Tabla 6. Lista simplificada de la historia eruptiva del volcán Popocatépetl desde el siglo XIV. Al pie aparecen las citas que se muestran en la columna "Fuente" con número. Dentro de esta columna se menciona en paréntesis la página donde aparece la cita. Las citas completas aparecen en la lista de referencias.

Fecha	Descripción de la actividad	Fuente
1345-1347	Cambio del nombre: de Xalliquehuac ("arena que se levanta") a Popocatépetl ("cerro que humea"), emisión de cenizas	1 (p. 80)
1354	emisiones de cenizas y escorias	2 (p. 305)
1363	emisiones fumarólicas y de cenizas	3 (p. 45)
1488	emisiones fumarólicas y de cenizas	1 (p. 80)
1504	lluvia importante de cenizas y posibles flujos piroclásticos	3 (p. 120)
1512	caída de cenizas	4 (p. 12)
1518-1528	explosión vulcaniana con caída de poméz (lapilli-ceniza) seguida de fumarolas	5 (p. 193), 6 (p. 136), 3 (p. 46)
1530	emisiones pequeñas de ceniza	7 (p. 96)
1539-1540	erupciones vulcanianas con caída de ceniza de amplia distribución	6 (p. 136), 3 (p. 47 y 102)
1548	emisiones de lava y escorias	2 (p. 221)
1571	pequeñas emisiones de ceniza	2 (p. 309)
1580	caída importante de ceniza y lapilli desde una columna eruptiva alta y densa	8 (p. 88)
1590	emisiones de ceniza	3 (p.19)
1592-1594	emisiones de ceniza y actividad fumarólica	2 (p. 266)
1642	emisiones de ceniza	2 (p. 267)
1663-1664	erupción vulcaniana y una explosión que destruyó vidrios, puertas, etc. en Puebla	3 (p.192)
1665	emisiones de ceniza	9 (p. 205)
1666-1667	lluvia importante de cenizas	3 (p. 44)
1697	erupción vulcaniana con caída de cenizas y escoria	3 (p. 44)
1720	erupción explosiva que formó una densa nube de cenizas	2 (p. 325)
1802-1804	nubes de ceniza y fumarolas densas	7 (p. 65), 3 (p. 100)
1827-1852	emisiones cineríticas dentro del cráter, seguidas de fuerte actividad fumarólica	7 (p. 70), 10 (p. 52), 11 (p. 363)
1919-1927	emisiones de ceniza y formación de un domo central de lava	4 (p. 30)

1) Rendón, 1965; 2) Orozco y Berra, 1887; 3) Guzmán Peredo, 1968; 4) Murillo, 1939; 5) Cortés, 1942; 6) Del Castillo, 1980; 7) Sosa, 1948; 8) Acuña, 1986; 9) Lavarriere, 1858; 10) Gros, 1836; 11) Von Menz, 1982

Tabla 7. Cita de las erupciones de 1663-1664 y de dos años posteriores a ésta.

1663-1664
"*En 1594 cesó* (la actividad) *por octubre. El año de 1663 a trece de octubre, a las dos de la tarde, levantó con estrépito un plumaje de humo tan denso que oscurecía la región del aire; luego el año siguiente continuando el humo víspera de San Sebastián* (Febrero 24) *a las once de la noche, por la parte que mira a Puebla cayó de la boca un gran pedazo con tanto ruido, que se estremeció toda la ciudad y las ventanas y puertas se abrieron al golpe y el techo de la escalera de nuestro convento se vino abajo haciéndose rogativas y procesiones de sangre, pidiendo a Dios misericordia, porque la ceniza era en cantidad, y como piedra pómez, fue cesando el humo, y ahora es poco lo que despide que apenas se divisa ...* ". (Padre Betancourt) *"El día 24 de Junio arrojó gran cantidad de humo…".* (en: Guzmán Peredo, 1968; Pág. 192).
1665
"*Este año, a 20 de enero, día de San Sebastián, reventó el volcán y duró en estar cayendo ceniza cuatro días*". (Noticia publicada en el numero 75 del periódico quincenal "El Mexicano"). El padre Calvo, de la orden de los Jesuitas, menciona "*Por estos tiempos..., sucedió que el Volcán Popocatépetl vomitó cenizas por cuatro días, fenómeno que asustó grandemente a los mexicanos*". (Lavarriere, J., 1858. Pág.205).
1666
"*El día 24 de junio de 1666, arroja gran cantidad de humo el volcán Popocatépetl*." (Guzmán Peredo,1968, pág.44).

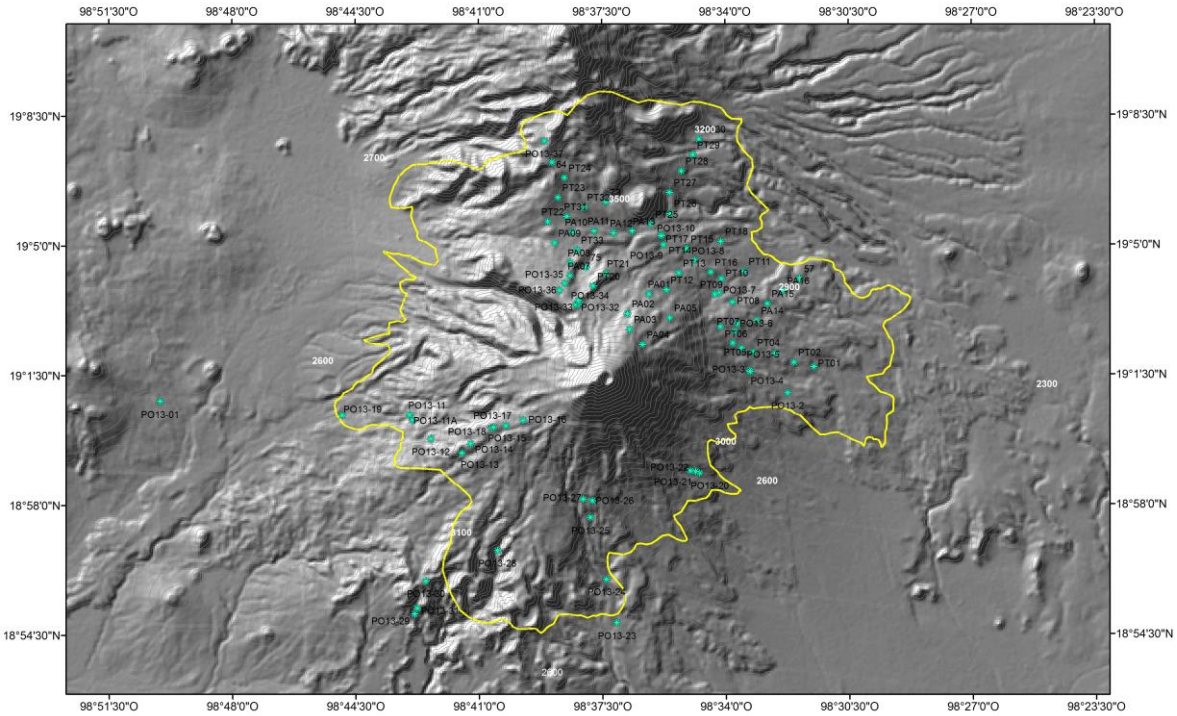


Figura 51. *Modelo digital de elevación del volcán Popocatépetl donde se muestra con línea amarilla el límite de la zona donde están distribuidas las Cenizas Negras. En verde, los puntos de verificación.*

Para poder conocer más acerca de la posible relación entre los depósitos "Cenizas Negras" con la erupción del siglo XVII se llevó a cabo un estudio de estos depósitos en más de cien sitios de observación, en donde se describieron los depósitos y se realizaron columnas estratigráficas (Figura 52a y 52b), en 50 de los cuales se tomaron muestras para realizar

análisis granulométricos (Figura 53) y se llevaron a cabo fechamientos de las algunas muestras de carbón obtenidas de los depósitos (Figura 54).

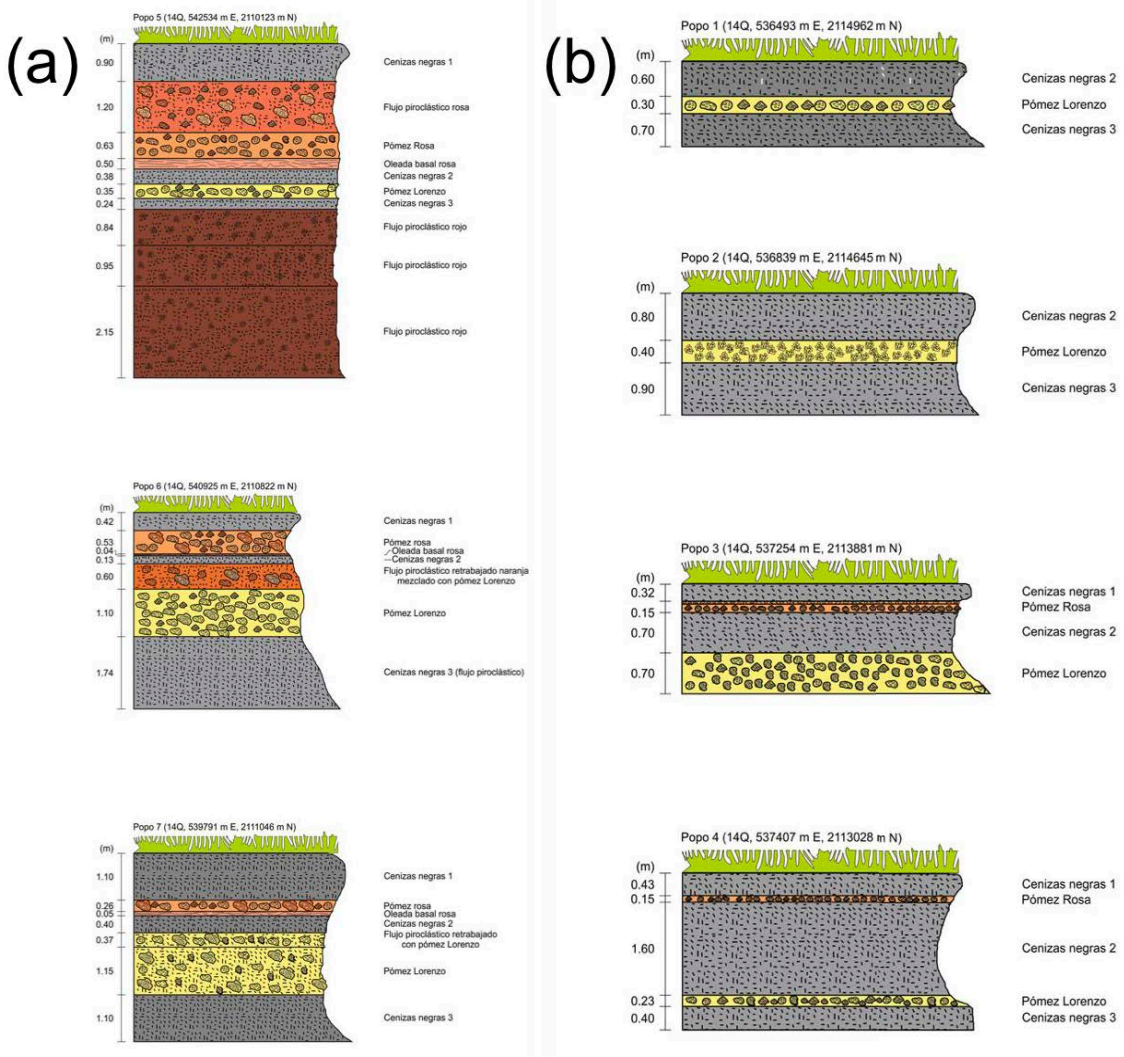


Figura 52. *a) y b) son algunas de las columnas estratigráficas levantadas en la zona de estudio. Sus localizaciones se encuentran anotadas sobre cada columna.*

Características de las Cenizas Negras

En este estudio se identificaron tres secuencias de Cenizas Negras, las cuales aparecen en las columnas de la Figura 53 anotadas como Cenizas Negras 1, 2 y 3. A partir de aquí, sólo se menciona "Cenizas Negras" al referirnos a las Cenizas Negras 1.

La unidad "Cenizas Negras" se encuentra en la parte superior de la columna estratigráfica. Normalmente, la parte superior de ellas muestra un suelo con diferentes grados de desarrollo, según su ocurrencia en zonas más o menos húmedas o al contenido de carbón dentro del depósito, que facilita la formación de cobertura vegetal al servir de elemento nutricional a las raíces de árboles y arbustos. Este suelo suele estar más desarrollado en la zona sur del volcán, aunque entre las cotas 3000 y 3800 msnm, generalmente se encuentran mejor desarrollados estos suelos.

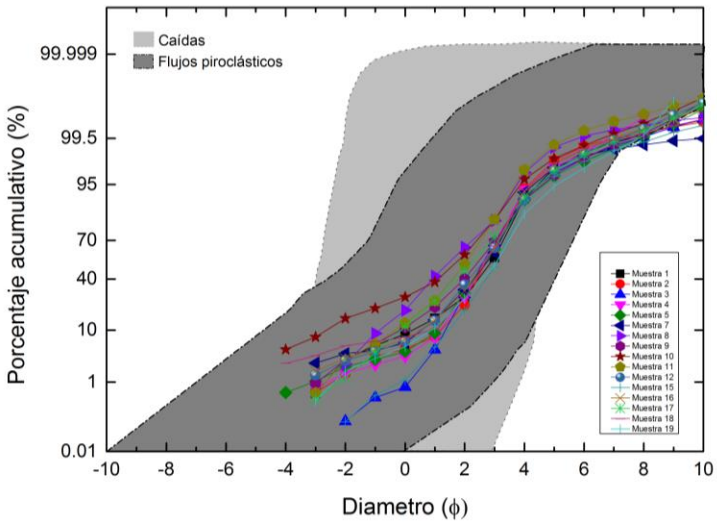


Figura 53. *Gráfica del porcentaje acumulativo de las muestras de Cenizas Negras y las tendencias de depósitos de caída y flujos piroclásticos (Cas and Wright, 1988).*

En la mayoría de los casos, las Cenizas Negras sobreyacen a los depósitos de caída de la última erupción Pliniana ocurrida en el Popocatépetl: la Pómez Rosa. Sólo en sitios donde la Pómez Rosa no se depositó o fue erosionada, cubre directamente a los depósitos piroclásticos de la Pómez Amarilla (Panfil et al., 1999), conocida también como Pómez Lorenzo (Siebe et al., 1997). En esta última circunstancia es difícil de distinguir como se describe más adelante. El depósito tiene un espesor que va de unos pocos centímetros hasta 1.80 metros, con un espesor promedio de 0.5 metros. Utilizando el área mencionada anteriormente y este espesor promedio, resulta un volumen del depósito de 0.215 km^3. El contacto inferior es nítido, pero en muchas secciones se trata de una superficie irregular (indicativa de un proceso erosivo). El depósito normalmente es masivo, aunque en algunas ocasiones pareciera mostrar algún indicio de estratificación paralela, pero no se puede decir con seguridad que la estratificación o laminación paralela existe, excepto donde el depósito ha sido retrabajado por procesos fluviales, donde claramente la laminación se debe a esto, como son las exposiciones del lado suroeste sobre el camino a la estación sísmica Chipiquixtle. En diversos afloramientos, esta naturaleza masiva es más notoria, porque las Cenizas Negras están dominadas por la matriz que consiste de cenizas líticas, e incluyen fragmentos de pómez redondeados provenientes de las capas inferiores, así como partículas de carbón diseminadas por toda la matriz del depósito. Las cenizas son de color gris oscuro debido a la abundancia de fragmentos líticos y algunos cristales de plagioclasa, piroxeno y en ocasiones olivino. Al observar los resultados de la granulometría (Figura 54) la tendencia de los depósitos de las Cenizas Negras muestran tendencias similares a los depósitos de flujo piroclástico.

Edad de las Cenizas Negras

Las muestras fechadas durante este estudio arrojaron edades variables entre ~335 y ~790 años AP. Las edades fluctúan entre ~285 a ~815 años AP. Estas edades corresponderían a los años ~1210 y ~1659 DC.

Tomando en cuenta la naturaleza de los depósitos de las Cenizas Negras, podría decirse que estos depósitos pertenecen a flujos piroclásticos que pudiesen estar relacionados con la erupción del siglo XVII. Los eventos eruptivos de 1663-1664 fueron, según las descripciones recopiladas (Tabla 6), los eventos eruptivos más intensos ocurridos posteriormente a la erupción Pliniana de la Pómez Rosa. Tanto los análisis granulométricos (Figura 54) y la naturaleza masiva del depósito, así como la relación erosiva del mismo respecto a las capas inferiores, parecieran confirmar que las Cenizas Negras podrían ser el depósito resultante de la erupción explosiva del año 1663 que abrió puertas y ventanas en Cholula y Puebla, y que tiró el techo de la escalera de un convento (Tabla 7). Las edades más jóvenes que se reportan aquí parecieran confirmar también esta relación, con las salvedades de la incertidumbre, dado que el carbón fechado se encontró en el sector oriental del volcán, diseminado dentro de una matriz de cenizas con estructura masiva, típica de un flujo piroclástico.

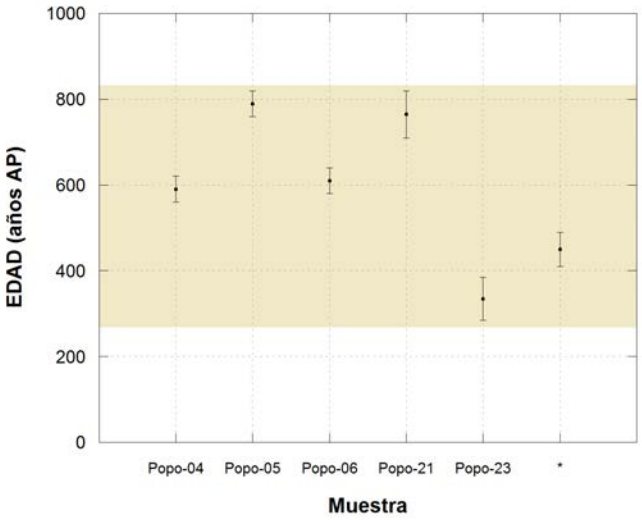


Figura 54. *Edad de las muestras de carbón tomadas de los depósitos de Cenizas Negras. El asterisco es la edad obtenida por Heine y Heide-Weise (1973).*

No obstante, es importante señalar que el resto de las edades no confirman esta edad, indican edades mayores que llegan hasta el año ~1210 DC, posterior a la edad de la Pómez Rosa, pero más vieja que las erupciones vulcanianas más antiguas documentadas. Un aspecto adicional, es la característica omnipresente de las Cenizas Negras en los alrededores del volcán Popocatépetl (Figura 51). De tratarse este depósito de Cenizas Negras, solamente relacionado con un evento vulcaniano, éste debió haber impactado también a otras poblaciones de los alrededores del volcán, no solamente en su sector oriental, pero no existen detalles de haberse observado esta erupción desde la Ciudad de México u otra población al oeste o suroeste.

Por lo anterior, no se descarta la posibilidad de que en realidad las Cenizas Negras sean producto de más de una erupción tan intensa como la del siglo XVII, pero por su grado de conservación y similitudes, en términos de los productos eruptivos explosivos, resulta difícil separar los depósitos en cada uno de los eventos asociados. Estas erupciones pudieron haber ocurrido, una en el año 1354, año en que el volcán cambia su nombre de Xalliquéhuac a Popocatépetl (Tabla 6). La erupción de 1354 fue observada desde Tenochtitlan y por ello, los depósitos asociados pudieron haber sido distribuidos hacia el sector occidental y sur del volcán. También, los eventos eruptivos de 1539-1540 pudieron haber generado depósitos que se distribuyeron en el sector oriental, pues las cenizas de la erupción de 1540 llegaron hasta Tlaxcala.

En el transcurso del presente estudio, se pudieron reconocer, al menos, dos secuencias más de Cenizas Negras (Cenizas Negras 2 y Cenizas Negras 3) con características muy similares a las Cenizas Negras 1 (posteriores a la Pómez Rosa). Las Cenizas Negras 2 se encuentran, desde el punto de vista estratigráfico, entre los depósitos de caída de la erupción Pliniana de la Pómez Rosa y los de la Pómez Amarilla. Las Cenizas Negras 3 se encuentran debajo de la Pómez Amarilla.

El escenario eruptivo intermedio

El volumen obtenido para los depósitos de las Cenizas Negras (0.215 km^3), en el caso de tratarse de una sola erupción, significaría un volumen máximo para este tipo de erupciones. Si se tratase de más de una erupción (i. e. 3 erupciones), de cualquier forma estarían definiendo un escenario máximo de actividad, diferente al Pliniano (i. e. Pómez Rosa o Pómez Amarilla) y al vulcaniano, que tiene lugar en nuestros días, en términos de volumen e intensidad.

Una erupción de esta magnitud (intermedia), podría causar un gran impacto en nuestros días, debido a las grandes concentraciones poblacionales y desarrollo de infraestructura.

12. Actividad reciente en el Popocatépetl 1993-2016

Amiel Nieto Torres y Ana Lillian Martin Del Pozzo

La reactivación del volcán Popocatépetl

El volcán Popocatépetl, luego de un periodo de calma de más de 70 años, mostró un incremento en su actividad en 1993. Se presentaron eventos de largo periodo y aumento en la actividad fumarólica, también se reportaron cambios en la temperatura y pH del lago en el cráter, y un incremento en la emisión de gases (Martin Del Pozzo, 2012). El 21 de diciembre de 1994, el Popocatépetl tuvo una serie de explosiones con emisiones de ceniza que se prolongaron hasta enero de 1995 (Valdés-González et al., 1995) (Figura 55). Las explosiones abrieron una boca cerca de la pared oriental del cráter directamente debajo de La Corona. Estos eventos produjeron la evacuación de los poblados más vulnerables en el flanco noreste pero la intensidad de las erupciones disminuyó en febrero y abril. Posteriormente se presentó un periodo de reposo de 10 meses, que se prolongó hasta marzo de 1996 (Martin Del Pozzo et al., 2002a, 2002b).

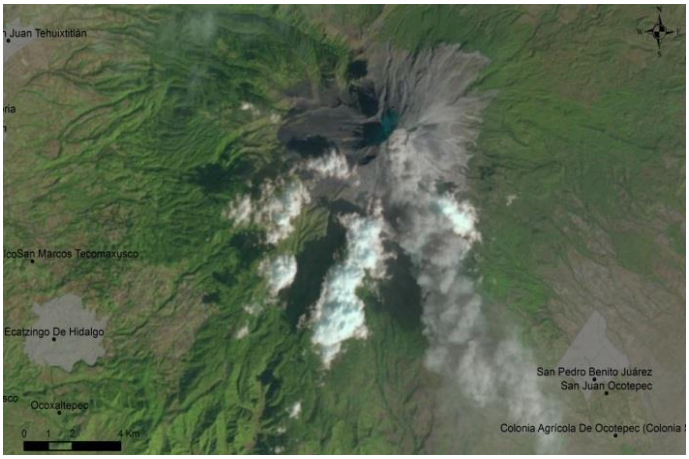


Figura 55. *Imagen Landsat 7 TM falso color 1,2,3 del 11 de enero de 1995, se observa una columna de ceniza dirigiéndose el sureste.*

La actividad de 1996-1999

El 5 de marzo de 1996 el volcán Popocatépetl reanudó las emisiones con columnas de hasta 4 km de altura (Martin Del Pozzo et al., 2008). Estas erupciones se caracterizaron por la presencia de material juvenil, marcando el inicio de una fase magmática y la formación del primer domo de lava en el fondo del cráter (Martin Del Pozzo et al., 1995). Algunas explosiones importantes acompañaron este crecimiento. La mayor ocurrió el 30 de abril de 1996, cuando se destruyó parcialmente el domo e inició la formación de un segundo domo, tuvo una columna de 4 km de altura. Cinco alpinistas que habían escalado el volcán, ignorando las advertencias de peligros, perecieron a causa de esta erupción.

Hubo un periodo de calma que se prolongó de mayo a octubre de 1996. Los días 27 al 31 de octubre se presentaron diversas columnas de hasta 3 km de altura (Atlas et al., 2006; Julio-Miranda et al., 2008, Martin Del Pozzo et al., 2008). También hubo erupciones que arrojaron material juvenil los días 29 y 30 de diciembre (Straub y Martin Del Pozzo, 2001; Martin Del Pozzo *et al*., 2002a).

En enero de 1997 se formó un nuevo domo y se presentaron de enero a junio diversas columnas eruptivas que llegaron a 6 km de altura. Durante las erupciones de 1 al 15 de mayo 1997, alrededor de 17 aviones en vuelo fueron dañados por la ceniza cuando viajaban entre 5 y 7 km de altitud, las partes más afectadas fueron las turbinas y los parabrisas (Rodríguez, 2004; Guffanti et al.,2009). El 30 de junio de 1997 ocurrió una erupción que produjo una columna eruptiva de más de 8 km sobre el nivel del cráter (Julio-Miranda et al., 2008). Esta erupción causo caída de ceniza incluso hasta la Ciudad de México, ocasionó congestionamiento vehicular y fue perceptible en Hidalgo y Querétaro. Esta erupción fue, hasta esa fecha, la que emitió mayor volumen de ceniza y marcó el inicio de formación de otro nuevo domo (Martin Del Pozzo et al., 2008). Este evento fue precedido por una serie de sismos volcanotectónicos con magnitud entre 2 y 2.7. La aparición de tremor armónico en el registro sísmico indicó el inicio de la erupción,

que tuvo dos pulsos principales. El aeropuerto de la ciudad de México se cerró por 10 horas, afectó a 10 mil pasajeros, 2005 vuelos fueron cancelados y 284 vuelos retrasados. Además 22 parabrisas y 3 motores de aeronaves se dañaron. Las pérdidas económicas para las líneas aéreas se estimaron en 5 millones de dólares (Guffanti et al. 2009). La intensidad de la erupción alcanzó el índice de explosividad (VEI) de 2-3 (Novelo-Casanova y Valdés González, 2008) y condujo, por recomendación del Comité Científico, a que el color del semáforo de alerta volcánica se pusiera por varias horas en color rojo, pero sin iniciar ninguna evacuación. Fragmentos de pómez de hasta 10 cm de diámetro cayeron en Paso de Cortés y ceniza a lo largo de varios kilómetros de la carretera entre Santiago Xalitzintla y San Pedro Nexapa, Edo. Méx (Martin Del Pozzo et al., 2008). Durante los días siguientes, debido a intensas lluvias se generaron pequeños flujos de lodo que inundaron una vivienda en el poblado de Xalitzintla a 12 km al noreste del volcán y se afectaron predios con árboles frutales y una milpa (Capra et al., 2004). El flujo no fue violento ni de gran velocidad, más bien el nivel del río de lodo se fue elevando progresivamente. A lo largo de la barranca Huiloac, a una distancia de 6 km del cráter los depósitos asociados al lahar muestran espesores de hasta de 2 m y en las porciones más estrechas del canal se encontraron evidencias de hasta 5 m de profundidad del flujo. En la zona distal, hacia el poblado de Santiago Xalitzintla, se encuentran depósitos con espesores de 30 cm, con marcas de flujo hasta de 1 m de profundidad. Con base en las características texturales, el lahar se formó como un flujo de escombro (60% en volumen de material sólido) y se diluyó a un flujo hiperconcentrado (20-30% en volumen de material sólido) en la zona distal (Capra et al., 2004).

En el interior del cráter se formó un cráter interno dentro del cuerpo del domo de lava de 1996 y pudo observarse al cuarto domo creciendo en su interior. Este domo se destruyó en una explosión de 2 km de altura registrada el día 12 de agosto y el 16 inició el crecimiento del quinto domo. En los meses de noviembre y diciembre apareció el sexto domo que cubrió todo el fondo del cráter y los domos anteriores, alcanzando un diámetro de 400 metros. El 24 de diciembre de 1997 ocurrió un evento que destruyó este domo (Martin Del Pozzo et al., 2008).

El 1 de enero de 1998 hubo una erupción con una columna eruptiva de 5 km de altura. En febrero, marzo y abril, se registraron también pequeñas explosiones que ocasionaron caída de ceniza en las regiones noroeste, este y sureste. Una explosión ocurrida el 21 de marzo asociada a la destrucción del séptimo domo causó caída de balísticos incandescentes hasta 4 km de distancia del cráter. Durante mayo y junio, la actividad en el volcán fue notablemente menor pero se presentaron columnas eruptivas de entre 1 y 2 km de altura que produjeron lluvia de ceniza en diversas regiones y se empezó a formar un nuevo domo (Julio-Miranda et al., 2008), también ocurrieron pequeñas erupciones con columnas menores a 1 km de altura que se prolongaron hasta julio (Martin Del Pozzo et al., 2002a y 2002b).

El 13 de agosto, ocurrió el sismo vulcanotectónico más grande registrado hasta ese momento en el volcán, con magnitud 3.9 y una profundidad de 11.5 km bajo el cráter. Al día siguiente una explosión de destrucción del octavo domo emitió una columna de ceniza de entre 4 y 5 km de altura sobre el cráter (Nieto, 2015).Se presentaron diversas emisiones de ceniza durante agosto, de hasta 6 km de altura (Atlas et al., 2006; CENAPRED, 1998) y del 20 al 23 de septiembre hubo columnas de 1 a 3 km de altura que ocasionaron caída de ceniza en el oeste y noroeste (Martin Del Pozzo et al., 2002a,2002b; Julio-Miranda et al., 2008).

A partir del 19 de noviembre y hasta el 18 de diciembre de 1998 se presentaron erupciones prácticamente todos los días, con columnas que variaban en altitud desde 1 hasta 5 km y se dirigieron al norte, noreste y noroeste; estuvieron acompañadas por balísticos de hasta 40 cm de diámetro que se depositaron cerca del albergue Tlamacas. A finales de año se generó un sismo volcanotectónico de magnitud 3.5. Los días 22 y 25 de diciembre los diversos eventos eruptivos produjeron caída de ceniza en Xochimilco e Iztapalapa; estos eventos estuvieron asociados a la construcción y destrucción del noveno domo de lava (Martin Del Pozzo et al., 2002a, 2002b).

Se presentaron diversas columnas de entre 0.1 a 1.5 km de alto de enero a marzo de 1999 que se distribuyeron principalmente hacia el sur, sureste y suroeste (CENAPRED, 1999). A partir del 8 de marzo la intensidad de las erupciones se incrementó con una emisión con columna de 5 km y varias de 1 a 4 km en marzo y abril que produjeron caída de ceniza al este (Martin Del Pozzo et al., 2002a; Julio-Miranda et al., 2008). La actividad continuó de mayo a julio con emisiones de ceniza que alcanzaron alturas de 0.5 a 1.5 km que produjeron caída de ceniza hacia el noreste; mientras que en agosto y septiembre se dirigieron hacia el suroeste

(Martin Del Pozzo et al., 2002b; Julio-Miranda et al., 2008). De octubre a diciembre las erupciones produjeron columnas entre 0.5 y 4 km, que se distribuyeron al sureste, (Martin Del Pozzo et al., 2002a, 2002b; Julio-Miranda et al., 2008).

El 16 de junio de 1999 ocurrió un sismo regional con magnitud 6.7, localizado entre Puebla y Oaxaca y al día siguiente ocurrieron varios sismos volcanotectónicos con magnitudes >3, localizados debajo del cráter del Popocatépetl a profundidades entre 4 y 7 km. El primero de octubre se presentó un nuevo sismo regional con magnitud 7.4 en Oaxaca, y el 3 y 4 de octubre ocurrieron dos explosiones con alturas de entre 3 y 4 km (De la Cruz Reyna et al., 2010).

La crisis de 2000-2001

A principios del 2000 se registró un leve repunte en la actividad, por lo que ante la posibilidad de algunas explosiones, se recomendó cambiar el radio de seguridad de 5 a 7 Km del cráter con lo que el semáforo pasó a Amarillo Fase 2. El 24 de mayo del 2000, después de intensas lluvias en el volcán se reportó un flujo de lodo y bloques con una altura de 70 cm, nuevamente cerca del poblado de Xalitzintla (Martin Del Pozzo et al., 2003).

Después de un período de relativa calma el volcán Popocatépetl mostró síntomas de actividad a principios de septiembre del 2000, lo que marcó el inicio del crecimiento del domo más grande desde 1994. La actividad se caracterizó por eventos de periodo largo seguidos de episodios de tremor armónico y sismos volcanotectónicos localizados directamente bajo del cráter, seguidos por emisiones de gas y ceniza. La actividad del volcán se incrementó de nuevo el 12 de diciembre, con hasta 200 eventos de periodo largo por día, muchos de ellos con emisiones de ceniza que alcanzaban los 5 a 6 km de altura (Martin Del Pozzo et al., 2003). Para el día 15 el tremor armónico fue tan grande que la gente de poblaciones a distancias de 12 km las sintió, y fueron registradas por estaciones a 150 km del volcán. La amplitud de las oscilaciones de los inclinómetros estuvo en el rango de los 100 microradianes y las lecturas de SO_2 del COSPEC, entre el 13 y el 19 de diciembre, fueron mayores a las 50,000 ton/día. El 19 de diciembre, el valor reportado fue de cerca de 100,000 ton/día, en contraste con el promedio de 5,000 ton/día (Valdés-González et al., 2000). El 25 de diciembre la energía sísmica liberada por el volcán, excedió la de todo el 2000 y la de 1997. El análisis de las fotografías aéreas indicó que el domo creció a una tasa promedio de entre 180 y 200 m^3/seg.

Este nivel de actividad motivó a las autoridades de Protección Civil a constituirse ese día en un comité de seguridad, y a declarar un incremento en el nivel de alertamiento y la definición de radio de seguridad de 12 a 13 km. Este radio fue sugerido para incluir al menos a varias de las poblaciones más vulnerables, como San Pedro Benito Juárez y Xalitzintla. La evacuación preventiva de los habitantes de esos pueblos, comenzó la noche del 15 de diciembre. Algunas poblaciones, fuera del radio de seguridad de 13 km fueron evacuadas por decisión de los alcaldes. Alrededor de 41, 000 personas abandonaron el área. Cerca de 14,000 personas aceptaron ser transportados a albergues, en donde se quedaron por hasta 10 días, los otros pobladores se fueron con parientes o con amigos. El volumen total de lava acumulada en el interior del cráter, se estimó entre 15 y 19 millones m^3. Después del 19 de diciembre, la actividad bajó considerablemente y se redujo del radio de seguridad de 13 a 12 km para que la gente pudiera regresar a sus casas.

Esta actividad culminó el día 22 de enero de 2001 (VEI 3). A las 14:58 h se presentó un sismo volcanotectónico de magnitud 2.8 localizado al este del cráter y una hora más tarde se presentó una explosión que generó una columna de ceniza que alcanzó una altura de 13 km sobre el nivel del cráter (Martin Del Pozzo et al., 2003; Nieto, 2015). Lanzó fragmentos y genero flujos de ceniza que descendieron por varias de las cañadas del volcán hasta distancias 6 km (Martin Del Pozzo et al., 2003). Los flujos que pasaron sobre el glaciar removieron cerca de 1 millón de metros cúbicos de hielo (Capra et al., 2004), esencialmente destruyendo completamente el glaciar (Julio-Miranda et al., 2005), para transformarse en lahares o flujos de lodo al incorporar hielo del glaciar (Delgado Granados et al., 2007), los cuales descendieron otros 15 km (Capra et al., 2004; Muñoz-Salinas et al., 2008; Tanarro et al., 2010). Los lahares acarrearon bloques de hasta 0.5 m de diámetro. El ancho promedio del flujo fue de unos 7 metros (CENAPRED, 2001).

El 29 y 30 de enero de 2001 el volcán presentó otras explosiones, que lanzaron pequeños fragmentos sobre la ladera oriental del volcán. Estas explosiones no removieron más del 10-20% del volumen del décimo segundo domo, por lo que el antiguo cráter quedó prácticamente relleno hasta el borde (Macias y Siebe, 2005). Después de este evento, la

actividad en el volcán se mantuvo baja, entre marzo y diciembre del 2001 diversos episodios de tremor armónico y eventos explosivos de hasta 5 kilómetros de altura acompañaron la construcción y destrucción de los domos 13 al 17 (Martin Del Pozzo et al., 2003).

Los eventos de 2002-2003

En 2002 se formó el domo 18 con un diámetro de 180 m y un espesor de 50 m y en una fotografía tomada el 29 de abril por la SCT se observó el domo 19 con 170 metros de diámetro. El 16 de mayo se registraron 18 eventos vulcanotectónicos. Al primero de ellos se le calculó una magnitud de 3.7 (CENAPRED, 2002); los demás tuvieron magnitudes menores a 2.5 y profundidades de 3 a 5 km debajo de la cima. Adicionalmente, se registraron episodios de tremor armónico de baja amplitud, que acompañaron el crecimiento del domo 20 (CENAPRED, 2002). A partir del 18 de diciembre de 2002 se presentó un incremento en la actividad, las columnas alcanzaron hasta de 6 km de altura, estas alturas no se habían presentado desde enero de 2001 (CENAPRED, 2002).

De enero a abril de 2003 ocurrieron diversas erupciones de 1 a 5 km (CENAPRED, 2003), mientras que el resto del año las erupciones fueron más pequeñas, alcanzando hasta 3.5 km de altura. En una fotografía aérea tomada el 17 de enero, se pudo observar que el domo número 25 tenía aproximadamente 80 m de diámetro y 33 m de altura, con un volumen estimado de 40,000 m^3. Con base en la duración del tremor armónico, se estima que la tasa de salida del material fue de 110 m^3/s. El 22 también hubo tremor armónico (Espinasa-Pereña, 2012).

El 14 de febrero de 2003 se registró una explosión que lanzó fragmentos balísticos incandescentes alrededor del cráter a distancias de hasta 3 km. El material incandescente cubrió prácticamente todas las laderas del edificio volcánico, y se generó una columna eruptiva que alcanzó una altura de 5 km. Los fragmentos emitidos provocaron incendios en la zona de pastizales. Del 21 al 23 de febrero se registraron cinco explosiones que produjeron columnas de ceniza con alturas de 2 a 4 km, así como caída de fragmentos incandescentes, que nuevamente provocaron incendios aislados en los pastizales. El 23 de abril se emplazó el domo 26, lo que motivó a las autoridades de Protección Civil a subir el nivel del semáforo de alerta volcánica a Amarillo Fase 3, a partir del 29 de abril.

Los vientos de julio de 2003 soplaban con fuerza y produjeron caída de ceniza incluso en zonas de la Ciudad de México como Tlalpan, Coapa y Ciudad Universitaria (Nieto, 2015). Estas erupciones marcaron el final de la fase más intensa de actividad en el volcán, se presentaron distintos eventos de construcción y destrucción de domos y explosiones con alturas de columnas de hasta 3 km.

La erupción del 19 de julio de 2003, provocó caída de ceniza en el Aeropuerto Internacional Benito Juárez de la Ciudad de México. El aeropuerto tuvo que cancelar sus operaciones por 6 minutos, 380 pasajeros fueron afectados, se retrasaron los vuelos hasta 70 minutos, 1 vuelo fue cancelado. Las pérdidas económicas (Tabla 8) para las aerolíneas se estimaron en $19,250 dólares (Rodríguez, 2004; Guffanti et al. 2009). Los efectos principales fueron: desviación de aviones, saturación de aeropuertos alternos, indemnización de pasajeros y afectación en las agendas de las aerolíneas. La limpieza de las pistas de rodaje e instalaciones del aeropuerto, requirieron de un número considerable de personas de limpieza para remover las cenizas (Rodríguez, 2004). En el mes de septiembre y hasta finales del 2003 la actividad del volcán mostró un marcado decremento hasta llegar a registrarse en promedio de 1 a 3 exhalaciones por día.

Tabla 8. Impacto de las emisiones de ceniza del Popocatépetl en la aeronavegación de 1994-2016.

Ciudad/Aeropuerto	Volcán	Fecha	Distancia del volcán al aeropuerto	Días cerrado	Observaciones	Referencia
Puebla/Hermanos Serdán	Popocatépetl	18 de abril de 2016	29	1	Suspende operaciones.	Este trabajo
Puebla/Hermanos Serdán	Popocatépetl	25 de febrero de 2015	29	1	Suspende operaciones.	Este trabajo
Puebla/Hermanos Serdán	Popocatépetl	17 de diciembre de 2014	29	1	Suspende operaciones.	Este trabajo
Cd. de México/AICM	Popocatépetl	2 de julio de 2013	67	<1	Un vuelo cancelado.	Este trabajo
Puebla/Hermanos Serdán	Popocatépetl	2 de julio de 2013	29	1	Suspende operaciones.	Este trabajo
Cd. de México/AICM	Popocatépetl	5 de julio de 2013	67	<1	Cuatro aerolineas cancelaron 17 vuelos por ceniza.	Este trabajo
Cd. de México/AICM	Popocatépetl	3 de julio de 2013	67	<1	Varias aerolineas cancelaron 47 vuelos. Al día siguiente se iniciaron tarde las operaciones.	Este trabajo
Toluca/Aeropuerto de Tolu	Popocatépetl	3 de julio de 2013	130	<1	Varias aerolineas cancelaron vuelos.	Este trabajo
Cd. de México/AICM	Popocatépetl	2 de julio de 2013	67	<1	Un vuelo cancelado.	Este trabajo
Puebla/Hermanos Serdán	Popocatépetl	2 de julio de 2013	29	1	Suspende operaciones.	Este trabajo
Puebla/Hermanos Serdán	Popocatépetl	08-10 de mayo de 2013	29	1	Se cerró el aeropuerto por ceniza.	Este trabajo
Puebla/Hermanos Serdán	Popocatépetl	12 de mayo de 2012	29	1	Se cerró el aeropuerto por ceniza.	Este trabajo
Cd. de México/AICM	Popocatépetl	19 de julio de 2003	67	<1	Pequeñas interrupciones por caída de ceniza.	Rodríguez, 2004; Guffanti et al., 2009
Cd. de México/AICM	Popocatépetl	3 de julio de 2001	67	0	Se suspendieron vuelos por presencia de ceniza.	Rodríguez, 2004; Guffanti et al., 2009
Cd. de México/AICM	Popocatépetl	20 de diciembre de 1998	67	<1	Se cerró el aeropuerto por ceniza.	Rodríguez, 2004; Guffanti et al., 2009
Cd. de México/AICM	Popocatépetl	30 de junio de 1997	67	1/2	Se cerró el aeropuerto por ceniza. Pérdidas por más de 4.6 MDD.	Guffanti et al., 2009
Puebla/Hermanos Serdán	Popocatépetl	27 de enero de 1995	29	?	Aeronaves contaminadas con ceniza.	Rodríguez, 2004; Guffanti et al., 2009

La actividad del Popocatépetl de 2004-2011

Durante el año 2004 la actividad fue baja, para el 24 de marzo el Secretario de Gobernación, Titular del Sistema Nacional de Protección Civil, anunció la reducción del nivel del semáforo de alerta volcánica de Amarillo Fase 2 a Amarillo Fase 1 (CENAPRED).

En enero de 2005, una columna eruptiva de 5 km, produjo caída de ceniza en los municipios al sur del volcán y en julio hubo caída de ceniza en Tlalpan y Ciudad Universitaria, mientras que en diciembre de ese mismo año diversas erupciones de hasta 5 km produjeron caída de ceniza en Tlaxcala. Del 20 de abril al 1 de mayo se registraron varios episodios de tremor que acompañaron el emplazamiento del domo 27, el primero después de la pausa de 2004 (CENAPRED, 2005). El 29 de julio se registraron dos explosiones que arrojaron fragmentos balísticos a una distancia de 1 km y destruyeron el domo 27. El 11 de noviembre, un observador confirmó la presencia del pequeño domo de lava 28 en el fondo del cráter (Espinasa-Pereña, 2012) pero el 1 de diciembre de 2005 se produjo una explosión, que generó una emisión de ceniza de aproximadamente 5 km sobre el cráter (CENAPRED, 2005).

Una fotografía del 10 de febrero de 2006 mostró el domo 29 en el interior del cráter, con 130 metros de diámetro y volumen aproximado de 460,000 m^3. Pero el 25 de julio de 2006 se presentó una explosión que generó una columna de aproximadamente 5 km de altura sobre el cráter. Pocos días después, el 3 de agosto el volcán tuvo un cambio en su comportamiento, se presentaron 2 eventos explosivos menores, seguidos por episodios de tremor armónico de amplitud variable con una tendencia a aumentar. El Comité Científico Asesor recomendó el cambiar el semáforo de alerta volcánica al nivel Amarillo Fase 2 el 5 de agosto.

A partir del análisis de las fotografías aéreas del 24 de enero de 2007 se observó que había crecido el domo 29. Este domo se mantuvo creciendo lentamente a lo largo de todo 2007. Finalmente, el 14 de enero de 2008 hubo una explosión que destruyó el domo 29 que había alcanzado un volumen de casi 1.5 millones de m^3. El 8 de marzo se generó una explosión que produjo incendios forestales debido a que los balísticos cayeron en la zona del bosque. Durante el segundo trimestre del 2008 se emplazó el domo número 30.

Desde los primeros días de junio de 2008 se detectó un incremento ligero pero persistente en algunos de los parámetros de monitoreo, concretamente la actividad sísmica vulcanotectónica, con epicentros en los sectores sureste y noroeste del volcán y tres de ellos con magnitudes alrededor de 3. Esta actividad acompañó el crecimiento del domo 31 (Espinasa-Pereña, 2012).

En las imágenes aéreas de febrero de 2009 se pudo ver al domo 31, que cubrió totalmente al domo 30. Posteriormente, entre el 19 de julio y el 24 de agosto se dieron diversos episodios de tremor armónico de baja amplitud que probablemente acompañaron el

emplazamiento del domo 32 que se destruyó mediante las explosiones ocurridas los días 11, 14, 16 y 21 de noviembre, las columnas alcanzaron alturas de hasta 3 km sobre el cráter.

Los días 20 y 21 de enero de 2010 se presentaron episodios de tremor armónico de baja amplitud, acumulando aproximadamente 20 minutos, asociados al nacimiento del domo 33. El 7 de junio se produjo una erupción explosiva de tipo vulcaniano, que produjo una columna de cenizas que alcanzó 3 km de altura y destruyo el domo. El crecimiento del domo 34 inició el 31 de octubre de 2010 con una serie de episodios de tremor espasmódico acumulando 15 minutos.

Después de varios meses de relativa calma, el 29 de agosto de 2011 se registró un incremento en la actividad del volcán, que consistió en un mayor número de eventos de periodo largo. También se presentaron diversos episodios de tremor. El 11 de septiembre dio inicio una serie de eventos sísmicos vulcanotectónicos de baja magnitud, de los cuales el mayor, de M 3.5, fue el 19 de septiembre. El 26 de septiembre se registró una explosión que lanzó fragmentos incandescentes y una columna de ceniza de 2.5 km de altura, precedida por un segmento de tremor armónico. Después el volcán regresó a sus niveles previos de actividad.

A partir de la segunda mitad de 2011 se observó un claro incremento de la actividad en el volcán, que se reflejó en el registro de eventos explosivos. Estas explosiones emitieron plumas de gases y cenizas superiores a 1 km y en algunas ocasiones arrojaron fragmentos balísticos incandescentes sobre las laderas del volcán. Estos eventos estuvieron asociados a un episodio de construcción y destrucción de domos de pequeño volumen ($<1x10^6$ m^3). Se produjeron explosiones vulcanianas el 26 de septiembre 2011y el 20 de noviembre 2011, lanzaron fragmentos balísticos a distancias de 1 km y generaron columnas densas de gases y cenizas de aproximadamente 4 km de altura (Ferres et al., 2012). Estas explosiones marcaron el inicio de un nuevo ciclo de actividad eruptiva en el volcán caracterizado por la construcción y destrucción de domos. Desde el 20 de noviembre de 2011 se registró tremor armónico, lo que sugirió la formación de un nuevo domo de lava, el número 35. Mediante la reconstrucción fotogramétrica de las imágenes aéreas obtenidas por la Dirección General de Carreteras Federales de la SCT el 8 de diciembre de 2011, se calculó que las dimensiones del domo 35 eran de 50 m de diámetro y 20m de altura con un volumen de 13,000 m^3.

La crisis de 2012-2013

El 25 de enero de 2012 se produjo una nueva explosión que generó una columna de gases y cenizas de 3 km de altura. El 30 de marzo se presentó un enjambre de LPs que fue similar a los ocurridos en los episodios eruptivos de 1994, 1997, 2000, 2003 y 2008, se prolongó por 10 horas, durante las cuales se registraron más de 500 LPs de mediana y gran intensidad (Nieto et al., 2013). El evento fue asociado al crecimiento del domo 35 que se formó desde noviembre de 2011 en el interior del cráter. Posteriormente se presentaron unos días de relativa calma sísmica, pero a partir del 13 de abril y hasta el 3 de junio aumentó el registro de tremor armónico, acompañado por la emisión continua de vapor de agua, gas y ceniza.

El 27 de abril se pudo observar que el domo 36 alcanzó un diámetro de 170 m con un volumen máximo de 450,000 m^3. Dicho domo había sufrido una deflación, perdiendo 120,000 m^3, y en su centro se había emplazado un nuevo domo, el número 37 con un volumen de 210,000 m^3. Para fines de mayo de 2012 este proceso de inflación y deflación había resultado en el emplazamiento y destrucción de otros dos domos, el 38 con un diámetro de 180 m y volumen estimado en 510,000 m^3 y el 39 con un volumen de 180,000 m^3.

Hasta principios de junio la actividad se caracterizó por tremor armónico, que acompañaban el emplazamiento de lava en el cráter, y simultáneamente tremor espasmódico y trenes de exhalaciones que acompañaban la destrucción del domo, de tal manera que el volumen total del domo no se modificó significativamente. Durante los días del 8 al 10 de mayo, la caída de cenizas (Figura 56) provocó el cierre del Aeropuerto Internacional "Hermanos Serdán" del Estado de Puebla.

Figura 56. *Izquierda caída de ceniza en la ciudad de Puebla. Derecha, caída de ceniza en San Pedro Benito Juárez, Puebla.*

Durante los meses de junio y julio de 2012 la actividad disminuyó, sin embargo el domo núm. 40 alcanzó un diámetro de 200 m y cerca de 25 de espesor con un volumen de 785,000 m^3, cubriendo los restos de los domos anteriores. El 6 de agosto de 2012 se presentó una explosión, la más importante de 2012, generó una columna de gases y cenizas de más de 4 km de altura y fue precedida por un descenso significativo de la actividad sísmica desde finales de julio.

El incremento de la actividad volcánica entre los meses de abril y agosto de 2012, dio lugar al cambio del semáforo de alerta volcánica, que se elevó a Amarillo Fase 3, entre el 16 de abril y el 31 de agosto. El 1 de septiembre, por sugerencia del Comité Científico Asesor el semáforo de alerta volcánica regreso a Amarillo Fase 2.

Durante la semana del 14 al 21 de septiembre, que finalizó con el registro de un tren de exhalaciones, estuvo asociado con probabilidad al emplazamiento de un nuevo domo, el 41, en el espacio desalojado por las explosiones del 6 de agosto y 10 de septiembre. El domo 41 fotografiado por la SCT el 26 de octubre de 2012, alcanzaba dimensiones de 170 m de diámetro y unos 15 de espesor, con un volumen estimado en 340,000 m^3. Después de estos eventos el volcán regresó a sus niveles previos de actividad, se presentaron algunos eventos explosivos aislados entre octubre y diciembre.

A principios de marzo del 2013, el fondo del cráter se encontraba esencialmente cubierto por una capa de tefra, resultado de las erupciones del 2012, con restos de los domos formados y destruidos en esa actividad. El piso se encontraba unos 30-50 m bajo el nivel del labio inferior del cráter y en el centro del cráter se observaron los remanentes del domo núm. 43. El volumen del material emplazado durante estos eventos se estimó en 300,000 m^3 (Nieto et al., 2014).

Durante abril de 2013, hubo un incremento en la actividad: se observaron emisiones de ceniza con alturas de hasta 3 km, así como la emisión continua de fragmentos incandescentes a distancias entre 500 y 2,000 m del cráter. Se registraron diversos episodios de tremor, se incrementó el número y magnitud de los sismos volcanotectónicos. El 6 de abril se registró un enjambre ocho sismos volcanotectónicos con magnitudes entre 1.7 y 2.8. El día 13 de abril se registraron caídas leves de ceniza en algunas poblaciones al noreste del volcán, hasta el norte de Puebla. Del 19 al 25 de abril, se observaron diversas explosiones acompañadas por la emisión de fragmentos incandescentes. Se observó el emplazamiento del domo número 44 durante la segunda semana de abril, con un volumen cercano a 1 millón de metros cúbicos (Figura 57). El 27 de abril se registró un nuevo enjambre de nueve sismos volcanotectónicos con magnitudes entre 1.7 y 2.4, finalmente el día 30 el domo se destruyó parcialmente.

Figura 57. *Izquierda, vista del domo del 16 de abril de 2013. Se observa que el cráter interno completamente relleno de lava y una emisión de vapor de agua que sale de la parte central del domo y a manera de anillo. Derecha, vista del domo de 28 de mayo de 2013. Se observa el cráter interno producido durante las explosiones del 14 al 28 de mayo.*

Después de cinco días de relativa calma, el 6 de mayo se presentó un sismo volcanotectónico de magnitud 4.1 en el flanco noreste a 6 kilómetros de profundidad. Este sismo es el más grande registrado durante la actividad actual y marcó el inicio de un período de mayor actividad. Entre los días 14 al 28 de mayo se incrementó la actividad explosiva acompañada por la emisión de fragmentos incandescentes a distancias entre 0.5 y 2 km sobre las laderas del volcán y columnas de gas y ceniza de 1 a 4 km de altura. Las explosiones ocurridas a partir el 14 y 15 de mayo destruyeron el domo 45 que había alcanzado un volumen de 4.2 millones de m^3 y generaron sobre su superficie un cráter de 200 m de diámetro y 50 m de profundidad (Figura 58). El semáforo de alerta volcánica subió de nivel a Amarillo Fase 3 del 12 de mayo al 8 de junio (Nieto et al., 2014).

El 17 de junio ocurrió una explosión que generó una columna de ceniza de más de 4 km de altura y lanzó fragmentos incandescentes a distancias de hasta 2 km del cráter, los cuales por su alta temperatura causaron pequeños incendios en la zona de pastizales, además de producir caída de ceniza en diversos municipios del Estado de México y Morelos. Esta explosión removió 1.6 millones de m^3 de lava, y produjo un cráter interno de 3.9 millones de metros cúbicos.

A partir del 3 de julio, después de una explosión registrada a las 18:21 h, inició un episodio casi continuo de tremor. Este tremor, en su fase inicial, estuvo acompañado por la emisión persistente de una columna de gases y cenizas que alcanzó 3.5 km de altura y fragmentos incandescentes. El domo 46 se emplazó durante este episodio y para el 10 de julio había alcanzado un volumen de $2.6x10^6$ m^3 pero fue parcialmente destruido mediante diversas explosiones ocurridas del 10 al 20 de julio, nuevamente se formó un cráter interno de $3.3x10^6m^3$. A partir del 26 de julio se inició el emplazamiento del domo 47, que para el 29 de julio alcanzó un volumen de 13,000 m^3. Nuevamente, el semáforo subió de nivel a Amarillo Fase 3 del 7 al 23 de julio (Nieto et al., 2014).

Durante agosto ocurrieron varios sismos volcanotectónicos, el más importante se registró el 26, con magnitud 3.1. En septiembre se contabilizaron menos horas de tremor que los meses anteriores, aunque el número de LPs se mantuvo en el promedio anual. El domo alcanzó el 6 de septiembre un volumen de $1.72x10^6m^3$. A lo largo de octubre se observó un decremento en la actividad del volcán. En un vuelo realizado el 8 de octubre se observó que dentro del cráter interno del volcán crecía un pequeño domo que a simple vista se observaba incandescente (Figura 59).

Figura 58*. Izquierda, vista del cráter interno el 8 de octubre de 2013, donde se observa creciendo el domo 47. Derecha, vista aérea desde el sur volcán con una emisión de ceniza de más de 2 km al noroeste.*

Durante el último bimestre del año la actividad más relevante del volcán fue el emplazamiento, del domo de lava 48 que lentamente cubrió al domo anterior. Sin embargo, sólo ocupó aproximadamente la mitad del volumen del cráter interno. El 9 de diciembre se presentó un sismo volcanotectónico de magnitud 3.2 que se localizó a más de 20 km de profundidad, siendo el más profundo localizado en la historia reciente del volcán. A finales de 2013 la actividad en el volcán tuvo una baja, de especial importancia resultan la ausencia de tremor y los episodios de silencio sísmico durante algunos días de diciembre (Nieto et al., 2014).

La actividad actual (2014-2016)

El domo número 48 que se había formado desde noviembre de 2013 continuó su crecimiento lentamente durante enero de 2014, rellenando parcialmente el cráter interno y alcanzado un diámetro de unos 200 m. Este domo estaba confinado dentro del cráter interno que se formó en julio de 2013, a 50 m por debajo del nivel promedio del piso del cráter principal con un volumen aproximado de 240,000 m^3 (Caballero et al., 2015). Después de varios días de relativa calma, entre el 19 y el 22 de febrero se presentaron varias explosiones que destruyeron el domo 48. El 26 de febrero dio inicio un tren de 800 exhalaciones continuas y muy pequeñas, que duró hasta el día siguiente. El domo 48 fue destruido por las explosiones ocurridas los días 21 a 23 de febrero y en su lugar quedó un cráter de 80 m de profundidad, en cuyo fondo pudo verse el incipiente domo 49.

A partir de marzo de 2014, CENAPRED cambió la forma de cuantificar los eventos y se bajó el umbral de amplitud, por lo que a partir de esa fecha el registro de eventos es mayor (Caballero et al., 2015). En marzo solamente se presentaron dos explosiones que produjeron emisiones de 2 km de altura. Desde principios de abril pudo registrarse un leve incremento en el nivel de actividad, con la presencia de un mayor número de exhalaciones que acompañaron el crecimiento del domo 49, así como algunas explosiones que lanzaron fragmentos incandescentes hacia las laderas externas y produjeron columnas de cenizas y gases, de hasta 2 km de altura. Para el 13 de abril el diámetro del domo había alcanzado entre 70 y 100 m, y el 21 de abril tenía un diámetro superior a los 150 m y se observaba subsidencia en el centro. La actividad de abril culminó con una serie de explosiones que destruyeron el domo 50 y generaron columnas de ceniza de hasta 2 km de altura y lanzaron fragmentos incandescentes a distancias de 0.5 km desde el cráter, que luego rodaron ladera abajo hasta la base del cono principal, a 2 km del cráter (Caballero et al., 2015). En mayo sólo se registraron cuatro explosiones, cuya columna eruptiva fue de menos de 1 km de altura pero junio fue el mes más activo del año en cuanto al registro de exhalaciones se refiere. El 4 de junio, el domo 50 media 155 x 125 m. El número de exhalaciones fue disminuyendo paulatinamente y el domo se mantuvo creciendo lentamente hasta alcanzar un volumen de 4.26×10^5 m^3. El 18 y 19 de junio se presentaron explosiones que generaron columnas de cenizas de hasta 2.5 km de altura y que posiblemente marcaron la destrucción del domo 50. Alrededor del 12 de julio se emplazó el domo 51. El 27 de agosto inició el emplazamiento del domo 52, que fue seguido por las dos explosiones registradas el día 31 de 3 km de altura. El 2 de septiembre este domo había alcanzado 160 m de diámetro. A finales de septiembre se presentaron dos explosiones que tuvieron columnas de entre 2 y 3 km de altura y

el 14 de octubre se pudo ver que el cráter interno había aumentado su diámetro alcanzando unos 350 m, y ya no se observaron restos del domo 52; en su lugar se encontró tefra (Caballero et al., 2015).

El 4 de noviembre a las 20:03 hrs dio inicio un tren de pequeñas explosiones, que produjeron una columna continua de vapor de agua, gases y pequeñas cantidades de ceniza, con una altura aproximada de 1 km, así como la expulsión de fragmentos incandescentes por encima del borde del cráter y a distancias de hasta 800 m sobre las laderas norte y este. Durante el vuelo del 6 de noviembre se pudo percibir que el cráter interno mostrabaa un domo de lava, el número 53 de color café, con un diámetro de alrededor de 250 m y un grosor de alrededor de 30, en cuyo centro se presentó un nuevo crecimiento de unos 70 m de diámetro, de color más oscuro, casi negro. Información proporcionada por el USGS indicó que entre el 19 y el 24 de diciembre se emplazó el domo 54, que alcanzó 90 m de diámetro antes de ser destruido por las explosiones ocurridas entre el 24 y el 27, cuando ya había sido totalmente destruido y cubierto de tefra. El 26 de diciembre se registró una explosión moderada, que lanzó una columna de ceniza a una altura de 3.5 km sobre el cráter y el día 30 otra que generó una columna eruptiva de 2.5 km sobre el volcán.

Durante el primer trimestre del 2015 predominaron los trenes de exhalaciones con tremor armónico que se asociaron a actividad estromboliana. En total se registraron 18 episodios de este tipo con duraciones de una hasta cuatro horas, caracterizados por la emisión continua de gases y ceniza, con alturas de columna de 1 a 3 km, así como expulsión de fragmentos incandescentes sobre las laderas del volcán a distancias entre 0.1 y 1 km; algunos de estos episodios estuvieron acompañados por tremor armónico de baja y mediana amplitud. Durante febrero de 2015 se realizaron dos vuelos los días 17 y 27. Durante el primer vuelo se pudo confirmar el emplazamiento del domo No. 55, al cual se le calculó un diámetro de 155 m, ocupando el fondo del cráter interno. En el sobrevuelo del día 27 se observó que el domo 55 había alcanzado un volumen aproximado de 1.96 $x10^6$ m^3. El domo 55 fue destruido por las explosiones ocurridas hasta el 11 de marzo, dejando el fondo del cráter interno cubierto por piroclastos. Entre el 24 y 25 marzo durante un episodio de actividad estromboliana, se emplazó el domo de lava 56, que para el día 30 había alcanzado un volumen de 940,000m^3 y el 10 de abril se calculó un volumen de 1.47 $x10^6$ m^3 (Caballero et al., 2016).

Según información proporcionada por el USGS, el domo 56 se terminó de destruir entre el 11 y el 16 de abril. Un nuevo domo, el 57, que alcanzó 150 m de diámetro, se formó entre el 16 y el 20 de abril. Este domo fue destruido en los días siguientes, cuando la actividad se volvió ligeramente más explosiva lo que produjo que el cráter interno se hiciera más profundo y cubrió el cráter principal con tefra y fragmentos balísticos. Estos episodios de construcción y destrucción de domos estuvieron caracterizados por una mezcla de tremor armónico y explosiones, además de emisiones constantes de gas, ceniza y expulsión de fragmentos incandescentes sobre las laderas del volcán a distancias de 300 a 800 m (Caballero et al., 2016).

El tercer trimestre del año se caracterizó por baja actividad del volcán. Sin embargo, el USGS, observó que para el 10 de agosto se había emplazado en el interior del cráter el domo 58 con un diámetro de 120 m, mismo que se desinfló en los días subsecuentes y sobre este se emplazó el domo 59, que medía para el 5 de septiembre 175 x 150 m antes de desinflarse. El 22 de septiembre, el domo 60 se había emplazado sobre los restos del anterior, alcanzando un diámetro de 120 m, mismo que siguió creciendo hasta el 27 de septiembre, cuando ya tenía un diámetro de 150 m y empezaba a desinflarse, encontrándose entonces parcialmente cubierto por bloques balísticos y tefras recientes. La actividad ocurrida los días 6 y 7 de octubre acompañó el emplazamiento del domo 61, que alcanzó 90 m de diámetro. La actividad posterior también fue cubriendo lentamente este domo con bloques balísticos y tefras. El 9 de noviembre pudo detectarse el emplazamiento del domo 62, que durante diciembre continuó su crecimiento lento, rellenando parcialmente el cráter interno. El tremor registrado el 24 de diciembre, así como la actividad estromboliana de los días 25 y 31 de diciembre, acompañaron una etapa de crecimiento más rápido de este domo. El domo 62, emplazado durante noviembre y diciembre, cubría por completo el piso del cráter interno el 6 de enero de 2016, fecha en la que empezó a emplazarse un nuevo domo, el 63, sobre el 62 (Caballero et al., 2016).

El 22 y 25 de enero de 2016 se registraron trenes de exhalaciones que emitieron fragmentos incandescentes por encima del cráter a distancias de hasta 1 km, acompañando el emplazamiento del domo de lava número 63. A este domo se le estimó un volumen de $2x10^6$ m^3. El 18 de febrero de 2016, el domo se había desinflado y las explosiones ocurridas habían

creado un cráter pequeño y poco profundo. Entre el 24 y el 26 de febrero dio inicio la formación de otro domo, el 64, que para fin de mes ya superaba los 100 m de diámetro. A lo largo de marzo el volcán permaneció con baja actividad hasta el día 27 cuando se presentó una explosión que generó una columna eruptiva de más de 2 km de altura. A partir de esta fecha el volcán registró un notable incremento en su actividad. Se generaron hasta el 7 de abril diversas columnas eruptivas cercanas a 2 km de altura. Sobresalen en este periodo la explosión del 29 de marzo que generó una columna cercana a 4 km de altura que se dispersó al noreste, generando caída de ceniza en algunas localidades de los estados de Puebla y Tlaxcala, además de fragmentos incandescentes que se depositaron principalmente en la ladera noreste del volcán a distancias máximas de 0.5 km.

El 2 de abril de 2016, en un sobrevuelo se pudo observar que se había destruido parcialmente el domo de lava número 64. En su lugar había quedado un cráter interno de 325 metros de diámetro y aproximadamente 50 metros de profundidad. La noche del 3 de abril se presentó una explosión que generó una columna de ceniza de más de 2 km de altura por encima del cráter, que se desplazó con dirección al noreste. Así mismo se observó la caída de fragmentos incandescentes, principalmente en las laderas este y sureste del volcán a una distancia aproximada de 3.5 km (Figura 59), debido a esto se generaron algunos incendios en la parte alta del bosque. El 18 de abril desde la madrugada se produjo una caída de ceniza fina de varios milímetros en Cholula y Puebla y provocó el cierre del aeropuerto. Sin embargo, los fuertes vientos dispersaron rápidamente la ceniza en Huejotzingo. La actividad continúa con emisiones pequeñas.

Durante los últimos 22 años la caída de ceniza ha sido el fenómeno más frecuente y ha afectado a las poblaciones de los estados de Puebla, Tlaxcala, Estado de México, y Morelos principalmente. La mayor parte de las cenizas fueron producto de la destrucción de los más de 50 domos que se han formado sucesivamente en el cráter desde 1996. La caída de los proyectiles balísticos sobre el cono también ha sido frecuente y en ocasiones ha causado incendios. En algunas erupciones como en las más grandes que ocurrieron el 30 de junio 1997 y 22 de enero 2001, también cayeron fragmentos muy vesiculares y la ceniza tuvo mayor dispersión. En estos eventos se presentaron lahares que llegaron a Xalitzintla, uno ligado a intensas lluvias y el otro a fusión del glaciar por un flujo piroclástico. La actividad con frecuentes emisiones de ceniza aun persiste.

Figura 59. *Explosión registrada el 3 de abril de 2016, los balísticos incandescentes provocaron incendios forestales en el sector sureste del volcán.*

III. FENÓMENOS VOLCÁNICOS Y SU SIMULACIÓN

13. Caída de piroclastos y cenizas

Rosanna Bonasia

Las erupciones explosivas generan la fragmentación del magma y de las rocas en las paredes del conducto volcánico y del cráter. Los fragmentos resultantes se denominan genéricamente piroclastos y se clasifican según su tamaño en varias categorías: escorias, bloques y bombas, cuando su tamaño es mayor a 64 mm; lapilli, cuando su tamaño es entre 2 y 64 mm y ceniza volcánica cuando su tamaño es inferior a 2 mm. Cuando los piroclastos son expulsados por la erupción, son acarreados por la columna eruptiva y caen siguiendo trayectorias parabólicas a diferentes distancias del cráter según su tamaño y densidad, hasta depositarse como lluvia de material volcánico (Figura 60). Se denomina piroclastos de caída o "tefra" a los materiales volcánicos sueltos acumulados por este mecanismo de emplazamiento.

Figura 60. *A aspectos de la lluvia de cenizas en la ciudad de Puebla.*

Los lapilli más gruesos, de más de 1 cm de grosor, caen al suelo directamente tras ser expulsados siguiendo trayectorias parabólicas y generando depósitos próximos al centro emisor. Los fragmentos más finos se depositan después de que la columna eruptiva se haya expandido, formando una nube de cenizas que se desplaza lateralmente, controlada por los vientos dominantes. Los fragmentos más pequeños, las cenizas volcánicas, pueden ser arrastradas por el viento hasta grandes distancias antes de depositarse en el terreno, alcanzando en ocasiones hasta algunos miles de kilómetros desde el centro emisor.

Los depósitos de caída resultantes se caracterizan por cubrir uniformemente la topografía y mantear el terreno. Mayoritariamente, son bien clasificados y presentan gradación normal; aunque en ocasiones puede ser inversa por fluctuaciones de la columna eruptiva o después de removilizarse. El espesor del depósito y el tamaño de los fragmentos disminuyen al aumentar la distancia al centro emisor.

El espesor y el área afectada por la caída de lapilli y ceniza dependerá de la magnitud de la erupción que las genera (principalmente del volumen de magma involucrado y de la altura de la columna eruptiva) y también de la dirección predominante y velocidad de los vientos sobre el volcán. En el volcán Popocatépetl los vientos son principalmente de componente Este, aunque en la época de lluvias (mayo a octubre) debe considerarse una mayor variabilidad de la dirección de vientos que puede tener componente noroeste a suroeste.

La caída de tefra puede afectar amplias áreas, provocando daños en zonas proximales (decenas de kilómetros del centro eruptivo), medio-distales (centenas de kilómetros) y distales (miles de kilómetros), en la dirección de dispersión de los vientos.

Entre los efectos adversos que puede ocasionar la caída de ceniza deben considerarse los problemas a la salud (dificultad para respirar e irritaciones en piel y ojos), la reducción de la visibilidad para la circulación vial, la contaminación de fuentes de agua y diversos daños a los cultivos. En grandes cantidades, la ceniza puede provocar el colapso de los techos de viviendas, especialmente si está húmeda. Por otra parte, las nubes de ceniza son un peligro para la aviación, por los daños que pueden generar a los motores de las aeronaves en vuelo y en las pistas de los aeropuertos.

Uno de los principales impactos de la caída de ceniza es la afectación a la salud pública, ya que la presencia de cenizas en el suelo y la atmósfera provoca entre otros, problemas respiratorios debidos a la inhalación de ceniza fina, afectaciones a las mucosas (ojos, etc.) y la reducción de la visibilidad. Con relación en los efectos medioambientales, la deposición de ceniza disminuye la permeabilidad de los suelos, aumenta el escurrimiento superficial y favorece las inundaciones (Favalli et al., 2006). La lixiviación de cenizas puede resultar en la contaminación de los recursos hídricos (Stewart et al., 2006), causar daños a la agricultura, pastos y ganados; afectar el ecosistema acuático y alterar el ambiente geoquímico en el fondo del mar (Haeckel et al., 2001). Los efectos a la infraestructura y condiciones de vida están relacionados con el colapso de techos por la acumulación de tefra; la afectación de la circulación en vías de comunicación (carreteras, ferrocarriles, etc.), ya que su acumulación en calles y carreteras impide la tracción de las llantas; el daño a las líneas eléctricas y a la comunicación inalámbrica y la interrupción de las operaciones aeroportuarias (Blong, 1984).

En particular, el impacto de las cenizas volcánicas en la aviación civil ha atraído la atención de las autoridades civiles y la comunidad científica en las últimas décadas. Varios encuentros de aeronaves en ruta con las nubes de cenizas volcánicas han demostrado los efectos nocivos de las partículas piroclásticas en los aviones modernos, que abarcan la pérdida de poder y el malfuncionamiento de motores, daños graves a las turbinas, parabrisas y fuselaje (Casadevall et al., 1996; Miller y Casadevall, 2000). La deposición de cenizas en los aeropuertos genera pistas resbaladizas, se infiltra en los sistemas eléctricos y de comunicaciones, interrumpe los servicios de tierra y daña edificios y aviones estacionados. La presencia de ceniza en el espacio aéreo que rodea el aeropuerto reduce la visibilidad y pone en peligro la seguridad de las operaciones de aterrizaje y despegue.

La acumulación de unos pocos milímetros de ceniza es suficiente para causar la interrupción o el cierre del aeropuerto, lo que implica millones de dólares en pérdidas económicas. Como ejemplo, durante la reciente erupción del Chaitén en Chile (mayo 2008), varios aeropuertos argentinos sufrieron el cierre temporal o prolongado debido a los depósitos de cenizas finas que, en la mayoría de los casos, afectaron a las áreas operativas (Folch et al., 2008). En el episodio de actividad actual del volcán Popocatépetl, que inició en 1994, se ha producido el cierre de los aeropuertos de Puebla en XX ocasiones, por períodos de 1 a 3 días y del cierre del aeropuerto internacional de la Ciudad de México en 1 ocasión, en 1997.

La erupción del volcán islandés Eyafjallajökull, en abril-mayo 2010, causó un cierre sin precedentes del espacio aéreo europeo y del Atlántico Norte, con pérdidas económicas globales de 5,000 millones de dólares y fue un claro recordatorio de la vulnerabilidad de nuestra sociedad a las erupciones explosivas, incluso a las de intensidad moderada o pequeña. Este evento indujo a la revisión de los umbrales de concentración de cenizas permitidos y de las medidas cautelares adoptados en caso de erupciones de larga duración que afectan a amplias áreas geográficas con denso tráfico aéreo. Actualmente en Europa, las operaciones de vuelo se permiten con concentraciones de ceniza inferiores a 2 mg/m^3. Durante el año 2010, se aprobó también un valor límite inferior de 0.2 mg/m^3 para definir una zona de vuelo restringida (IAVATF-1, 2010). Acontecimientos recientes sugieren la adopción de umbrales específicos para diferentes tipos de motores (EASA, 2012) y han promovido el desarrollo de estudios en curso para adoptar una estrategia global para la gestión de la aviación civil durante las erupciones explosivas.

Metodología para la simulación del fenómeno de caída y dispersión de cenizas

Son numerosos los códigos computacionales desarrollados para reproducir la distribución y afectación de los piroclastos y cenizas volcánicas producidas por una erupción. Entre los más conocidos se encuentran: Ashfall (Hurst et al., 1994); Hazmap (Macedonio et al., 2005) Tephra2 (Bonadonna et al., 2014) y FALL 3D (Folch et al., 2009). Para la simulación del fenómeno, todos los softwares requieren de un conjunto de datos o parámetros de entrada relativos al material volcánico expulsado, a la erupción que los genera y a las condiciones de viento (dirección y velocidad predominantes) sobre el centro de emisión.

El código Fall 3D (Costa et al., 2006; Folch et al., 2009) es el que se utilizó para la simulación del fenómeno de caída de piroclastos y cenizas en el volcán Popocatépetl y para la producción de los nuevos mapas de peligros. A diferencia de otros, este código, totalmente numérico, es capaz de funcionar a cualquier escala, desde la local a la global. El modelo resuelve la ecuación de Advección-Difusión-Sedimentación (ADS) con una difusión turbulenta atmosférica dada por la teoría del gradiente de transporte, la parametrización semi-empírica de la velocidad

terminal de las partículas y un campo de viento en tres dimensiones en función del tiempo proporcionado por modelos meteorológicos globales o de mesoescala. Este código fue implementado en el Laboratorio de Geodinámica computacional (Supercomputadora Horus) del Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla, donde se realizaron las simulaciones para reproducir el escenario de mayor magnitud para el volcán Popocatépetl y en el Instituto de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM en la Ciudad de México, donde se desarrollaron las simulaciones para los escenarios de magnitud menor e intermedia.

Los parámetros vulcanológicos de entrada (conocidos como *Eruptive Source Parameters, EPS*) representan un elemento fundamental en la aplicación de modelos numéricos. Los parámetros requeridos para el funcionamiento del código FALL 3D son: i) la altura de la columna, ii) la tasa de masa (MER), iii) la distribución vertical de masa, iv) la duración de la erupción y v) la distribución granulométrica total (TGSD), que constituyen los valores más determinantes para la caracterización de una erupción.

El cálculo de estos parámetros ha sido objeto de varios estudios; sin embargo, la evaluación precisa es difícil, principalmente porque depende en gran medida de la exactitud de los estudios y datos de campo disponibles sobre las erupciones de referencia que se seleccionan para definir cada escenario. En general, los métodos utilizados en los cálculos del volumen de un depósito de caída tratan la integración del espesor de los depósitos sobre el área de dispersión (p. ej. Fierstein y Nathenson, 1992). También han sido propuestos otros métodos alternativos como el logaritmo del espesor contra la raíz cuadrada del área (Pyle, 1989) o la concentración de cristales (Walker, 1980), que representan los métodos más populares y más usados. Más recientemente, Sulpizio (2005) propuso tres métodos basados en la extrapolación de datos proximales. Por otra parte, la masa total, así como los demás parámetros vulcanológicos mencionados anteriormente, se pueden calcular por medio de un mejor ajuste con los datos de campo. La tasa de masa eruptada, MER, puede ser estimada en cada iteración numérica por el código FALL3D (Folch et al., 2009). La distribución vertical de masa a lo largo de la columna eruptiva se puede asumir a raíz de una distribución parametrizada (pr ej. Suzuki, 1983; Pfeiffer et al., 2005) o puede ser descrita por modelos de la dinámica de fluidos, como por ejemplo la *Buoyant Plume Theory* (Bursik, 2001). Estos modelos para la descripción de la columna eruptiva permiten calcular la distribución vertical de masa como función de la altura de la columna, así como las propiedades de la mezcla en el centro eruptivo (temperatura de salida, velocidad y contenido en volátiles).

Finalmente, dado que un escenario eruptivo no puede ser definido con parámetros vulcanológicos fijos, se determinaron Funciones de Densidad de Probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) de los parámetros de entrada (Bonadonna, 2006), con los valores promedio, máximo y mínimo de cada parámetro. Una vez determinado un rango para cada parámetro eruptivo, se supone una PDF entre cada gama y posteriormente se usa un método de muestreo estratificado (Costa et al., 2009) para muestrear los parámetros vulcanológicos de entrada para cada ejecución del FALL3D (Folch et al., 2009).

Los parámetros meteorológicos utilizados en las simulaciones se generan en la fase de pre-procesamiento dando origen a un archivo que contiene la topografía y los datos meteorológicos (campo de viento en tres dimensiones, temperatura y densidad del aire, humedad, etc.) en función del tiempo que necesita el FALL3D. Se consideró un conjunto amplio de datos de vientos, se construyeron funciones de densidad de probabilidad y se aplicó un método de muestreo estratificado, tal y como se utilizó para los parámetros vulcanológicos. Los datos de vientos usados corresponden a valores de re-análisis proporcionados por el *National Center for Environmental Prediction* (CDAS-NCEP/NCAR, http://nomad3.ncep.noaa.gov/ncep data/index.html) e incluyen valores correspondientes a 17 niveles de presión, que van desde los 10 mb, y una base de datos temporales que incluye información de 1948 a la fecha.

14. Proyectiles balísticos

Miguel Angel Alatorre y Hugo Delgado Granados

Las explosiones volcánicas pueden producir fragmentos de roca y lava que son expulsados hacia la atmósfera para luego impactar la superficie terrestre siguiendo trayectorias aproximadamente parabólicas modificadas por una importante fuerza de arrastre. Estos fragmentos (que pueden tener diámetros de hasta algunos metros) se conocen como proyectiles balísticos volcánicos.

Cuando los fragmentos son expulsados del cráter en estado líquido o semilíquido adquieren forma de huso (como bolillos) al solidificarse en el aire y si son mayores a 64 mm se les denomina bombas volcánicas. Los fragmentos de rocas antiguas que forman el cráter, las paredes de los conductos o los domos de lava emitidos con anterioridad que son lanzados en estado sólido desde el cráter y tienen formas angulosas se les llama bloques volcánicos. Es importante resaltar, que el término de proyectil balístico es independiente de la textura, composición u origen de los fragmentos, requiere que la mayor parte del movimiento de los fragmentos esté gobernada fundamentalmente por la fuerza de gravedad y la trayectoria sea parabólica. Fragmentos cuyo movimiento esté regido fundamentalmente por la dinámica de la columna eruptiva y por los vientos, no pueden ser considerados proyectiles balísticos y no pueden modelarse como tales. La energía cinética de la erupción determina el tamaño de los fragmentos que pueden ser arrastrados por la columna eruptiva y el tiempo en que se separan. Por este motivo, el tamaño de los fragmentos que pueden ser considerados como proyectiles balísticos depende de la energía de la erupción y no puede ser definido arbitrariamente para todos los casos.

Los proyectiles balísticos representan una amenaza importante para la vida, las propiedades y la aeronavegación debido a las altas temperaturas y elevadas energías de impacto que alcanzan. Para que la población pueda protegerse adecuadamente es necesario establecer rangos de seguridad acordes al alcance esperado de estos proyectiles.

Durante las explosiones volcánicas los proyectiles balísticos son expulsados del cráter con velocidades que pueden rebasar los 1000 km/hr, lo que les permite recorrer algunos kilómetros de distancia en menos de un minuto. La trayectoria parabólica que describen estos productos antes de caer en la superficie de la Tierra es modificada por la fuerza de arrastre con el aire, la cual disminuye considerablemente el alcance y provoca que la caída de los balísticos sea más vertical de la que sería en un movimiento parabólico (Figura 61).

Las personas pueden sobrevivir a la caída de proyectiles pequeños en algunos refugios; sin embargo, el impacto de balísticos grandes puede afectar a las personas incluso en refugios sólidos, debido a que la energía de impacto de estos proyectiles puede ser superior a la energía de penetración de diversos materiales con los que se construyen los techos (Tilling, 1993). Existen registros de daños a diversas construcciones por el impacto de balísticos volcánicos. Por ejemplo, Blong (1984) señala que proyectiles entre 6 y 8 cm de diámetro penetraron techos de hierro galvanizado en Georgetown (San Vicente) en 1903 y que en 1912, el volcán Estromboli (Italia) arrojó balísticos de hasta 30 toneladas a más de 3 km de distancia, los cuales destruyeron muchas casas en Ginostra. Puede ocurrir que la estructura de una construcción se vea seriamente dañada al ser impactada en muchas ocasiones. Por ejemplo, el refugio del Glaciar Hut, que se encuentra a 1.2 km de Crater Lake en el volcán Ruapehu, fue seriamente dañada al ser impactada 35 veces por proyectiles balísticos durante la erupción de 1975 (Blong, 1984). Otro ejemplo es la destrucción del mirador del Monte Lassen durante la erupción de 1914 por impactos sucesivos de balísticos. En el caso del volcán Popocatépetl, las únicas muertes registradas asociadas a la actividad eruptiva entre 1994 y 2014 se debe a proyectiles balísticos que sorprendieron a 5 montañistas que en abril de 1996 subieron al cráter ignorando los avisos oficiales de Protección Civil (Delgado-Granados et al., 2001).

Las temperaturas de impacto representan también una amenaza importante asociada a los proyectiles balísticos debido a que éstas pueden ser superiores al punto de ignición de la vegetación que rodea al volcán o de diversos materiales de construcción y por lo tanto pueden provocar incendios. En general, los balísticos volcánicos suelen ser incandescentes al momento de ser expulsados del cráter, lo que implica que tienen temperaturas superiores a los 600ºC. En general, se puede considerar que la temperatura de los balísticos volcánicos se encuentra en un intervalo entre 300ºC y 1000ºC por lo que pueden fácilmente provocar incendios pastizales y en la madera. Durante la explosión de 1783 del volcán Asama (Japón) bombas incandescentes de 50 cm de diámetro impactaron y perforaron los techos de las casas en Karaizawa, a 11 km de distancia, provocando que 52 de las 162 casas fueran completamente incendiadas (Aramaki, 1956). Otro ejemplo es la erupción en 1973 del volcán Heimaey (Islandia), en la que bloques entre 0.1 y 2.0 m de diámetro provocaron el fuego en diversas construcciones al impactarse contra los techos y ventanas (Blong, 1984). Durante algunos eventos explosivos del Popocatépetl en el presente periodo eruptivo (1994-2016), fragmentos incandescentes han provocado incendios en los pastizales cercanos al volcán, como se muestra en la Figura 62.

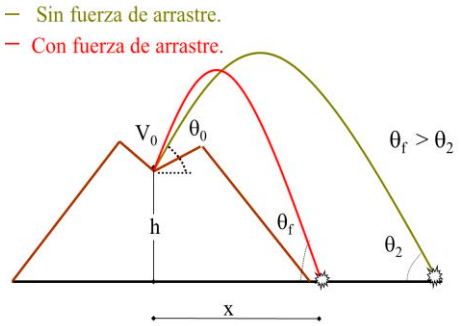


Figura 61. *Trayectoria de un proyectil balístico expulsado con velocidad inicial Vo y ángulo θ_o. La fuerza de arrastre disminuye considerablemente el alcance de los proyectiles balísticos y provoca que la caída sea más vertical que en una trayectoria parabólica normal sin tomar en cuenta esta fuerza.*

Muestreo de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatépetl.
Durante numerosos eventos explosivos del volcán Popocatépetl han sido emitidos proyectiles balísticos que han impactado en los flancos del volcán. Los datos recolectados para la elaboración del mapa de peligros por impacto de proyectiles balísticos corresponden a un total de cinco campañas de campo que se llevaron a cabo en noviembre-diciembre de 1999, febrero-marzo de 2006, febrero de 2009, abril de 2010 y marzo de 2011. Considerando la localización en la que fueron encontrados los proyectiles balísticos y después de un análisis detallado de los reportes de actividad de CENAPRED y videos de eventos explosivos, consideramos que los balísticos encontrados corresponden a eventos explosivos que ocurrieron en noviembre-diciembre 1998 (Smithsonian Institution, 1998 a,b), febrero 2003 (Smithsonian Institution, 2003) y el 8 de marzo de 2008 (CENAPRED). Los proyectiles balísticos pueden tener diversos orígenes y lo único que los identifica como tales es su trayectoria que frecuentemente genera cráteres de impacto. Para asegurar que todas las rocas muestreadas tuvieron trayectorias balísticas, solamente se consideraron fragmentos encontrados dentro o en las cercanías de cráteres de impacto (Figura 63).

En total se identificaron y estudiaron 122 cráteres de impacto, pero solamente fue posible medir los fragmentos correspondientes en 67 casos. En muchos otros casos, no se encontraron restos de los proyectiles en muchos de los cráteres ni en sus cercanías. Esto puede deberse a que en muchos casos al impactarse los balísticos no solamente se fragmentan o rompen, sino que se pulverizan completamente. En diversos videos de eventos explosivos del volcán Popocatépetl se observa que en las cercanías del cráter del volcán (donde la pendiente es muy pronunciada) los balísticos rebotan o se fragmentan y dispersan en una pequeña área alrededor del punto de caída, lo que explica la existencia de algunos cráteres de impacto sin fragmentos en esta zona. Sin embargo, en los videos también se observa que en las zonas más alejadas del cráter (donde el terreno es más plano) los balísticos no rebotan, sino que al impactarse muchas veces explotan. Estas explosiones producen que los proyectiles se pulvericen, lo que explica el hecho de que en muchos de los cráteres formados en terreno plano no se encuentren fragmentos de éstos.

Figura 62. *Incendios en pastizales provocados por los balísticos arrojados durante la explosión del 14 de febrero del 2003 del volcán Popocatépetl.*

Con el fin de determinar los alcances máximos que han tenido los proyectiles balísticos en el volcán Popocatépetl, nos enfocamos principalmente en los fragmentos identificados a mayor distancia del cráter. Cada cráter fue descrito y localizado utilizando un GPS. Cuando fue posible, las dimensiones de los fragmentos de los proyectiles balísticos fueron medidos en el campo, y en las últimas campañas, también pesadas para tener un valor más preciso de la masa como medida independiente al tamaño debido a los errores intrínsecos de dicha medición (balísticos fragmentados y formas irregulares). En general se observó que las dimensiones de los cráteres de impacto aumentan con el tamaño de los fragmentos, pero se encontró una dispersión significativa debido a las diferencias que existen entre los distintos terrenos donde impactaron los balísticos (ceniza suelta, pastizales, terreno rocoso, raíces de árboles, grado de preservación del cráter). En promedio, el tamaño medio de los cráteres de impacto es de alrededor de 4-5 veces el diámetro equivalente del balístico correspondiente. La mayoría de los balísticos son densos y angulares, aunque algunos fragmentos exhiben un interior poroso y una corteza densa poco porosa, llamados bloques con corteza de pan, que son productos típicos de erupciones vulcanianas.

En cada una de las campañas de campo se muestrearon y recolectaron fragmentos de proyectiles balísticos para un análisis más detallado en el laboratorio. Lo más importante para calcular las trayectorias es determinar la densidad por el método del principio de Arquímedes. También se hicieron mediciones más precisas de densidad, de porosidad interconectada y porosidad aislada utilizando un picnómetro de Helio en el laboratorio de Vulcanología Experimental de la Universidad Ludgwig-Maximilians de Múnich (Alemania) y se determinó la composición química de roca total de los fragmentos por fluorescencia de Rayos X realizados en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIs del Instituto de Geología de la UNAM. No observamos diferencias significativas en las propiedades físicas de los proyectiles balísticos emitidos en diferentes eventos y las composiciones químicas resultaron similares a las mediciones reportados para tefra producidos en diferentes eventos explosivos (Straub y Martin-Del Pozzo, 2001; Martin-Del Pozzo et al., 2003; Witter et al., 2005). En la Tabla 9 se presentan las características generales de los balísticos encontrados.

Además de los proyectiles balísticos emitidos en el presente periodo eruptivo (1994-2014) se encontraron siete proyectiles con un diámetro medio entre 30-40 cm en el depósito de la erupción Pliniana conocida como Pómez con Andesita (PCA; Mooser, 1967) también conocida como depósito "Tutti-Frutti" (Sosa-Ceballos et al., 2012) que ocurrió hace aproximadamente 14,000 años. Estos proyectiles fueron encontrados a una distancia de 10.4 km del cráter en el flanco noroeste del volcán, cerca del poblado La Comunidad en las proximidades de San Pedro Nexapa. Estos proyectiles están visiblemente alterados y tienen una densidad entre 2100-2700 kg/m^3 y están asociados a claras sagas de impacto que indican su emplazamiento balístico, al menos en la parte descendente de su trayectoria. Cabe mencionar que éstos son los proyectiles balísticos que más lejos del cráter se han documentado a nivel mundial.

Tabla 9. Características de los balísticos investigados y que fueron emitidos en diferentes eventos eruptivos del volcán Popocatépetl.

Parámetro	Observado
Diámetro promedio (m)	0.20 – 0.60
Densidad total (kg/m^3)	2100 – 2600
Densidad de la matriz (kg/m^3)	2600 – 2680
Porosidad interconectada (%)	3-23
Porosidad total (%)	5- 25
Composición (SiO_2 %)*	Andesítica (61) – Dacítica (65)
Cristalinidad (vol. % sin vesículas)	30 – 50 (Plagioclasa, piroxenos, anfíbol, óxidos de Fe-Ti y en los fragmentos andesíticos olivino)

Figura 63. *Fotografías del trabajo de campo realizado en el volcán Popocatépetl para identificar proyectiles balísticos. Los cráteres de impacto fueron localizados con GPS, se midieron sus dimensiones (abajo a la izquierda) y se pesaron los fragmentos de proyectiles balísticos encontrados (abajo a la derecha).*

Para el escenario de mayor magnitud del mapa de peligros por proyectiles balísticos, se consideraron los datos de fragmentos líticos encontrados en el depósito de caída PCA de la erupción Pliniana de hace 14,000 años reportados por Sosa-Ceballos et al. (2012) que midieron el eje mayor del lítico más grande encontrado en el depósito. Estos datos abarcan fragmentos desde 1.2 cm de eje mayor encontrados a 67.8 km del cráter del volcán, hasta fragmentos de 1 metro y que fueron localizados a 9.5 km del cráter (Figura 64). Los datos con los que se cuenta no especifican la existencia de una saga de impacto asociada a los fragmentos que constituiría una evidencia clara de cuales tamaños corresponden a fragmentos que fueron emplazados siguiendo una trayectoria balística.

* La composición química únicamente fue determinada para las muestras recolectadas en la campaña de campo de 2006.

Metodología: Cálculo de la energía cinética de los proyectiles balísticos volcánicos

Para que la población pueda protegerse adecuadamente del impacto de proyectiles balísticos volcánicos, es necesario establecer rangos de seguridad acordes con el alcance máximo esperado de estos proyectiles en diferentes escenarios explosivos que pueden ocurrir en un determinado volcán. Para ello es necesario definir primero cuáles son los escenarios explosivos posibles de acuerdo con el pasado geológico de cada volcán y después calcular el alcance máximo esperado de los balísticos volcánicos para cada escenario utilizando un modelo balístico.

Para calcular el movimiento de los balísticos volcánicos los escenarios explosivos pueden ser parametrizados (o definidos) en términos de la energía cinética de lanzamiento máxima asociada a estos proyectiles[1]. Esta parametrización es conveniente porque permite calcular la correspondiente velocidad inicial de cada balístico y determinar su alcance. Con el fin de parametrizar en forma realista los escenarios explosivos para un determinado volcán, es necesario calcular la energía cinética asociada a los proyectiles balísticos producidos durante distintos eventos explosivos históricos de dicho volcán. Para ello, el primer paso consiste en realizar un estudio de campo para identificar los balísticos que lograron un alcance máximo correspondientes a cada evento explosivo del volcán. Considerando los parámetros medidos en el campo, la altura del cráter (o fuente) correspondiente y suponiendo que los balísticos de máximo alcance fueron lanzados con un ángulo óptimo[2], es necesario resolver numéricamente la ecuación de movimiento balístico hasta obtener, por ensayo y error, la energía cinética de lanzamiento con la cual se logra que el alcance sea igual al medido en el estudio de campo. Esta energía cinética es la que se utiliza para parametrizar el escenario explosivo correspondiente al evento eruptivo que produjo los balísticos muestreados y por lo tanto, va a ser la que se utilice para calcular los alcances máximos de los proyectiles balísticos y delimitar las zonas de peligro por su impacto en este tipo de escenarios.

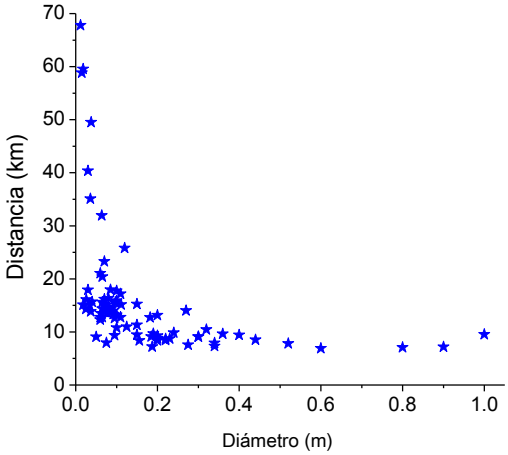


Figura 64. *Fragmentos líticos encontrados en el depósito PCA de la erupción Pliniana de hace 14,000 años reportados por Sosa-Ceballos et al. (2012) donde se muestra la relación de la distancia al cráter con diámetro máximo.*

[1] En videos de explosiones volcánicas se observa que no todos los balísticos son expulsados con la misma energía. Es por ello que para definir escenarios explosivos se considera solamente la energía cinética de lanzamiento máxima con la que son expulsados estos proyectiles.

[2] Existen diversas combinaciones de ángulos de lanzamiento con energías cinéticas asociadas a los balísticos que dan como resultado el alcance medido en el campo. Es por ello que para calcular en forma unívoca la energía cinética de lanzamiento, es necesario considerar únicamente los balísticos con máximo alcance y asumir que fueron expulsados con un ángulo óptimo.

Considerando solamente las fuerzas de gravedad y de arrastre, las ecuaciones balísticas de movimiento se pueden plantear en coordenadas rectangulares de la siguiente manera (Wilson, 1972; Waitt et al., 1995; Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados 2006):

$$\frac{dx}{dt} = v_x \tag{1a}$$

$$\frac{dz}{dt} = v_z \tag{1b}$$

$$\frac{\mathrm{d}v_x}{\mathrm{d}t} = -\frac{C_\mathrm{d}\left(\left|\boldsymbol{v}-\boldsymbol{u}\right|\right)\rho_a(z)A\left|\boldsymbol{v}-\boldsymbol{u}\right|\left[v_x-u\right]}{2m} \tag{2a}$$

$$\frac{\mathrm{d}v_z}{\mathrm{d}t} = -g - \frac{C_\mathrm{d}\left(\left|\boldsymbol{v}-\boldsymbol{u}\right|\right)\rho_a(z)A\left|\boldsymbol{v}-\boldsymbol{u}\right|v_z}{2m} \tag{2b}$$

donde:
x y *z* son las posición horizontal y vertical respectivamente,
t el tiempo,
$v = (v_x, v_z)$ es el vector de velocidad del proyectil,
g es la aceleración debida a la gravedad,
$C_d\left(\left|\vec{v}-\vec{u}\right|\right)$ es el coeficiente de arrastre expresado como función de la magnitud de la velocidad relativa entre los balísticos y el aire,
$\rho_a(z)$ es la densidad del aire en función de la altitud,
A el área transversal del cuerpo,
m la masa y
$\left|\boldsymbol{v}-\boldsymbol{u}\right| = \sqrt{(v_x-u)^2+v_z^2}$ es la velocidad relativa entre el balístico y el viento despreciando la velocidad en la dirección vertical del viento.

El coeficiente de arrastre C_d depende de las características del flujo (número de Reynolds y número de Mach), así como de la textura y forma de los proyectiles balísticos. Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado (2006) midieron en un túnel de viento subsónico el coeficiente de arrastre de partículas volcánicas e incorporaron los resultados en su modelo balístico, a diferencia de modelos anteriores que utilizaban valores del coeficiente de arrastre correspondiente a figuras geométricas como esferas, cilindros y cubos (Sherwood 1967; Fudali y Melson 1972; Wilson 1972; Self et al. 1980; Steinberg y Lorenz 1983; Fagents y Wilson 1993; Waitt et al. 1995; Bower y Woods 1996; Mastin 2001). El modelo de Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado (2006) además fue calibrado con videos de explosiones volcánicas del Popocatépetl que emitieron balísticos. Los resultados son consistentes con las observaciones y muestran que este modelo puede ser utilizado para calcular la trayectoria de proyectiles balísticos en explosiones volcánicas a partir del punto en que se separan de la columna eruptiva.

Estos modelos, al igual que la mayoría de los modelos balísticos tradicionales consideraban que estos proyectiles son expulsados en aire en reposo desde el momento en que salen del cráter y por lo tanto sus trayectorias pueden ser consideradas como exclusivamente balísticas. Sin embargo, cada vez hay más evidencia de que la dinámica eruptiva afecta el movimiento de los proyectiles balísticos en las primeras etapas de su movimiento, ya que la expansión de la columna eruptiva impulsa a estos proyectiles y disminuye la fuerza de arrastre en las cercanías del cráter en forma significativa, como lo demuestran diferentes videos de erupciones volcánicas y modelos eruptivos más recientes (Fagents y Wilson 1993; Bower y Woods 1996; de' Michieli Vitturi et al. 2010; Konstantinou, 2015; Taddeucci et al., 2015). Si los proyectiles balísticos volcánicos fueran lanzados dentro de una atmósfera estacionaria, la fuerza de arrastre aumentaría dramáticamente, lo que resultaría en velocidades iniciales extremadamente altas (más de 1000 m/s, i.e >3600 km/hr) requeridas para que los proyectiles alcancen las distancias observadas, lo que ya había sido observado en diferentes volcanes alrededor del mundo (Fagents y Wilson 1993; Waitt et al. 1995; de' Michieli Vitturi et al. 2010; Swanson et al. 2010; Fitzgerald et al., 2014; Taddeucci et al., 2015). De hecho, en ciertos

casos como en los fragmentos de 30 cm encontrados a 10.4 km del cráter del Popocatépetl la energía de lanzamiento no puede obtenerse considerando un modelo exclusivamente balístico. Si los proyectiles balísticos son lanzados dentro de una atmósfera estacionaria, su velocidad inicial es demasiado alta lo cual lleva a una sobreestimación de la fuerza de arrastre.

Para considerar este efecto, Fagents y Wilson (1993) suponen que todo el material se comporta en forma coherente hasta alcanzar la velocidad u_o, y proponen que el material es "lanzado" con esta velocidad dentro del gas en movimiento, cuya velocidad u empieza a decaer con la distancia radial R y el tiempo t de acuerdo con:

$$u = u_o \left(\frac{R_o}{R} \right)^2 e^{-t/\tau}$$

donde suponen que la constante de tiempo ζ está relacionada con la razón entre la presión inicial del gas (P_i) y la presión atmosférica (P_a) por:

$$\tau = \frac{P_i}{P_a} t_o$$

En la Figura 65 se muestra esquemáticamente el modelo de Fagents y Wilson (1993) y el subsiguiente movimiento del aire. Para calcular la velocidad inicial de los balísticos con este modelo es necesario asignar valores para la presión inicial del gas (P_i), el radio de la región donde el gas está confinado ($r_{i,}$) y la razón por peso de la fase gaseosa (n).

Los modelos balísticos como el de Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006) permiten establecer una relación entre las velocidades de salida y las distancias que los proyectiles balísticos pueden alcanzar en erupciones explosivas. Estos modelos se pueden integrar con modelos eruptivos para relacionar las velocidades de salida con la presión inicial del magma y el contenido de volátiles, que son parámetros que en principio pueden estimarse por técnicas de monitoreo continuo.

La actividad eruptiva 1994-2016 del volcán Popocatépetl ha sido predominantemente vulcaniana y por lo tanto, se requiere un modelo para este tipo de erupciones. Alatorre-Ibargüengoitia et al. (2010) propusieron un modelo unidimensional para erupciones vulcanianas que considera la aceleración del domo de lava que bloquea el conducto y la energía consumida durante la fragmentación. De acuerdo con este modelo, cuando el domo se rompe, el magma poroso que se encuentra debajo de él se fragmenta por descompresión rápida y la mezcla de gas y piroclastos resultantes se expande, expulsando los fragmentos del domo suponiendo que durante los primeros segundos de la fase de aceleración estos fragmentos se mueven de forma coherente, manteniendo su área transversal sin permitir el escape de los gases, tal y como lo sugiere el modelo de Fagents y Wilson (1993).

El modelo de erupciones vulcanianas de Alatorre-Ibargüengoitia et al. (2010) puede ser utilizado junto con el modelo balístico para estimar el alcance de los proyectiles balísticos a partir de las condiciones iniciales del magma en este tipo de erupciones. Este método también ayuda a considerar la reducción del arrastre en las cercanías del cráter utilizando las relaciones propuestas por Fagents y Wilson (1993). Sin embargo, estas ecuaciones deben de ser consideradas con cautela, ya que R_o y t_o (Figura 65) corresponden estrictamente a la distancia y al tiempo requerido por los fragmentos del domo para alcanzar su máxima velocidad, la cual en principio ocurre cuando la presión del gas se iguala con la presión atmosférica. De acuerdo con el modelo unidimensional de Alatorre-Ibargüengoitia et al. (2010), esto ocurre a distancias de pocos km y varios segundos (>10 s), y en este rango el modelo unidimensional ya no es válido porque el gas y los piroclastos pueden escapar por los lados.

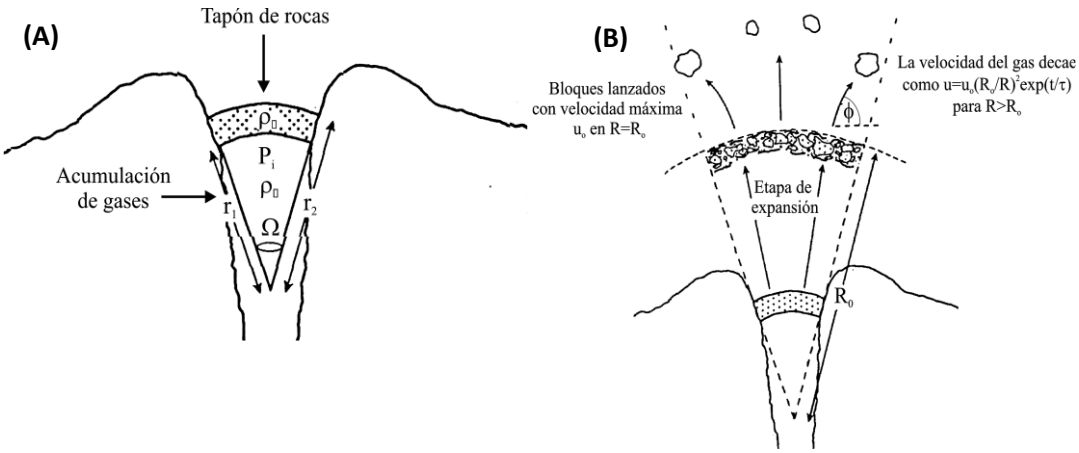


Figura 65. *Diagrama del modelo de Fagents y Wilson (1993). En el inciso (A) se muestra la geometría que consideraron para resolver la ecuación de movimiento y en (B) se muestra la expansión de roca y gas hasta la distancia R_o en la cual los bloques son lanzados.*

Observaciones de videos de explosiones del volcán Popocatépetl sugieren que el material emitido se comporta de una manera coherente hasta que alcanza una altura de 600-700 m sobre la posición original, lo cual ocurre en un tiempo de 3-6 segundos. En esta región, el modelo vulcaniano de Alatorre-Ibargüengoitia et al. (2010) puede ser utilizado. Los cálculos teóricos indican que la aceleración en este punto es de alrededor de 8 % de la aceleración inicial. Por este motivo, suponemos que la emisión de los proyectiles balísticos ocurre cuando la aceleración de los fragmentos es 8 % de la aceleración inicial y que los valores de R_o y t_o en las ecuaciones (3) y (4) son la distancia y tiempo correspondientes. Para la zona con fuerza de arrastre reducido después de la fase de aceleración, consideramos la geometría radial mostrada en la Figura 65 considerando las restricciones impuestas por el cráter del volcán Popocatépetl.

Para calibrar el modelo, comparamos los resultados teóricos con las observaciones de videos de erupciones vulcanianas del volcán Popocatépetl grabadas con una cámara del monitoreo visual del CENAPRED. Esta cámara está localizada en la estación Altzomoni, a 11 km al norte del Popocatépetl, con una altitud de 4,000 metros sobre el nivel del mar. Los videos analizados corresponden a tres eventos vulcanianos que ocurrieron durante la noche, lo cual permite una mejor visibilidad de los proyectiles balísticos: el 17 de diciembre de 1998, el 4 y 14 de febrero de 2003. Además analizamos otro evento que ocurrió durante el 8 de marzo de 2008 grabado con la videocámara del Cerro Tlamacas, a 5 km al norte del cráter del volcán. Algunos de los fragmentos lanzados por este evento fueron muestreados durante el trabajo de campo.

En cada erupción se analizaron tres distintas fases (Figura 66): 1) la fase de expansión desde el principio de la explosión hasta que los fragmentos del domo dejan de comportarse de forma coherente, lo cual ocurre a una altura aproximada de 600-700 m arriba del cráter; 2) el momento en que los proyectiles balísticos alcanzan su máxima altitud; 3) la fase en que los proyectiles balísticos impactan los flancos del volcán. A pesar de que la resolución de los videos no permite distinguir trayectorias individuales, es posible estimar los valores promedio de los siguientes parámetros: los tiempos correspondientes a cada una de las fases, la velocidad de salida de los balísticos al final de la fase de expansión y la máxima altura de los proyectiles balísticos que tienen mayores alcances. La velocidad de expulsión y las altitudes fueron corregidas debido a los efectos de visión oblicua utilizado el método descrito por Formenti et al. (2003). La distancia máxima entre el punto de impacto y el cráter fue medida en el campo.

La Tabla 10 muestra la comparación entre los valores de los parámetros observados en los videos y los valores calculados teóricamente. Para cada evento, calculamos la presión inicial necesaria para lanzar los proyectiles balísticos hasta la distancia en que fueron observados considerando su tamaño y densidad de acuerdo a las medidas en el campo. Esta tabla muestra que el modelo vulcaniano de Alatorre-Ibargüengoitia et al. (2010) en conjunción con el modelo balístico de Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006) reproduce adecuadamente los valores medios de los parámetros observados y puede ser utilizado para calcular los alcances máximos de los proyectiles balísticos en erupciones Vulcanianas.

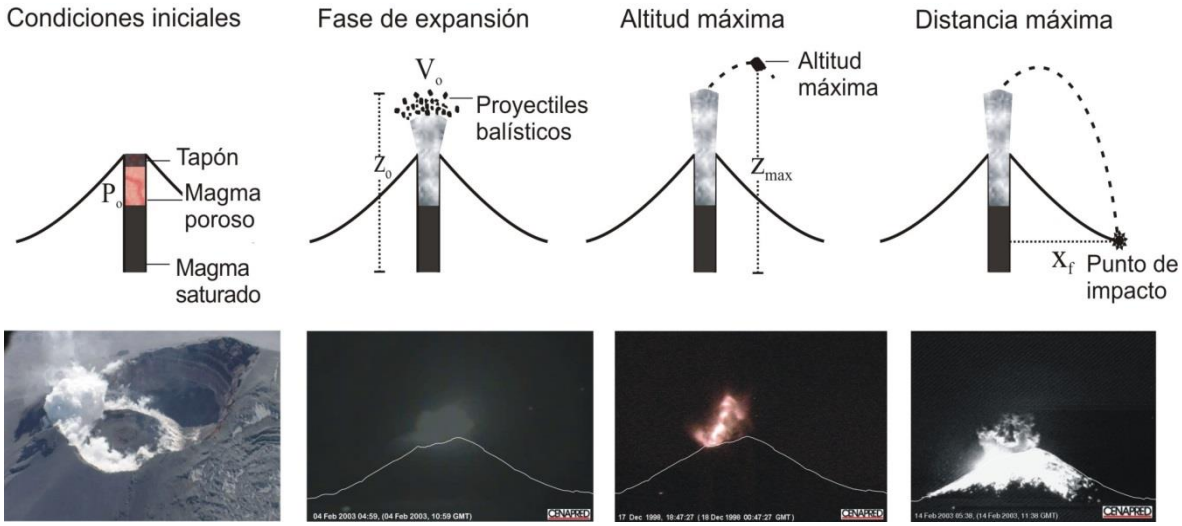


Figura 66. *Arriba: ilustración de las erupciones Vulcanianas: inicialmente un domo de lava denso bloque el conducto y mantiene el magma poroso que se encuentra abajo a una alta presión. Cuando este domo se rompe, el magma poroso se fragmenta y se expande impulsando los fragmentos del domo (fase de expansión). A un determinado punto, estos fragmentos se separan de la columna eruptiva y siguen trayectorias balísticas que alcanzan una máxima altitud antes de moverse hacia abajo hasta que impactan el terreno. Debajo de izquierda a derecha: fotografía de un domo de lava del volcán Popocatépetl tomada el 16 de diciembre del 200, e imágenes de los videos de erupciones Vulcanianas del mismo volcán que ocurrieron el 4 de febrero de 2003, 17 de diciembre de 1998 y 14 de febrero del 2003. Estas imágenes corresponden a las distintas fases. Los puntos brillantes corresponden a fragmentos incandescentes lanzados en forma balística. La fuente es la página Web del CENAPRED (http://www.cenapred.gob.mx/es/Instrumentacion/InstVolcanica/MVolcan/).*

Tabla 10. Comparación de diferentes parámetros observados en videos de erupciones del volcán Popocatépetl y los valores de estos parámetros calculados considerando el modelo de erupciones vulcanianas calibrado experimentalmente en combinación con un modelo balístico. La presión fue calculada considerando la máxima distancia alcanzada por los proyectiles balísticos junto con su tamaño y densidad medidos en el campo. (Modificado de Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2012).

Fecha		Presión inicial (MPa)	Fase de expansión		Altitud máxima		Distancia máxima	
			Tiempo (s)	Velocidad (m/s)	Tiempo (s)	Altitud (km snm)	Tiempo (s)	Distancia (km)
17.12.98	Observado	-	3 - 4	180- 230	12- 14	6.3 - 6.5	31 - 42	3.7
	Teoría	18- 22	4	210- 250	12- 14	6.3 - 6.6	38 - 43	3.7
2.02.03	Observado	-	4 - 6	110- 150	11- 12	5.8 - 6.0	27 - 30	2.3
	Teoría	9- 11	6 - 7	110- 145	10- 13	5.9 - 6.0	28 - 33	2.3
14.02.03	Observado	-	-	120- 160	7- 10	5.7 - 6.0	24 - 32	2.6
	Teoría	10- 12	6 - 7	120- 160	7- 10	6.0 - 6.2	27 - 33	2.6
08.03.08	Observado	-	-	-	-	-	28 - 40	3.2
	Teoría	12- 15	5 - 6	150- 190	10- 12	6.3 - 6.5	32 - 37	3.2

Anteriormente se mencionó que la energía cinética de la erupción determina el tamaño de los fragmentos que pueden ser arrastrados por la columna eruptiva y el tiempo en que se separan. En la Figura 67 se muestra el alcance en función del diámetro de los fragmentos para diferentes energías considerando un modelo puramente balístico, es decir, que los fragmentos siguen una trayectoria aproximadamente parabólica desde el momento en que son disparados de la fuente sin ningún impulso adicional por la columna eruptiva en expansión. Esta figura muestra que los fragmentos más pequeños que cierto tamaño (dependiendo de la energía) tienen un alcance cada vez menor debido a que la velocidad de salida correspondiente a la energía dada es mucho mayor, pero esto implica también una mucho mayor fuerza de arrastre y por lo tanto su alcance es más limitado y disminuye con el tamaño.

En la Figura 68 se muestra el alcance en función del tamaño considerando que en las fases iniciales de su movimiento los fragmentos son impulsados por la expansión de la columna eruptiva de acuerdo a la parametrización propuesta por Fagents y Wilson (1993), en conjunto con los datos de fragmentos líticos encontrados en el depósito PCA de la erupción Pliniana de hace 14,000 años reportados por Sosa-Ceballos et al. (2012). Comparando las Figuras 67 y 68 se observa una diferencia radical en el comportamiento de las partículas más pequeñas, debido a que los fragmentos más pequeños no pueden ser considerados como proyectiles balísticos porque su movimiento no está controlado por la gravedad, sino por el arrastre de la columna eruptiva y los vientos, los cuales están muy simplificados en la parametrización de Fagents y Wilson (1993).

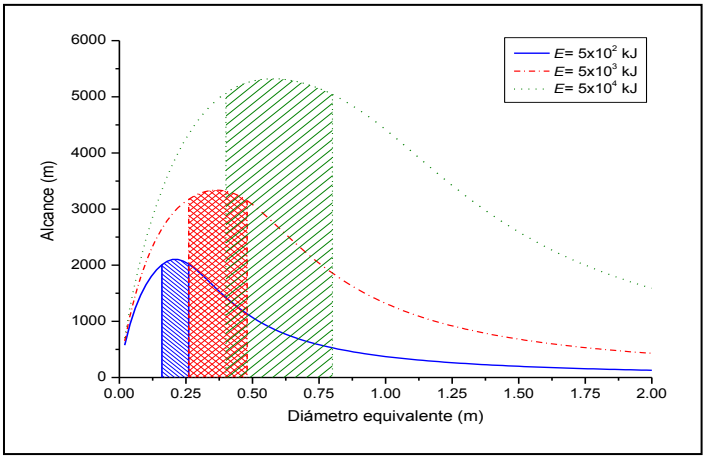


Figura 67. *Alcance en función del diámetro de acuerdo a un modelo exclusivamente balístico. Los fragmentos más pequeños tienen alcances muy limitados porque toda su energía se consume por la fuerza de arrastre.*

En la Figura 69 se muestran los mismos datos pero considerando un rango de distancias acotado. Se observa en esta gráfica que la pendiente de la gráfica entre distancia y diámetro medio aumenta drásticamente para fragmentos <20 cm, lo cual establece precisamente que son estos fragmentos los que están controlados por la dinámica de la columna eruptiva y los vientos, y no por la fuerza de gravedad que determina la trayectoria balística. Por lo tanto, en el caso de los datos de la erupción pliniana de hace 14,000 años podemos delimitar la aplicación del modelo balístico a fragmentos mayores a 20 cm.

Es importante mencionar que fragmentos entre unos 5 a 20 cm también pueden representar una amenaza significativa para la población, pero no pueden ser modelados como proyectiles balísticos porque su movimiento está controlado por la dinámica de la columna eruptiva para los que es indispensable otro tipo de modelos más complejos que están más allá de lo presentado en esta memoria técnica.

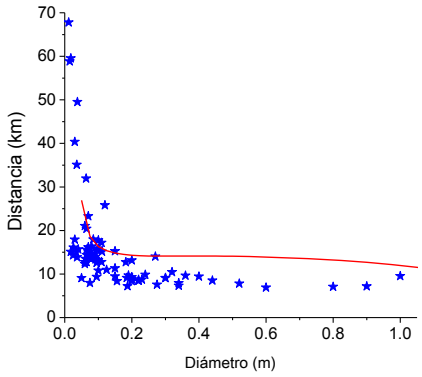


Figura 68. *Fragmentos líticos encontrados en el depósito de la erupción Pliniana de hace 14,000 años reportados por Sosa-Ceballos et al. (2012) donde se muestra la relación de la distancia al cráter con diámetro máximo y su comparación con el modelo balístico considerando el impulso de la columna eruptiva en las cercanías del cráter según la parametrización de Fagents y Wilson (1993) considerando una energía cinética inicial de 1.1 x 10^8 J.*

Definición de escenarios explosivos del volcán Popocatépetl

El peligro volcánico se define como la probabilidad de que una zona específica pueda ser afectada por fenómenos volcánicos potencialmente destructivos dentro de un intervalo de tiempo (Tilling, 1993). Con el fin de delimitar las zonas que pueden ser afectadas por el impacto de los proyectiles balísticos durante erupciones volcánicas de una manera realista, es necesario establecer diferentes escenarios explosivos junto con su probabilidad de ocurrencia asociada, basada en la evidencia estadística. Estos escenarios pueden ser definidos en términos de la máxima energía cinética asociada a los proyectiles balísticos (Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2006). Esta parametrización no depende de los procesos eruptivos y por lo tanto sirve para definir escenarios generales. Los análisis de los videos de las erupciones volcánicas del volcán Popocatépetl muestran que no todos los proyectiles balísticos son emitidos con la misma energía cinética. Por esta razón, solamente la máxima energía cinética de lanzamiento de los balísticos es utilizada para definir los escenarios explosivos.

Para delimitar las zonas que pueden ser afectadas por los proyectiles balísticos se definen tres escenarios eruptivos con peligrosidad alta, intermedia y alta, de acuerdo a la actividad pasada del volcán Popocatépetl. El escenario de probabilidad alta, el que tiene mayor probabilidad de ocurrir, se define considerando la máxima energía de lanzamiento de los proyectiles balísticos muestreados durante la presente etapa eruptiva (1994-2016). De acuerdo a los análisis de campo, esto corresponde a fragmentos con un diámetro medio de 35 cm que fueron lanzados hasta una distancia máxima de 3.7 km del cráter el 17 de diciembre de 1998. Para el escenario de peligrosidad más baja, que corresponde a la máxima intensidad pero que es el menos probable que ocurra, se consideró la energía cinética de lanzamiento asociada a la emisión de un fragmento de 27 cm de longitud máxima encontrado a 14 km del cráter correspondiente a la erupción Pliniana PCA del volcán Popocatépetl de hace 14,000 años, el de mayor alcance de los fragmentos mayores a 20 cm, que de acuerdo al análisis presentado en la sección anterior son los que pueden ser modelados como proyectiles balísticos (Figura 69).

El escenario de peligrosidad intermedio fue calculado utilizando el promedio geométrico de las energías cinéticas asociadas a los escenarios de peligrosidad alta e intermedia. En la Tabla 11 se presentan los tres escenarios eruptivos definidos para el volcán Popocatépetl.

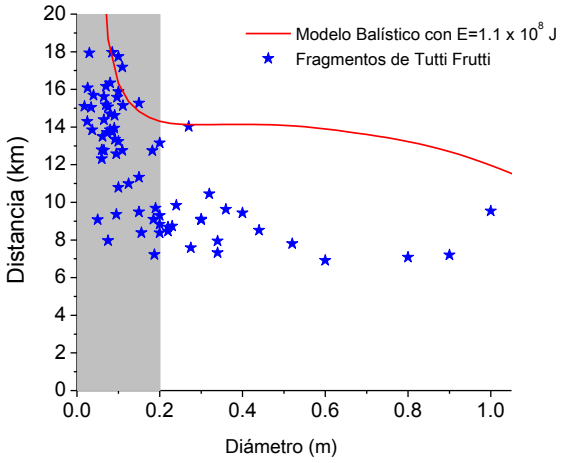


Figura 69. *Fragmentos líticos encontrados en el depósito de la erupción Pliniana PCA de hace 14,000 años reportados por Sosa-Ceballos et al. (2012) donde se muestra la relación de la distancia al cráter (hasta 20 km) con diámetro máximo y su comparación con el modelo balístico considerando el impulso de la columna eruptiva en las cercanías del cráter según la parametrización de Fagents y Wilson (1993) considerando una energía cinética inicial de 1.1 x 10^8 J.*

Una vez definidos los escenarios explosivos, es necesario estimar la probabilidad de ocurrencia de cada uno de ellos en un intervalo de tiempo. De la Cruz-Reyna (1991) sugirió que existe una relación logarítmica entre las tasas de ocurrencia y el Índice de Explosividad Volcánica (IEV) que puede ser expresado de la siguiente manera:

$$\log \lambda_i = aIEV + c$$

donde$_i$ es la tasa de ocurrencia de las erupciones por año con una magnitud IEV, a y c son constantes. Para el caso del volcán Popocatépetl, a= -0.530 y c=0.524 (De la Cruz-Reyna y

Tilling, 2008). El escenario de peligrosidad alta definido aquí, puede ser asociado a erupciones vulcanianas que han ocurrido con cierta frecuencia en el volcán Popocatépetl durante la presente etapa eruptiva (1994-2016) así como en periodos de actividad en tiempos históricos, con un IEV= 2-3. El escenario de peligrosidad baja corresponde a erupciones Plinianas que pueden ser categorizadas como IEV=5, mientras que el escenario de peligrosidad intermedia se encontraría con una categoría de 4. Asumiendo que la secuencia del Volcán Popocatépetl puede ser descrita por un proceso de Bernoulli estacionario, es posible estimar la probabilidad de ocurrencia de erupciones futuras a partir de las tasas medias de ocurrencia (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2008). En la Tabla 11 se muestra la probabilidad de ocurrencia de al menos una erupción en cada uno de los escenarios explosivos en cualquier intervalo de 20 años en el volcán Popocatépetl de acuerdo a este método.

Tabla 11. Energías cinéticas asociadas a los proyectiles balísticos así como sus alcances y altitudes máximos correspondientes a los tres escenarios explosivos definidos para el volcán Popocatépetl. La probabilidad de que al menos una erupción correspondiente a cada una de las categorías IEV en cualquier intervalo de 20 años fue calculado suponiendo que la secuencia eruptiva del volcán Popocatépetl puede ser descrita como un proceso de Bernoulli estacionario. La tasa media de ocurrencia para cada escenario fue definido con los datos presentados en De la Cruz-Reyna y Tilling (2008) para cada categoría.

Escenario (IEV)	Energía cinética (J)	Tasa de ocurrencia media (eventos/año)	Probabilidad (Intervalo 20 años)	Alcance máximo (km)	Altitud máxima (km snm)
Probabilidad alta (2-3)	1.3×10^6	16/500	0.478	5.1	9.1
Probabilidad intermedia (4)	8×10^6	2/1000	0.039	8.0	12.2
Probabilidad baja (5)	5.0×10^7	10/15,000	0.013	12.2	17.1

Cálculo del máximo alcance

El alcance y la trayectoria de los fragmentos menores a 15- 20 cm (dependiendo de la energía) están controlados por la dinámica de la columna eruptiva y por los vientos, por lo que no pueden ser considerados como proyectiles balísticos. Por otro lado, para una energía cinética inicial dada la velocidad inicial de los fragmentos mayores es menor y por lo tanto su alcance disminuye con el tamaño. El diámetro balístico óptimo es un balance entre ambas situaciones y depende de la energía cinética. Es importante mencionar que durante las campañas de campo se observó que los proyectiles balísticos que tienen un alcance máximo tienen diámetros entre 20-40 cm, que de acuerdo a los cálculos teóricos corresponde a los fragmentos que tienen al menos un 80 % del alcance máximo calculado.

Además del diámetro óptimo, existe también un ángulo óptimo que permite a los proyectiles balísticos alcanzar distancias mayores considerando los demás factores constantes. Este ángulo depende de la diferencia de altitudes entre el punto de emisión y el punto de caída, la energía cinética y el diámetro de los proyectiles balísticos. En los cálculos realizados en este trabajo se encontró que el ángulo óptimo de lanzamiento estaba entre 40°-50° y fue calculado para cada escenario. Como en el nuevo modelo se considera que los proyectiles balísticos son impulsados por la columna eruptiva durante la primera fase de su movimiento y ya no son lanzados desde el fondo del cráter, las paredes del cráter no imponen una restricción al ángulo de salida como era el caso en el modelo puramente balístico utilizado en la primera versión del mapa de peligros por proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl (Alatorre-Ibargüengoitia et al., 2001)

Otro factor importante es la altitud del volcán, debido a que la fuerza de arrastre es proporcional a la densidad del aire, la cual decrece en forma cuadrática con la altitud (Waitt et al., 1995). Este hecho es importante para el caso particular del volcán Popocatépetl que tiene una altitud de más de 5,000 m sobre el nivel del mar y por lo tanto, los proyectiles balísticos pueden alcanzar distancias mayores que los fragmentos emitidos en volcanes con una menor altitud. La topografía también es importante porque la diferencia de alturas entre el cráter y el punto de impacto permite a los proyectiles balísticos viajar más tiempo y por lo tanto tener mayores alcances. Finalmente, la velocidad del viento en la misma dirección de los proyectiles balísticos puede aumentar el alcance máximo. Por ejemplo, un viento favorable de 20 m/s puede aumentar el alcance hasta en un 15 %.

15. Corrientes de densidad piroclástica: flujos y oleadas piroclásticas

Lucia Capra

Los flujos piroclásticos, o mejor designados como corrientes de densidad piroclástica (CDP) (Branney y Kokelaar, 2002) son uno de los procesos más complejos y peligrosos que ocurren durante las erupciones volcánicas explosivas. Las CDP son mezclas de partículas piroclásticas y de gas que se mueven por las laderas de un volcán y cuya trayectoria puede ser modificada o no por la topografía, en función de su naturaleza. Macroscópicamente se comportan como corrientes de gravedad densas, multifásicas (partículas + gas) que se desplazan en un medio de menor densidad, la atmósfera (i.e Sulpizio et al., 2014). La fase sólida (partículas) y la fase de fluido (gas) son las dos componentes de una CDP y la variación en sus proporciones relativas determina una transición entre una mezcla diluida (CDP diluidas), donde domina la fase fluida y una mezcla concentrada (CDP concentradas), donde domina la fase sólida. Normalmente, los depósitos resultantes de las primeras son depósitos de tipo oleada piroclástica, mientras que los depósitos de las mezclas concentradas son los flujos piroclásticos.

Ambos tipos de flujos y una transición entre ellos, se pueden generar durante el mismo episodio eruptivo, y por su diferente modalidad de transporte y emplazamiento requieren de un estudio detallado para definir el peligro asociado. En general, una CDP es un flujo estratificado con una porción concentrada hacia la base que se transporta al ras de la topografía, donde la disipación de la energía depende principalmente de la colisión entre las partículas y de la fricción con el substrato; y de una porción más diluida y turbulenta que es controlada solo parcialmente por la topografía. Esta porción más diluida se alimenta continuamente del material elutriado desde la parte basal del flujo, y puede llegar a desprenderse y tener alcances mayores respecto al flujo basal, que principalmente queda confinando en valles y depresiones. Por lo tanto, a partir de las CDP se pueden originar depósitos con características texturales muy diferentes: depósitos de flujo piroclástico (i.e depósitos masivos, soportados por matriz con componentes juveniles (pómez y escorias), fragmentos de lava o fragmentos accidentales, dependiendo del tipo de actividad asociada), o depósitos de oleadas piroclásticas (i.e. depósitos masivos o estratificados, constituidos por láminas con espesor de centímetros, constituidas por material juvenil o accidental).

Existen diferentes estilos eruptivos que pueden originar CDP, los cuales se agrupan en dos categorías principales: actividad freatomagmática y actividad magmática. La actividad freatomagmática es típica en campos volcánicos monogenéticos y ocurre cuando el magma durante el acenso hacia la superficie encuentra un cuerpo de agua o sedimentos saturados en agua. El contacto agua-magma puede desencadenar una reacción altamente explosiva, con la formación de cráteres de explosión (i.e. anillos de toba, maares) y el emplazamiento de CDP diluidas principalmente. Los depósitos típicos corresponden a capas masivas o estratificadas, con espesor de cm., con abundantes fragmentos balísticos y presencia de lapilli acrecionales. Por el contrario, la actividad magmática puede generar diferentes tipos de CDP ya sea por el colapso de una columna eruptiva (Figura 70a), por la extrusión continua de material fragmentado directamente desde el conducto volcánico (columna no sostenida) (Figura 70b), o por el colapso de un domo cimero (Figura 70c). En los primeros dos casos ocurre fragmentación del magma durante su ascenso, con la formación de fragmentos juveniles (pómez o escorias), mientras que en el tercer caso no siempre hay fragmentación magmática o una componente explosiva asociada al evento. Esta diferencia en la modalidad eruptiva es reconocible a partir del estudio de los depósitos asociados.

Las corrientes de densidad piroclásticas son flujos estratificados que sufren cambios continuos durante los procesos de transporte-sedimentación-depositación; por lo que las secuencias deposicionales resultantes pueden ser complejas. En general, el depósito asociado a la porción basal (concentrada) de una CDP (i.e flujo de pómez y ceniza o flujo de bloques y ceniza) es fácilmente identificable en campo, y es posible definir su variabilidad en espesor y alcances máximos. Por el contrario, la contraparte más diluida es más difícilmente identificable, debido que no siempre tiene un control topográfico y que los depósitos resultantes tienen espesores de pocos centímetros. Por lo tanto, definir la distribución real de los alcances máximos alcanzados por las CDP no es siempre fácil. Finalmente, cabe destacar que las etapas tempranas o tardías de una actividad de tipo pliniana y/o sub-pliniana pueden estar acompañadas por una fase freatomagmática, por lo que es posible encontrar también depósitos discretos de CDP diluidas (i.e. oleadas piroclásticas) intercalados a las unidades de flujo principales.

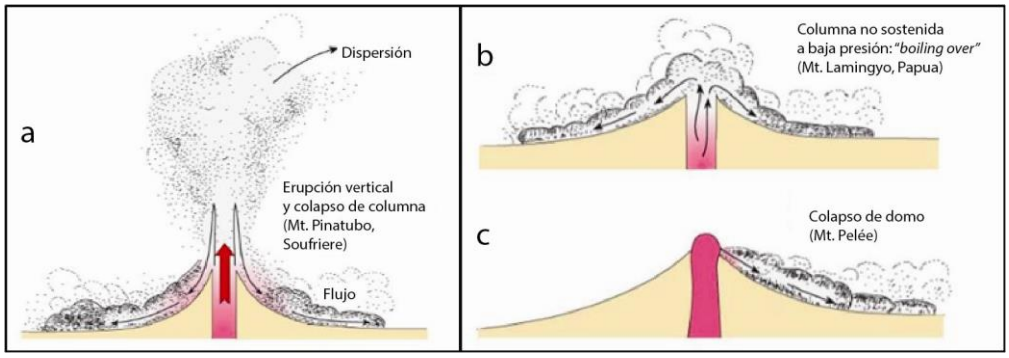
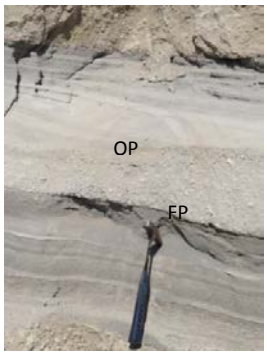


Figura 70. *Tipos de mecanismos de generación de corrientes de densidad piroclástica durante erupciones explosivas magmáticas: a) colapso de columna; b) columna no sostenida; c) colapso de domo (Branney y Kokelaar, 2002).*

En particular, en el caso de colapso de columna eruptiva sostenida se originan principalmente depósitos piroclásticos de pómez y ceniza, cuya textura y contenido en componentes juveniles y fragmentos líticos proporciona información sobre la dinámica eruptiva (i.e. incremento o decremento en la descarga desde la fuente). Estos depósitos piroclásticos son generalmente masivos, pueden tener espesores variables de pocos metros a decenas de metros, con fragmentos subredondeados de pómez y fragmentos líticos embebidos en una matriz de ceniza fina. Es común observar una gradación normal de los líticos e inversa de las pómez. Los flujos de pómez y ceniza (Tabla 12) generalmente se presentan junto a depósitos de caída de pómez; secuencia que se asocia comúnmente a actividad sub-pliniana y pliniana. (Tabla 12). En el caso de una columna no sostenida, aunque el depósito pueda tener características texturales similares a las ya descritas, el material juvenil presenta un grado de vesicularidad inferior, el volumen y alcance máximo es generalmente más reducido y además no se relacionan con depósitos de caída. Por el contrario, a partir del colapso de domos se originan depósitos de bloques y ceniza en donde el componente principal son los fragmentos de lava que constituían al domo. El colapso del domo puede o no estar asociado a una componente explosiva, por lo que el depósito puede o no contener fragmentos de pómez. Los depósitos son masivos, soportados por matriz, con fragmentos de lava muy angulosos, de pocos centímetros a varios metros, que frecuentemente presentan juntas de enfriamiento (Tabla 12).

Tabla12. Ejemplos de depósitos de flujo piroclástico y oleada piroclástica asociados a Corrientes de Densidad Piroclásticas concentradas y diluidas

	Depósitos de flujo de pómez y ceniza, constituido por diferentes unidades de flujo con apariencia masiva; contienen el 90% de pómez soportadas por abundante matriz de ceniza fina.		Secuencia constituida por la alternancia de flujos de pómez y niveles de caída.
	Depósito de flujo de pómez y ceniza, masivo, con pómez de tamaño de centímetros inmersas en una matriz de ceniza, que sobreyace a un depósito de caída de pómez.		Depósito de flujo de bloques y ceniza, con fragmentos de lava angulosos embebidos en una matriz de ceniza fina.
	Depósitos de oleadas piroclásticas asociados a actividad hidromagmática. Secuencia de láminas con espesor de cm, con fragmentos de lapilli a ceniza gruesa y estratificación cruzada.		Depósitos de oleadas piroclásticas constituidos por láminas con espesor de cm., con fragmentos de lapilli (OP), con estratificación de bajo ángulo, intercaladas por una unidad masiva de flujo de pómez y ceniza (FP).

Entre los eventos más devastadores, se incluye la erupción de 1902 de Mt Pelée, Martinica (Fisher et al., 1980); El Chichón en 1982, México (Sigurdsson et al., 1984); Merapi en 2010, Indonesia (Komorowski et al, 2013). La evaluación del peligro por el emplazamiento de las CDP no es sencilla, no solamente por su complejidad dinámica, sino también por la posible falta de evidencias de campo. Para una correcta evaluación del peligro es de fundamental importancia tener un mapa de distribución de los depósitos de erupciones previas para poder estimar las zonas de afectación en caso de que se repita un escenario similar al observado.

En el caso del volcán Popocatépetl se han reconocido multitud de depósitos de flujo piroclástico y oleada piroclástica asociados principalmente a las secuencias deposicionales de las erupciones plinianas (capítulo 3.3); pero también se ha observado la generación de flujos y oleadas piroclásticas durante el actual episodio de actividad eruptiva, específicamente durante la erupción del 22 de enero de 2001. Estos depósitos se utilizaron como depósitos de referencia para simular la ocurrencia de CDP en el caso de un escenario de magnitud intermedia, mientras

que la información sobre los flujos piroclásticos de las erupciones "Pómez Lorenzo P2" (~2,150 años A. P.), "Pómez Ocre, P5" (~4,950 años A.P.), "Pómez Tutti-Frutti, PWA" (14,100 años A.P.) y "Pómez Blanca, Tochimilco" (~23,500 años A.P.) se utilizaron como depósitos de referencia para simular la generación de CDP en caso de una erupción pliniana como la que describe el escenario de mayor magnitud.

Se considera que no es probable la ocurrencia de CDP en caso de erupciones futuras de tipo vulcaniano de pequeña magnitud, como las observadas en el actual episodio de actividad, consideradas para el escenario de menor magnitud.

Metodología para la simulación del fenómeno de corrientes piroclásticas de densidad

Los modelos numéricos permiten reproducir el alcance de CDP observados y son más precisos cuando mejor sean los datos obtenidos en campo (espesor y distribución total del depósito) para la calibración de las simulaciones. Una vez obtenido el mejor ajuste entre el depósito observado y el simulado, es posible extrapolar las simulaciones para cualquier área de interés en donde se requiera la evaluación de las posibles zonas de inundación. La confiabilidad de las simulaciones depende también de la resolución del modelo digital de elevación (MDE) que se utilice (Stevens et al., 2002; Capra et al., 2010). Por otra parte, la complejidad para la evaluación del peligro de las CPD se incrementa porque no es posible utilizar el mismo modelo numérico para reproducir las CPD concentradas que las CPD diluidas, debido a sus diferencias en los mecanismos de transporte y de interacción entre partículas y la fase fluida. En general, la trayectoria y distribución de la porción basal concentrada es fuertemente condicionada por la topografía y su movilidad es controlada principalmente por la interacción del flujo con el substrato; sin embargo, la porción más diluida del flujo puede fácilmente rebasar barreras topográficas, con trayectorias inesperadas que inclusive han provocado la muerte de vulcanólogos.

Las CDP concentradas han sido modeladas de manera satisfactoria (Stinton et al., 2004; Supizio et al., 2010; Murcia et al., 2010; Charbonnier et al., 2012) utilizando códigos numéricos unifásicos de flujos granulares. El código más utilizado actualmente es el Titan2D (Patra et al., 2005), pero existen otros como VolkFlow (Kelfoun et al., 2009). Para la elaboración de los mapas de escenarios de peligro por flujos piroclásticos se utilizó el código Titan2D (Patra et al., 2005), que utiliza los siguientes parámetros de entrada: i) volumen de materiales volcánicos movilizado; ii) fricción basal o coeficiente de Heim (H/L); iii) fricción interna del flujo; iv) velocidad inicial (en caso de flujos por colapso de la columna eruptiva, la velocidad estará asociada a la altura donde inicia el colapso) y v) coordenada del punto de origen del flujo (en caso de colapso de columna eruptiva, el lugar donde el colapso toca la superficie del terreno). El código se usa, en una primera etapa, para reproducir los alcances de flujos piroclásticos conocidos y estudiados en campo. De esta manera se calibran los parámetros de entrada, para posteriormente establecer rangos en cada uno de ellos que representen a cada escenario. En la segunda etapa se realizan decenas de simulaciones variando los valores de los parámetros de entrada dentro de los rangos establecidos. Debido a la imposibilidad de conocer, a priori, cual sector del volcán podría ser afectado por un CDP, se utilizan como puntos de origen diferentes coordenadas alrededor del cráter del volcán.

Por el contrario, la simulación de CDP diluidas sigue siendo más problemática debido a que, para poder tener en cuenta su complejidad dinámica, se requeriría de modelos numéricos multifásicos, muy difíciles de resolver. Uno de los primeros intentos para modelar CPD diluidas fue el propuesto por Sheridan (1979), quien desarrolló el concepto de la "línea de energía", que considera que la energía potencial del material que cae desde una cierta altura por encima del volcán se convierte en energía cinética a medida que el material se aleja desde el centro emisor. Durante este movimiento la energía se disipa y el flujo se detiene cuando la línea de energía "cruza" la superficie topográfica (Figura 71). Aunque este modelo ha sido considerado muy simple debido a que implica varias suposiciones, sigue representando una herramienta muy útil para la estimación de los posibles alcances de CDP diluidas y ha sido utilizado para la realización de mapas de peligros en varios volcanes del mundo (Malin y Sheridan, 1982; Sheridan y Malin, 1983; Wadge y Isaacs, 1988; Barberi et al., 1992; Sheridan y Macías, 1995; Thouret et al., 2000; Alberico et al., 2002, 2008; Macias et al., 2008; Sulpizio et al., 2010).

El uso de la "línea de energía" para simular oleadas piroclásticas requiere de datos del alcance máximo de los depósitos considerados de referencia, para el cálculo del coeficiente de Heim (H/L), donde H es el desnivel entre la altura estimada de origen de la oleada piroclástica y

la altura en el punto de máximo alcance y L es el alcance (longitud) máximo respecto al centro emisor. El coeficiente de Heim es expresado en grados (tg-1 de H/L) y puede tener valores entre 4º-11º (Sheridan et al., 1979) y de alrededor de 7º para las oleadas de mayor volumen (Druitt, 1992).

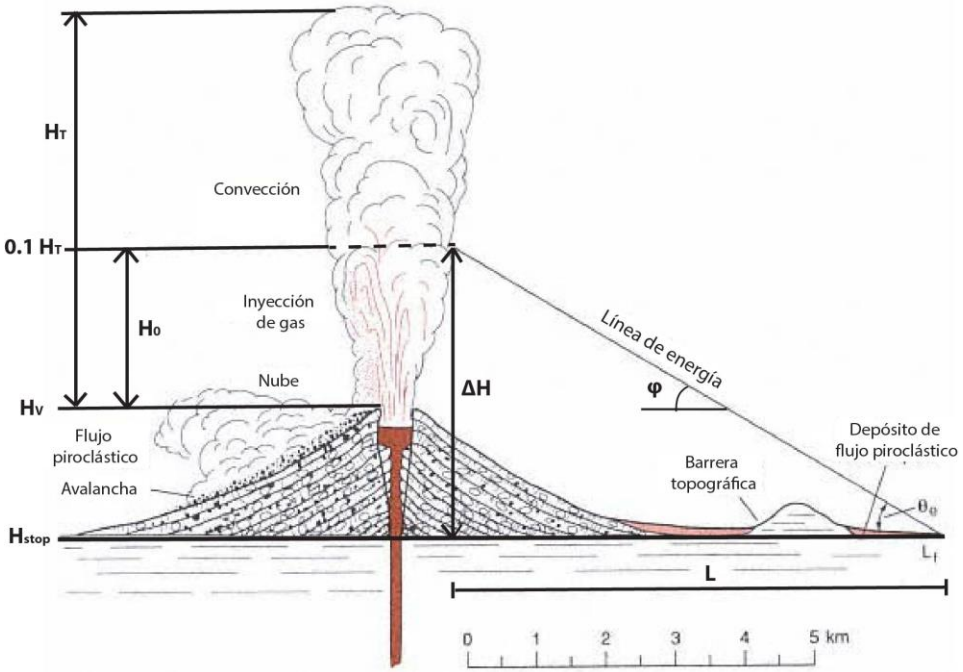


Figura 71. *Concepto de línea de energía (modificado de Wohletz and Heiken, 1992).*

En cuanto a una posible estimación de perdidas, Valentine (1998) propone una comparación entre los daños provocados a la infraestructura por explosiones atómicas, con los efectos producidos por el paso de CPD. Este estudio comparativo demuestra que las CDP, que se desplazan con velocidades de hasta 150 m/s, pueden llegar a ejercer presiones dinámicas de 1 a 30 kPa. La presión ejercida, además de la velocidad, va a depender también de la densidad del flujo (concentración de partículas). Con ello, es posible estimar de forma teórica la posible sobrepresión dinámica ejercida por una CPD según la densidad del flujo (Figura 72). Combinando un modelo numérico capaz de estimar la sobrepresión dinámica con una base de datos espacial que incluya las infraestructuras y sus características, sería posible obtener una estimación de los daños en caso de que una CDP invada una determinada área (Figura 73). Estos resultados pueden ser utilizados para la planificación y la capacitación como medidas preventivas ya que, debido a la velocidad de emplazamiento de las CDP, no es posible hacer una evacuación durante un evento de este tipo.

Como base topográfica de las simulaciones se utilizó un modelo digital de elevaciones de 20 m de resolución que se obtuvo con la interpolación de las curvas de nivel de las cartas E14B41, E14B42 (C, D y E), E14B51 y E14B52 distribuidos por el INEGI, 2007.

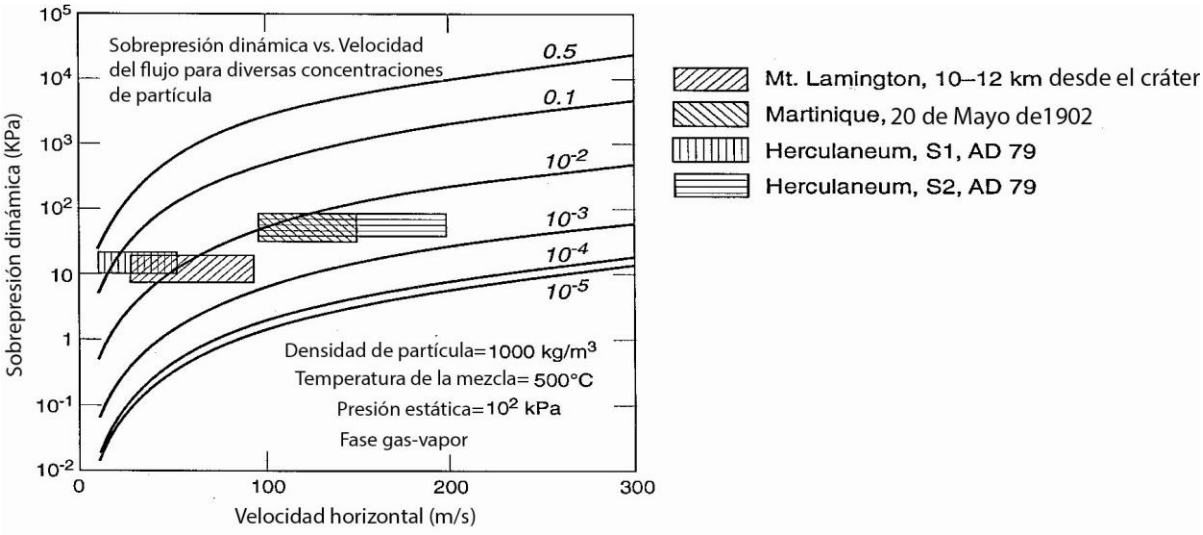


Figura 72. *Diagrama de la variación de la sobrepresión dinámica con respecto a la velocidad horizontal del flujo y de su concentración en partículas (Valentine, 1998).*

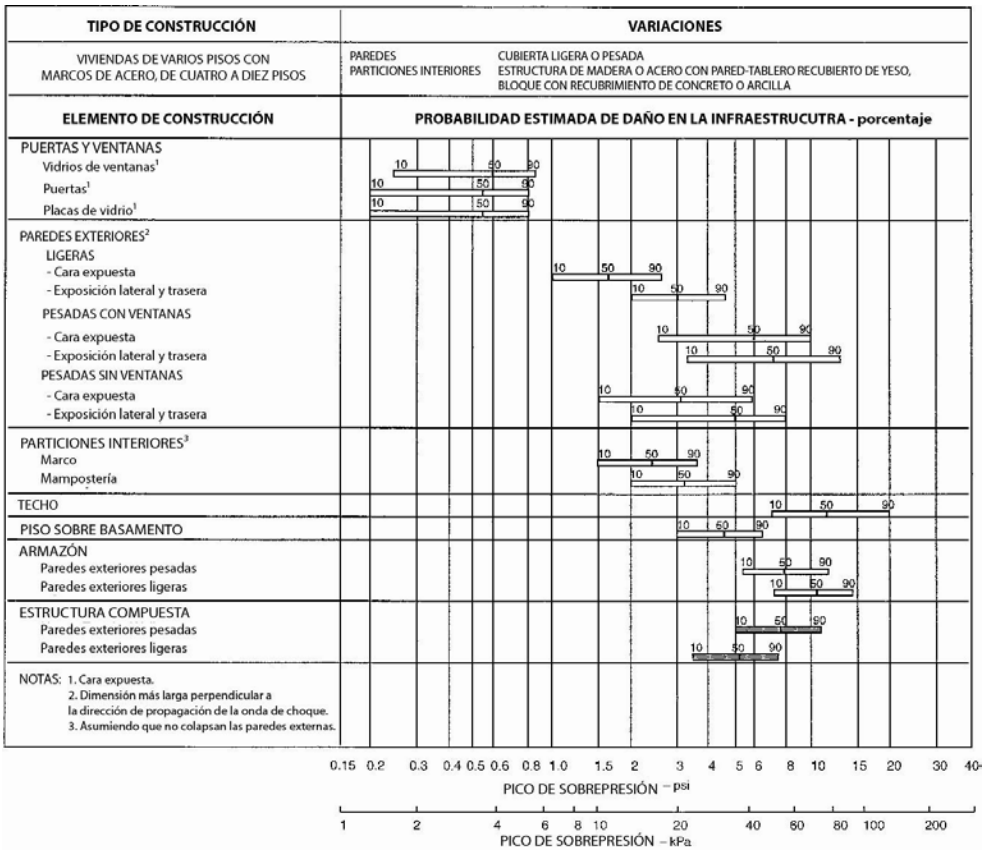


Figura 73. *Probabilidad de daños a infraestructura con base en la sobrepresión estimada (Pockering y Bockholt, 1971).*

16. Flujos de escombros y lahares

Lucia Capra

Los lahares son flujos gravitacionales que consisten en una mezcla en proporciones variables de agua y sólidos originados en un volcán (Smith y Fritz, 1989). La naturaleza del mecanismo de disparo (rápida fusión de hielo y/o nieve, la ruptura de un lago cratérico o intensa precipitación) influye en el volumen, en la tasa de descarga y en las características del flujo (Fagents & Baloga, 2006). Asimismo, las fases que los componen, fluida y sólida, influyen en su movimiento de manera concurrente (Iverson, 1997), distinguiendo de esta forma a los lahares de otros fenómenos relacionados, tales como avalanchas de escombros (flujos granulares secos con menos del 10% de fluido) o inundaciones de agua cargadas de sedimentos (mezclas con menos del 20% de fragmentos sólidos).

El comportamiento de los lahares varía de acuerdo a la cantidad, tipo y distribución del sedimento incorporado. De acuerdo a Beverage y Culbertson (1964), los flujos relativamente diluidos, denominados hiperconcentrados tienen una fracción de volumen de sólidos en el rango del 20-60% (40-80% en peso); mientras que los flujos más concentrados, es decir, los flujos de escombros, tienen concentraciones de volumen de sólidos de aproximadamente 60-90% (80-90% en peso). En ambos casos, el agua y los sólidos se comportan como fases separadas, en la que el fluido es el medio de transporte, con clastos soportados por turbulencia, flotabilidad y en menor medida, por las interacciones partícula a partícula (Pierson y Scott, 1985; Smith, 1986; Costa, 1988). Conforme la concentración de sólidos incrementa en el rango de flujo escombros, la turbulencia disminuye (Costa, 1988) y el flujo comienza a comportarse como una masa plástica, coherente, de una sola fase, como si fuera una mezcla de concreto (Pierson y Costa, 1987), donde los principales mecanismos de soporte de clastos son el soporte por matriz, la flotabilidad y las fuerzas dispersivas (Bagnold, 1954; Smith, 1986; Costa, 1988).

Los lahares pueden ser contemporáneos a una erupción volcánica (sin-eruptivos) o bien ocurrir unos días o meses después (post-eruptivos), o inclusive durante una etapa de quietud de un volcán (intra-eruptivos) (Manville et al., 2009). No obstante, para que cualquiera de estos se genere, se requiere de: 1) una fuente de agua; 2) abundantes escombros no consolidados; 3) pendientes empinadas (Vallance, 2005). El agua puede provenir de la fusión rápida de nieve o hielo, del agua subglacial, de los lagos cratéricos u otros cuerpos de agua confinada, o bien del agua de lluvia. El origen más común se asocia a lluvias, y en volcanes activos con casquete glaciar, al derretimiento del hielo o nieves. En el caso de lluvias, se requiere de la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos que promuevan la acumulación de un gran volumen de agua. En particular las lluvias que más comúnmente disparan lahares son las de corta duración, pero de elevada intensidad (lluvias orográficas); o lluvias prolongadas por varias horas (lluvias tropicales o huracanes) (Lavigne et al., 2000; Capra et al., 2010). Un estudio detallado realizado en el volcán de Colima demuestra que lluvias con intensidades de 80-100 mm/h pueden disparar lahares después de haber acumulado tan solo 15-20 mm de lluvia (Capra et al., 2010). Por el contrario, en caso de lluvias de moderada intensidad (50 mm/h) pero de larga duración, los lahares se generan después de las 2 o 3 primeras horas de iniciado el evento hidrometeorológico.

Los lahares fluyen aguas abajo en forma de uno o más pulsos sucesivos que pueden variar longitudinalmente en cuanto a la concentración en sedimento. El proceso puede durar desde una a varias horas, dependiendo del volumen de agua aportado y de la duración del evento hidrometeorológico. Cada pulso consiste de un frente, un cuerpo y una cola (Figura 74).

El frente del flujo es la zona de mayor acumulación de fragmentos líticos (Tabla 13), que durante el transporte son reciclados hacia el cuerpo y superficie del flujo. Los fragmentos en la superficie del flujo son desviados hacia los bordes en donde progresivamente inicia la deposición, formando levée laterales (Tabla 13). La velocidad de un lahar no es uniforme, el frente del flujo viaja generalmente a menor velocidad que el cuerpo, alcanzando velocidades máximas de 150 km/h, siendo en promedio entre 40 y 70 km/h (Pierson y Costa, 1987).

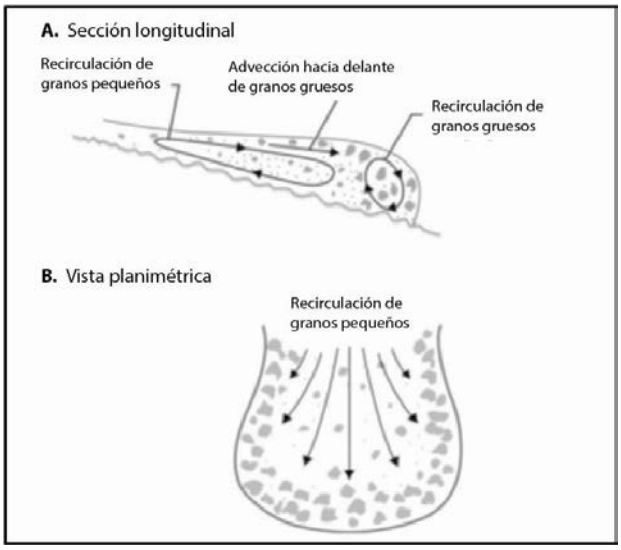


Figura 74. *Esquema de la estructura de un lahar (modificado de Iverson, 1997).*

En la zona de alimentación los lahares son predominantemente erosivos y acarrean material del lecho, así como de las paredes del canal. A medida que disminuye la pendiente, el flujo desacelera y empieza a depositar el material. Estos cambios en la dinámica del flujo han sido definidos con los términos de *bulking* y *debulking* (i.e. Scott, 1988; Vallance y Scott, 1997; Fagent y Baloga, 2006) y explican los cambios longitudinales entre flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. Otros factores que afectan el cambio en concentración de sedimentos en un lahar son las intersecciones con drenajes laterales que pueden diluir un flujo de escombros a un flujo hiperconcetrado. El mecanismo de emplazamiento no es masivo, sino progresivo, por crecimiento gradual (Vallance y Scott, 1997), desde una zona basal tipo carpeta de tracción en donde la concentración de sedimentos incrementa hasta un punto máximo que ya impide el movimiento.

Las características texturales de los depósitos originados por lahares indican claramente las características del flujo, es decir la concentración de sedimentos. Los depósitos de flujos de escombros son generalmente masivos o con gradación normal, mal seleccionados, con clastos de cm a m y soportados por una matriz arenosa (Tabla 13). Por el contrario, los depósitos de flujos hiperconcentrados son generalmente masivos, bien seleccionados, y constituidos por material de tamaño de arena a grava. Dependiendo del origen del lahar, este podrá ser monolitológico con un menor porcentaje de fragmentos "exóticos", como en caso de lahares sin o post-eruptivos que removilizan depósitos de flujos piroclásticos recién formados; o heterolitológicos, que se originan en etapas intra-eruptivas, cuando el agua superficial acarrea progresivamente material disperso en el cauce y flancos de los ríos (Tabla 13).

Los lahares son fenómenos volcánicos que se producen con frecuencia y son responsables cada año de muertes y pérdidas de infraestructura. En las últimas décadas, el mayor número de muertes relacionado con la actividad volcánica han sido provocadas por lahares desencadenados durante eventos hidrometeorológicos extremos, como en el volcán Casita (Nicaragua) por el paso del huracán Mitch en el 1998, con más de 2,000 muertos; el paso del huracán Stan en 2005, con la formación de lahares en el volcán Santa Ana (El Salvador), en el volcán Tolima (Guatemala) y en el volcán Tacaná (México), que provocaron más de 500 víctimas; y más recientemente en el volcán Chichontepec (El Salvador) por el paso del Huracán Ilda en 2009, con más de 200 muertos. Sin embargo, la mayor tragedia asociada a la formación de un lahar ocurrió durante la erupción de1985 del volcán Nevado del Ruiz (Colombia), con más de 20,000 muertos en la población de Armero.

Tabla 13. Características de los depósitos originados a partir de un lahar.

Frente de un lahar rico en bloques, en la barranca Montegrande (volcán de Colima)

Levée depositado por el lahar ocurrido en el Volcán Popocatépetl en enero del 2001.

Depósito de flujo de escombro con gradación normal y transición vertical a un depósito de flujo hiperconcentrado.

Depósito de flujo hiperconcentrado.

En el volcán Popocatépetl también ha sido frecuente la generación de lahares, tal y como lo evidencia el registro geológico. Existen numerosos depósitos de lahar de gran volumen asociados a las secuencias eruptivas de las erupciones plinianas y otros de volumen más moderado en el interior de las principales barrancas que surcan el volcán. La información sobre estos depósitos fue utilizada de referencia para calibrar el escenario de mayor magnitud por la ocurrencia de lahares en el volcán Popocatépetl. En el actual período de actividad se tiene registro de tres eventos de generación de lahar en 1997, 2001 y 2010, los cuales han sido utilizados en este trabajo como depósitos de referencia para calibrar los escenarios de magnitud menor e intermedia.

La definición de las zonas de posible inundación en caso de la ocurrencia de lahares es de fundamental importancia para la mitigación de riesgos. El paso de un lahar provoca destrucción por impacto, arrastre y sepultamiento. En algunos volcanes con mayor nivel de monitoreo, existen sistemas de alerta que permiten una pronta evacuación de las zonas inundables que generalmente corresponden con los drenajes que pudieran atravesar un poblado o las zonas más planas. En el volcán Popocatépetl existe un sistema de monitoreo de flujos de escombros en la barranca Huiloac, consistente en dos geófonos analógicos instalados por el Servicio Geológico de Estado Unidos durante la crisis volcánica del 1995.

No existe todavía un sistema eficaz de alerta temprana para lahares, por lo que es muy importante definir las zonas de posible inundación y eventualmente realizar obras de mitigación. Entre ellas existen barreras de contención que pueden construirse a lo largo de los drenajes más activos para la retención de la porción sólida transportada por un lahar (Figura 75a), o albercas de sedimentación (Figura 75b), que actúan de pequeñas cuencas, en donde se canalizan los flujos que, al desacelerar, sedimentan rápidamente.

Figura 75. *Ejemplos de obras de mitigación para la retención de la porción sólida transportada por un lahar: a) trampa de sedimentación y b) alberca de sedimentación en el volcán Vesubio (Sarno, Italia).*

Aunque estas obras civiles han demostrado ser exitosas, requieren de un mantenimiento continuo para la remoción de los sedimentos después de cada evento, lo que no siempre es viable económicamente. Por lo tanto, sigue siendo fundamental contar con un mapa de peligro que identifique las zonas más susceptibles a ser inundadas y un profundo conocimiento del fenómeno en el volcán en estudio para la definición, por ejemplo, de los umbrales de lluvia que pueden llevar a la formación de lahares durante un evento hidrometeorólogico.

Metodología para la simulación de flujos de escombros y lahares

Existen diversas herramientas que permiten estimar las zonas de inundación por lahares, aunque todas ellas presentan limitantes por la gran variabilidad espacio-temporal de la dinámica de un lahar. Los lahares son flujos en continua evolución que experimentan variaciones longitudinales en cuanto a volumen y concentración de sedimentos. Son fácilmente reconocibles en campo por su textura, sin embargo, es bastante difícil poder identificar eventos discretos y correlacionarlos a lo largo de la misma barranca, ya que cada evento generalmente erosiona parte del evento anterior. Si no existe alguna característica peculiar en el depósito no siempre es posible hacer una correlación estratigráfica, sobre todo en el caso de lahares post e intra-eruptivos. Por el contrario, depósitos asociados a lahares syn-eruptivos y de gran magnitud se pueden correlacionar con mayor facilidad, y con el apoyo de fechamientos de paleosuelos intercalados.

Cabe considerar además que el depósito no representa el volumen total del flujo, ya que el volumen de agua se ha perdido. Este es un punto fundamental que puede afectar la validez de los modelos numéricos que se utilizan para simular las zonas de posible inundación. Aunado a esto, existe la dificultad de establecer el punto de origen de un lahar, ya que en general el flujo se forma por un incremento progresivo en contenido de material sólido en la zona de alimentación. Si el evento a simular es un evento reciente, de forma que se cuenta con imágenes tomadas a los pocos días, hay evidencias de terreno como marcas de lodo, que pueden ayudar a estimar el volumen del flujo. Por el contrario, en caso de estudiar eventos más antiguos y sin evidencias directas, una estimación del volumen del flujo se puede realizar considerando la textura de los depósitos, tomando en cuenta la concentración inicial de sedimentos vs. agua de un flujo de escombros o en un flujo hiperconcentrado. Además, es importante considerar que el volumen que se estime es el volumen final del flujo, mismo que fue creciendo desde el inicio del lahar, y fue fluctuando durante toda la duración del evento. En cuanto a la definición de la zona fuente, se considera que la principal zona de alimentación corresponde con la porción superior del cono volcánico, con las mayores pendientes y en donde el material es más fácilmente erosionable. Las zonas con cambios bruscos de pendiente son las que promueven el inicio de la sedimentación e inundación al pie del volcán (Figura 76).

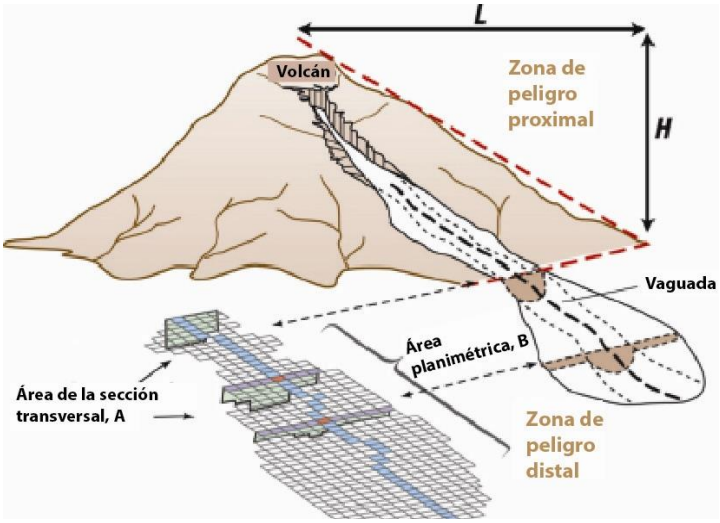


Figura 76. *Descripción gráfica de la definición de la zona de alimentación (erosión) de lahares y de la zona de inundación. Modficada de Shilling 1998.*

Existen diferentes modelos computacionales para la estimación de las zonas de posible inundación por lahares. Como en el caso de las CPD, la dinámica de los lahares es bastante compleja, y requiere de un modelo multifásico que simule las variaciones temporales y espaciales en la reología del flujo debido a los cambios longitudinales en volumen y concentración de sedimentos.

Schilling (1998) estableció una relación entre el área inundada B y la sección perpendicular de inundación A con el volumen del flujo, de forma análoga al concepto de la "línea de energía" utilizado para las CPD diluidas, para establecer la movilidad de un lahar y así definir las zonas de alimentación e inundación (Figura 76). Esta relación empírica se definió con base en decenas de casos de estudios y fue implementada en el programa LAHARZ, ampliamente utilizado para estimar la zona de inundación de un flujo con un volumen dado.

Existen también modelos numéricos que simulan flujos bifásicos (agua + sedimentos) y su variabilidad longitudinal tomando en cuenta cambios reológicos de la mezcla. Entre ellos destacan los códigos TITAN2D dos fases (Córdoba et al., 2015) y Flo-2D (O'Brien et al., 1993), probados con éxito en eventos recientes. Estos códigos permiten calcular, además de las áreas de inundación y espesores de los depósitos esperados, las presiones dinámicas de los lahares simulados y así poder cuantificar posibles daños a las poblaciones expuestas. Sin embargo, cabe destacar que el uso de estos códigos, aunque se acerquen más a la dinámica de un lahar, requieren de un número mayor de datos (no solamente el volumen) que a veces son muy difíciles de estimar directamente.

Para la simulación de lahares en el volcán Popocatépetl se utilizó el código Flo-2D (O'Brien, 1993), que reproduce un flujo a partir de su curva hidrográfica. Los parámetros de entrada que requiere el software para su funcionamiento son: las características reológicas de los flujos, el coeficiente de Manning, el volumen de fracción sólida y líquida involucrada y la descarga máxima. Los valores de estos parámetros se obtuvieron al realizar simulaciones de prueba para reproducir los alcances de los depósitos de lahar conocidos (i.e Caballero y Capra, 2014). Una vez definidos los parámetros de entrada para cada escenario, se realizaron simulaciones en las diferentes barrancas que surcan el volcán. Para cada simulación se obtuvieron diferentes resultados: a) zona de máxima inundación, b) profundidad del flujo, c) tiempo de llegada y d) presión dinámica, entre otros.

Las simulaciones para el escenario de menor magnitud se realizaron con una malla de 10 m, utilizando como base topográfica un MDE con resolución de 10 m que se obtuvo de la interpolación de las curvas de nivel de las cartas topográficas E14B41, E14B42 (C, D y E), E14B51 y E14B52 y con los datos LiDAR distribuidos por el INEGI (2013). Para los escenarios de magnitud intermedia y mayor se obtuvo el MDE a partir de las curvas de nivel vectoriales de cartas a 1:50,000 (cartas E14 A49, E14B41, E14B42, W14B43, E14A59, E14B51, E14B52,

E14B53, E14A69, E14B61, E14B62, E14B63 (INEGI, 2007). En este caso la resolución del DEM fue a 20 m, adecuado para el volumen simulado, ya que el código Flo-2D requiere tomar siempre en cuenta un balance entre la descarga y el tamaño de celda.

Los resultados de las simulaciones se exportaron para poder ser manipulados en el programa Arcgis©. De los datos de la simulación se obtiene un mapa de puntos, en donde cada punto representa las características del flujo (profundidad, velocidad etc.) por cada celda del MDE (de 10 m. en el caso del escenario de menor magnitud y de 20 m en el caso de los escenarios intermedio y mayor). Todos los resultados de las simulaciones realizadas para un escenario en las diferentes barrancas del volcán fueron combinados en una única capa ("layer") para poder realizar un análisis estadístico (función *neightborhood*). De este análisis se obtiene por cada punto el valor máximo de la característica del flujo que se quiera visualizar. Los datos espaciales son muy versátiles y pueden ser representados de manera diferente a elección del usuario. Así, por ejemplo, puede visualizarse el mapa de distribución de los flujos, el de variabilidad de espesores, el de la presión dinámica en puntos o zonas afectadas, etc.

Para el mapa de peligros en formato impreso se seleccionó mostrar solamente el polígono que indica las zonas de posible inundación.

Además de la zona de inundación por lahares, se evaluó para cada escenario, la zona de alimentación; es decir, la porción del cono volcánico que, por sus pendientes elevadas, es susceptible a fuerte erosión. Para la estimación de la zona de alimentación se utilizó el concepto de línea de energía para establecer el punto de mayor quiebre en la pendiente en el cono, utilizando la herramienta disponible en el programa LAHARZ (Schilling, 1998). Así se definió la zona proximal que incluye las cuencas hidrográficas que alimentan las principales barrancas del volcán susceptibles a la formación de lahares. Los resultados que se presentan han sido objeto de una publicación arbitrada, a través de la cual ha sido posible validar el uso correcto de la metodología y los resultados obtenidos (Caballero y Capra, 2014).

17. Flujos de lava

Dolors Ferrés

Los flujos de lava son masas de roca fundida a temperaturas entre 800 y 1,200 ºC, generados por erupciones de tipo efusivo a través de los cráteres de los volcanes o bien a través de fisuras laterales en los edificios volcánicos. Estas erupciones son relativamente tranquilas debido a que los gases volcánicos están mezclados en poca o moderada cantidad con el magma o bien se han escapado en fases de la erupción previas más explosivas. La lava, según su composición máfica (pobre en sílice) o félsica (rica en sílice) puede tener diferentes características de temperatura, densidad y viscosidad. Las lavas más viscosas, por su dificultad de fluir y dependiendo de la tasa de emisión, pueden acumularse en torno al centro emisor formando domos. Las lavas con viscosidades bajas o intermedias fluyen con mayor facilidad, normalmente a bajas velocidades, desplazándose por las laderas del volcán a favor del pendiente, buscando siempre las zonas más deprimidas. Las velocidades de los flujos de lava siempre son menores a los 30 km/h, aunque comúnmente no sobrepasan los 5 km/h (Blong, 1984), por lo que normalmente no suponen un peligro para la vida humana.

La extensión de un flujo de lava y la velocidad a la que se emplaza depende de muy diversos factores, de los cuales los más importantes son el volumen de magma involucrado en la erupción, la tasa de efusión (volumen de magma extruido por unidad de tiempo) y la topografía del edificio volcánico donde ocurren (Walker et al., 1973). Otros factores relevantes que condicionan la velocidad de emplazamiento de un derrame de lava son su composición-viscosidad y la temperatura (y la variación de esta) a la que son emitidos que influenciaran significativamente en su velocidad (Hulme, 1974; Shaw, 1969; Malin, 1980; Dragoni et al., 1993). La pérdida de temperatura durante el emplazamiento de un flujo de lava se produce por diferentes procesos internos (de movimiento del flujo: convección y calor latente de cristalización) y de interacción con la atmósfera (conducción y radiación), siendo estos últimos los que influyen más significativamente en la pérdida de calor y en la variación de las propiedades reológicas de la lava (Dragoni et al., 1989, 1993).

En el volcán Popocatépetl los flujos de lava son de composición andesítica a dacítica y se han originado tanto desde el cráter central, por desbordamiento del domo emplazado en su interior; como desde bocas eruptivas en las fallas y fisuras que cruzan el edificio volcánico. Los

primeros han tenido alcances máximos de 7 a 8 km, espesores de hasta 20 m en su frente y volúmenes inferiores a los 0.2 km^3; mientras que los flujos de lava fisurales han tenido alcances superiores a los 20 km, tienen espesores de hasta 80 m en sus frentes e involucran volúmenes de lava de hasta 3 km^3 (ver capítulo 3.4). La morfología más común de los flujos de lava andesíticos y dacíticos es de tipo malpaís, ya sea de lavas tipo a'a' o en bloques. No se conoce con exactitud la temperatura de emisión y la velocidad de emplazamiento de los flujos del volcán Popocatépetl. De forma general, las temperaturas de emisión de lavas continentales de composición calco-alcalina no superan los 1,100°C (McBirney, 1993). Con relación a la velocidad de emplazamiento, aunque determinados flujos de lava pueden alcanzar algunos km/h (especialmente los flujos basálticos con menor viscosidad), lo más común en flujos andesíticos y dacíticos es que la velocidad sea de decenas de m/s, más rápida en las primeras horas o días de iniciar la emisión de los flujos y decreciendo significativamente a medida que transcurre el tiempo.

Los peligros relacionados con los flujos de lava están asociados principalmente a su temperatura, a la velocidad de emplazamiento y a la longitud que pueden alcanzar. El avance los flujos de lava es lento en comparación con el transporte de otros tipos de productos volcánicos y su emplazamiento está fuertemente controlado por la topografía, lo que permite que personas y animales puedan salir de los lugares inundados por los derrames de lava. Los daños que estos pueden causar son diversos: afectaciones parciales o totales en viviendas, infraestructuras y en vías de comunicación, incendios y pérdida total del suelo fértil. Además, el emplazamiento de flujos de lava produce modificaciones importantes en la red de drenaje de la zona que afectan. Cabe remarcar que los flujos de lava que circulan por zonas de pendientes pronunciadas (partes más altas del volcán) pueden colapsar en su frente, generando cascadas de bloques incandescentes e incluso flujos piroclásticos (Tilling, 1993; Schmincke, 2004).

Metodología para la simulación de flujos de lava

Existen dos tipos principales de aproximaciones a la simulación de flujos de lava. Las aproximaciones de tipo determinista buscan reproducir las características de la emisión de un flujo de lava de una erupción en específico (normalmente observada), tanto por lo relativo a su transporte (ecuaciones de Navier-Stokes; conservación de masa, momento y energía) como a las condiciones de enfriamiento (ecuaciones termodinámicas). Generalmente se trata de modelos que requieren de una gran cantidad de parámetros de entrada y de una cantidad de tiempo de cómputo considerable. Los productos de este tipo de simulación están orientados a reproducir un evento específico para apoyar la gestión de crisis volcánicas, como complemento del monitoreo y para el diseño de medidas de mitigación. Han sido utilizados para evaluar la peligrosidad de flujos recientes o en época histórica con suficiente información y para las áreas volcánicas para los que fueron creados.

Por otra parte, los modelos de tipo probabilístico se basan principalmente en el control de la topografía en el emplazamiento de los flujos de lava. Estos tipos de modelos buscan obtener la distribución de flujos de lava en un volcán, reproduciendo una erupción efusiva con las características promedio de la actividad eruptiva pasada. Los productos de estas simulaciones son mapas de susceptibilidad a inundación por flujos de lava, orientados a apoyar la construcción de mapas de peligro volcánico para la gestión territorial y de riesgos. Los modelos probabilísticos para la simulación de flujos de lava requieren de un número limitado de parámetros de entrada, normalmente requieren de poco tiempo de cómputo y un mismo modelo es aplicable a diferentes áreas volcánicas. Sus limitaciones principales son que no proporcionan información temporal de la evolución del flujo y de la variación de sus características reológicas.

Para la construcción del mapa de susceptibilidad por inundación de flujos de lava del volcán Popocatépetl se utilizó el software probabilístico *Etna Lava Flow Model* (ELFM; Damiani et al., 2006), con la asesoría del Dr. Gianluca Gropelli del Departamento de Ciencias de la Tierra del Instituto para la Dinámica de Procesos Ambientales de Milán (Italia). Este algoritmo está basado en el software Gravit (Felpeto et al., 2001) pero presenta mejoras significativas con relación al cálculo del incremento de altura de cada pixel por el llenado de la lava que circula sobre él, además de otras modificaciones (Micheli, 2003).

El software reproduce de forma pseudoaleatoria una serie de caminos que la lava puede seguir desde un centro de emisión sobre la topografía del volcán en estudio. Los parámetros de entrada del software son, además del MDE en formato Ascii y de la coordenada del centro de emisión, el espesor máximo del flujo de lava que se simula, la forma como incrementa el

espesor durante el emplazamiento del flujo hasta que finaliza su movimiento y la longitud máxima que puede alcanzar, en forma del número de *steps* o pixeles que va a cruzar la simulación. Como ocurre con la simulación de otros fenómenos volcánicos, la resolución del MDE que se utiliza es importante tanto para la consideración de los parámetros de entrada, como para los resultados finales que se obtienen. Otro parámetro de entrada variable es el número de iteraciones que se pide al programa que haga en cada simulación. Normalmente se usa un valor de 1,000 iteraciones, ya que se verificó en trabajos previos (Felpeto et al., 2001; Damiani et al., 2006; Bertino et al., 2006) y también en este trabajo que, con un número de iteraciones mayor, no se producen cambios significativos en los resultados.

El producto resultante de las simulaciones es un archivo Ascii que contiene la información del número de iteraciones que han inundado con lava un pixel en específico. Este archivo Ascii se procesa con el software ArcGis© para convertirlo a raster y reclasificar los valores del número de iteraciones contenidas en cada pixel, en diferentes niveles o grados de probabilidad de inundación. Se estableció un umbral del 0.5% de iteraciones (de 1 a 5) que se descartaron de la representación final del área inundada, para no incluir áreas sobreestimadas en los resultados (ver Damiani et al., 2006).

Para el escenario de peligro intermedio y de mayor magnitud por emisión de flujos de lava, el software ELFM se calibró para reproducir los alcances de algunos de algunos flujos de lava bien conocidos, que se utilizaron como depósitos de referencia. El proceso de calibración, así como la información obtenida en campo, permitió definir los rangos en los parámetros de entrada que definen cada uno de los escenarios, así como los centros de emisión más probables de flujos de lava futuros.

El proceso de calibración inició con la construcción de paleorelieves para los flujos de lava Nealtican (asociado a la erupción pliniana "Pómez Lorenzo" de ~ 2,150 años A. P.; Figura 77) y del flujo de lava Tochimilco (asociado a la erupción pliniana "Pómez Blanca o Tochimilco", de ~23,500 años a. P.), que se utilizaron para calibrar el escenario de mayor magnitud. Estos flujos tienen longitudes de 18 y 21 km respectivamente y ambos cubren áreas de ~70 km^2. Los espesores promedio calculados para estas lavas, a partir de datos de campo y con la construcción de perfiles sobre los MDE, es de 80 m para el flujo de lava Tochimilco y de 50 m para el flujo de lava Nealtican.

La construcción del paleorelieve consiste en digitalizar nuevas curvas topográficas en el área del flujo, tratando de reproducir como pudo ser la superficie previa donde se emplazó. La asignación de los valores de cota a cada una de las nuevas curvas dibujadas se realiza tomando como referencia la base de diferentes perfiles topográficos que se trazan perpendicularmente al recorrido del flujo. Una vez obtenido el paleorelieve (Figura 77), la calibración consiste en la realización de decenas de corridas del software, variando los parámetros de longitud, espesor e incremento del espesor del flujo de lava, hasta obtener el alcance y área de cobertura de los flujos de lava conocidos. Para estas simulaciones de calibración se utilizó el mismo centro de emisión cartografiado para la lava Nealtican y de igual forma se hizo para la lava Tochimilco. Para el caso de la lava Nealtican, las simulaciones que reproducían con un mejor ajuste las áreas de inundación de este flujo tuvieron una longitud de 9,000 steps (Figura 78). Para finalizar la calibración se calcularon las áreas subestimadas y sobreestimadas de las simulaciones con respecto al área del flujo real, para comprobar que estas no superaran el 15 %.

Para el escenario de magnitud intermedia la calibración se realizó de forma similar utilizando la cartografía de dos flujos de lava, con origen en el cráter central, que se emplazaron sobre la ladera E del volcán Popocatépetl. Cabe mencionar que el parámetro del tipo de incremento de espesor es el que tiene una mayor influencia en los resultados; mientras que el parámetro de espesor no los modifica significativamente.

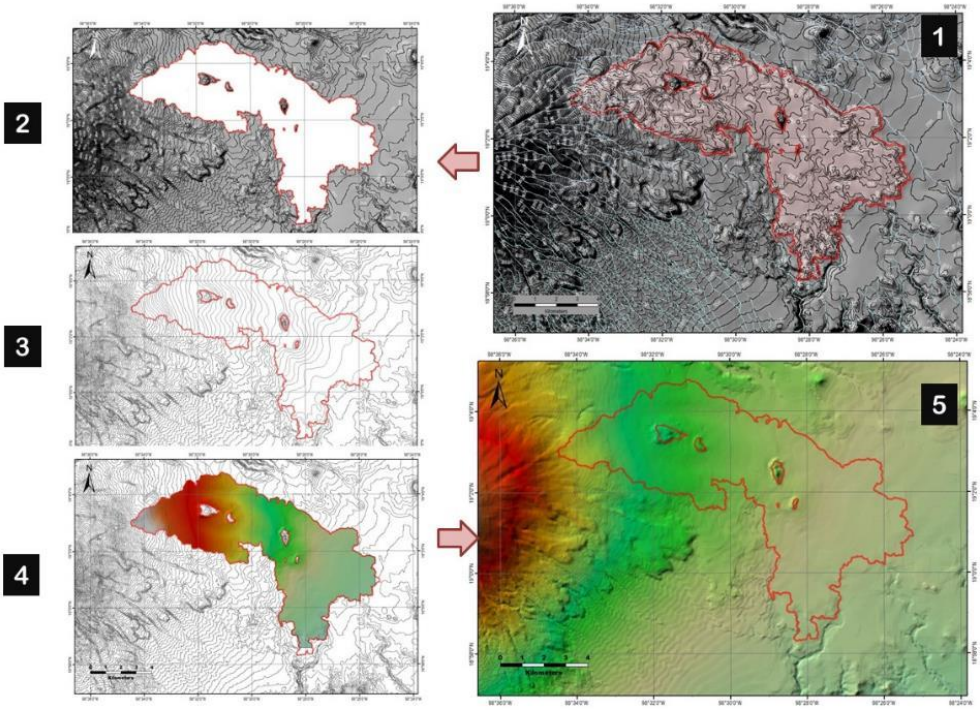


Figura 77. *Etapas para la construcción del paleorelieve del flujo de lava Nealtican, construido a partir del MDE de 20 m de resolución*

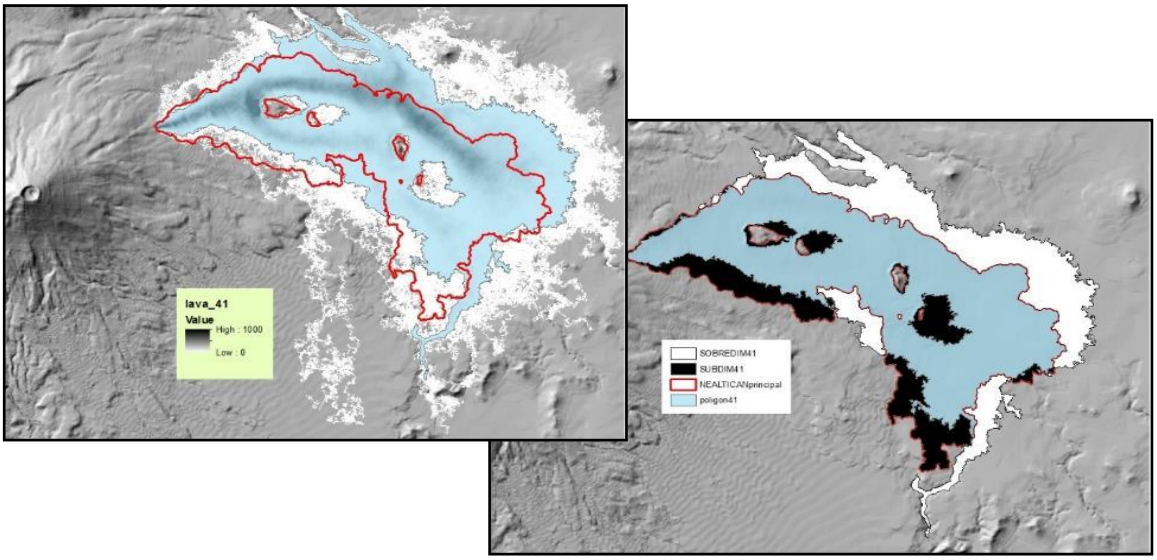


Figura 78. *Resultado de una de las simulaciones para la calibración del software ELFM utilizando el área de inundación real del flujo de lava Nealtican y el paleorelieve construido con el MDE de 20 m de resolución. A) La simulación realiza 1,000 iteraciones de las cuales se utilizan solo los pixeles donde han ocurrido más de 5 iteraciones. B) El área resultante de la simulación se compara con el área del flujo real para estimar las áreas sobreestimadas y subestimadas de la simulación, para comprobar que estas últimas no sobrepasaran el 15% del área real.*

IV. ESCENARIOS DE PELIGRO VOLCANICO

El mapa actualizado, en formato impreso, se presenta en 8 mapas individuales que muestran las áreas que podrían resultar afectadas por cada uno de los fenómenos volcánicos considerando la ocurrencia de erupciones futuras de diferente magnitud, como las que definen los tres escenarios de peligro propuestos. Para los fenómenos de emisión de proyectiles balísticos, generación de flujos y oleadas piroclásticas, generación de lahares, emisión de flujos de lava y de avalancha de escombros se presenta un único mapa. Solamente en el caso del fenómeno de caída y dispersión de piroclastos y cenizas se muestran tres mapas, uno para cada escenario, para efectos de una mejor visualización, ya que las áreas afectadas en cada escenario están en escalas espaciales muy diferentes.

El nuevo Mapa de Peligros Volcánicos del volcán Popocatépetl se baso en los estudios geologicoa y en las simulaciones de los diferentes fenómenos volcánicos que pueden producirse durante las erupciones consideradas para cada uno de los escenarios definidos: caída y dispersión de piroclastos y cenizas, emisión de proyectiles balísticos, corrientes de densidad piroclástica con el emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas, generación de lahares y emisión de flujos de lava. Para cada uno, se usaron códigos computacionales específicos a los que se introdujeron parámetros de entrada basados en el conocimiento geológico de la historia eruptiva del volcán y en específico de los depósitos volcánicos de las erupciones consideradas de referencia para cada uno de los escenarios descritos en los apartados previos. Adicionalmente, para el caso de las avalanchas de escombros, se elaboró el mapa de peligros con base en el conocimiento geológico de los depósitos de este tipo ya existentes.Con base en el historial de erupciones preservado en el registro estratigráfico del volcán Popocatépetl y en la actividad volcánica observada y descrita durante el presente ciclo de actividad, se han definido tres escenarios de peligro volcánico, asociados con erupciones de diferente magnitud que pueden ocurrir en el futuro (Tabla 14).

Los tres escenarios de peligro volcánico se resumen en la Tabla 14 y se describen en detalle en los apartados siguientes. Se detallan también cada uno de los fenómenos volcánicos que pueden producirse durante la erupción que define cada escenario. En el capítulo 6 se explican cada uno de estos fenómenos, los parámetros que los describen y la metodología utilizada para reproducirlos con software especializado de simulación. Los resultados de las simulaciones muestran las áreas que podrían resultar afectadas por los diferentes productos volcánicos en caso de producirse una erupción como la que define cada escenario. Finalmente, después de varios procesos de tratamiento y representación en sistemas de información geográficos, los límites obtenidos de las simulaciones constituyen los mapas de escenarios de peligros volcánicos por cada fenómeno volcánico.

Tabla 14. Escenarios de peligro volcánico para el volcán Popocatépetl

Escenario	MENOR magnitud (“Pequeño” o núm. 1)	Magnitud INTERMEDIA (Intermedio o núm. 2)	MAYOR magnitud ("Grande" o núm. 3)
Tipo erupcion	Vulcaniana	Vulcaniana	Pliniana
Volumen (km^3)	0.001-0.01	0.01 - 0.5	0.5 - 3.5 (DRE)
ALTURA COLUMA (km)	1 a 10	10 a 20	20 a 40
Vei	1 a <3	3 a 4	4 a 6
Erupciones de referencia	1997	2001; s. XVII	Ocre (~4,950 a. AP); Pómez Blanca (~23,500 a. AP)
Rango temporal	Anual a decenas de años	Centenares de años	Miles de años

18. Escenario de mayor probabilidad y menor magnitud

Ana Lillian Martin Del Pozzo, Amiel Nieto Torres, Lucia Capra, Carmen Jaimes Viera, Agustín Garcia-Reynoso, Jorge Portocarrero, Dolors Ferres, Hugo Delgado y Rita Fonseca

Los nuevos mapas de peligros del Popocatépetl en los que se representan diversos procesos y magnitudes eruptivas, se elaboraron a partir de la reconstrucción de la historia geológica del volcán. A través de trabajo de campo y revisión de archivos históricos se reconocieron los estilos eruptivos, recurrencia y extensión de las erupciones ocurridas en tiempos geológicos e históricos en el Popocatépetl. Con esta información se proyectaron escenarios de peligro a través de múltiples simulaciones por computadora. Estos escenarios se basan en la magnitud de las erupciones y su probabilidad de ocurrencia. Las erupciones pequeñas ocurren con mayor frecuencia, mientras que las erupciones medianas son menos frecuentes y las erupciones grandes tienen una menor probabilidad de ocurrencia, pero son altamente destructivas.

El objetivo de los mapas de peligros del volcán Popocatépetl es servir de fundamento para la gestión del riesgo volcánico y el manejo de crisis volcánicas. Además, permite la elaboración de planes de emergencia volcánica, así como en la planificación del uso del suelo y son una herramienta útil en la educación e información ciudadana.

Los mapas se plasmaron en modelos digitales del terreno con resolución de 5m

El escenario de mas probable pero de menor magnitud para el volcán Popocatépetl se caracteriza por la ocurrencia, en el rango de años a decenas de años, de una erupción explosiva vulcaniana, con VEI (*Volcanic Explosivity Index*, por sus siglas en inglés) menor a 3, con alturas de columna eruptiva de 1 a 10 km, que involucra volúmenes de magma menores a 0.02 km^3 (<10 Mm^3), como las ocurridas durante el presente ciclo eruptivo (p. e. erupción de 1997).

En este escenario la actividad efusiva está asociada a repetidas etapas de crecimiento del domo en el interior del cráter. Las fases explosivas vulcanianas (y estrombolianas, una vez el conducto abierto) generan la destrucción parcial del domo y pueden producir caída-dispersión de ceniza y emisión de fragmentos balísticos. Se considera que el límite máximo de este escenario lo constituiría un crecimiento rápido del domo, que creciera hasta rellenar el cráter, al menos hasta sus bordes con menor altitud (sectores NNE y SE), de forma que la lava podría llegar a fluir a través de flujos de corto alcance. También deben considerarse para este escenario la generación de flujos de escombros y lahares post-eruptivos de pequeño volumen, especialmente durante la temporada de lluvias (mayo-octubre).

Este escenario es el de mayor probabilidad de ocurrencia. Las erupciones que están incluidas en este escenario son similares a las observadas en el actual ciclo de actividad eruptiva. Aunque los volúmenes de materiales volcánicos involucrados en este tipo de erupciones son pequeños, el área que puede resultar afectada por alguno de los productos de la erupción se muestra en los mapas ya que las caídas de ceniza pueden cubrir mas de 100km mientras que los balísticos alcanzan distancias menores. En las principales barrancas que surcan el volcán se pueden emplazar lahares. En esta área se encuentran las poblaciones de Xalitzintla y San Nicolás de Los Ranchos hacia el este, y San Pedro Nexapa hacia el oeste, además del Parque Nacional Izta-Popo, donde miles de personas al año desarrollan actividades turísticas y recreativas. La caída de ceniza es el fenómeno volcánico que puede producirse con más frecuencia al ocurrir este escenario.

Proyectiles balísticos

Los balísticos son fragmentos grandes de roca o proyectiles que son expulsados del cráter durante las explosiones volcánicas que alcanzan velocidades de 500 km/hr. En las erupciones estrombolianas y vulcanianas ocurridas desde 1994, se ha observado que los fragmentos balísticos han alcanzado distancias cercanas a 5km desde cráter, en prácticamente todas las direcciones (Figura 79). Sin embargo, debido a la morfología del cráter del Popocatépetl, es en el sector oriental donde es más frecuente observar la caída de fragmentos balísticos que han alcanzado la zona de pastizales y de bosque. Los balísticos pueden perforar construcciones por su alta velocidad de impacto y algunos por sus altas temperaturas pueden causar incendios en áreas con vegetación.

Las erupciones explosivas de diciembre 1994 produjeron balísticos de hasta 40 cm de diámetro formados por fragmentos de rocas volcánicas de erupciones más antiguas que se

encontraban en el conducto, a diferencia de los de la erupción del 30 de abril de 1996 que se formaron de material incandescente que se enfrió rápidamente produciendo una roca vesicular y vítrea. Estos balísticos de más de 30cm de diámetro, se incrustaron en los montañistas que fallecieron por la explosión. Durante marzo y abril de 1997 y en marzo, abril y octubre 1998, los balísticos estuvieron formados por rocas provenientes de la destrucción de los domos del cráter además de material caliente y en las explosiones de noviembre y sobre todo en las de diciembre, también se expulsaron bloques prismáticos diaclasados que formaron grandes cráteres de impacto y produjeron incendios al norte, este y sur del volcán. En 2002, 2003 y 2016, los balísticos calientes nuevamente produjeron incendios en la zona sureste y este del cono aunque la mayor parte de las explosiones han producido balísticos con menor alcance; en 2011, 2012 y 2013 los balísticos formados por la destrucción de los domos nuevamente alcanzaron zonas populares entre los alpinistas.

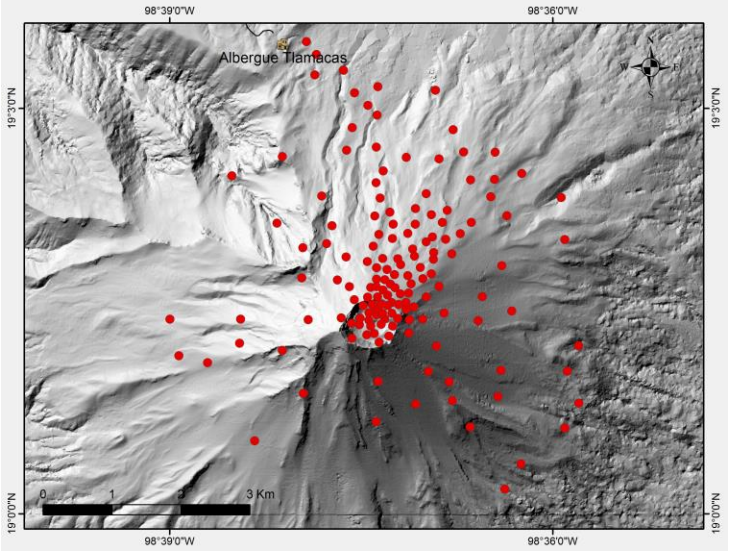


Figura 79. *Distribución de la caída de proyectiles balísticos. 1994-2016.*

Mapa de peligros por impacto de proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl: escenario de mayor probabilidad.

El mapa de peligros por impacto de proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl (Figura 80) presenta gráficamente las distancias máximas esperadas que los proyectiles balísticos pueden alcanzar en el escenario eruptivo de mayor probabilidad. El alcance máximo de los proyectiles balísticos depende de la dirección en que son expulsados debido a la topografía del volcán. Por esta razón, se hicieron los cálculos en 16 diferentes direcciones alrededor del edificio volcánico considerando la altitud del punto esperado de impacto. Los alcances máximos fueron calculados utilizando las condiciones óptimas (ángulo y diámetro) correspondiente a cada caso. Con el fin de calcular las distancias máximas posibles, se consideró un viento siempre favorable para todas las direcciones de 20 m/s, que es un valor máximo razonable.

Los proyectiles balísticos volcánicos también representan un peligro para la aeronavegación en zonas cercanas al volcán. Por esta razón, también es importante delimitar las zonas de seguridad en el espacio aéreo para cada uno de los escenarios explosivos determinados. Para ello, es necesario calcular la altitud máxima que pueden alcanzar los proyectiles balísticos a diferentes distancias del cráter. Sin embargo, no existe ninguna trayectoria particular de algún proyectil que pueda definir estas alturas máximas, sino que es necesario hacer el cálculo para balísticos expulsados a diferentes ángulos y considerar el que logre la altura máxima para una distancia al cráter dada. Para delimitar la zona de peligro potencial aéreo por impacto de balísticos de un escenario explosivo dado, es necesario repetir este procedimiento a diferentes distancias del cráter hasta llegar al alcance máximo cuya altura corresponde al nivel del suelo. Para calcular los alcances verticales máximos, no existe un ángulo óptimo como el que se tiene para calcular los alcances horizontales máximos; sin embargo, sigue existiendo un tamaño con el cual los balísticos alcanzan una altitud máxima y

que es necesario definir en cada cálculo. Para representar gráficamente las zonas de peligro potencial aéreas, se pueden utilizar perfiles de zoneamiento vertical del volcán en donde se señalen los alcances y altitudes máximas esperadas en cada uno de los tres escenarios definidos previamente. En la Figura 81 se muestran dos perfiles del volcán Popocatépetl (oeste-este y sur-norte) donde se muestran las zonas de peligro vertical donde pueden ocurrir impactos o encuentros entre las aeronaves y los balísticos de acuerdo con nuestros cálculos. La altitud máxima de los proyectiles balísticos está controlada fundamentalmente por la dinámica eruptiva. Por esta razón, las áreas mostradas sobre el cráter deben ser consideradas solamente como estimaciones de primer orden. Estos perfiles, junto con los mapas de peligro en los que se presentan los alcances máximos, permiten tener una representación tridimensional de las zonas de peligro por impacto de proyectiles balísticos volcánicos para cada escenario, lo cual es muy útil en la planeación de las acciones a llevar a cabo para proteger a la población, sus propiedades y las actividades aeronáuticas en caso de contingencia volcánica.

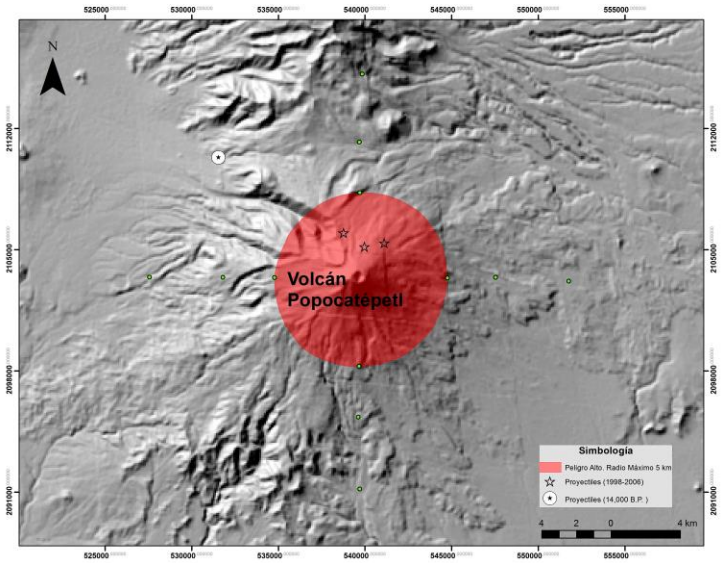


Figura 80. *Mapa de escenarios de peligro por emisión de proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl, donde se muestra el área afectable por emisión de proyectiles balísticos en el escenario de menor magnitud y mayor probabilidad. Los puntos verdes son los alcances máximos teóricos para cada escenario.*

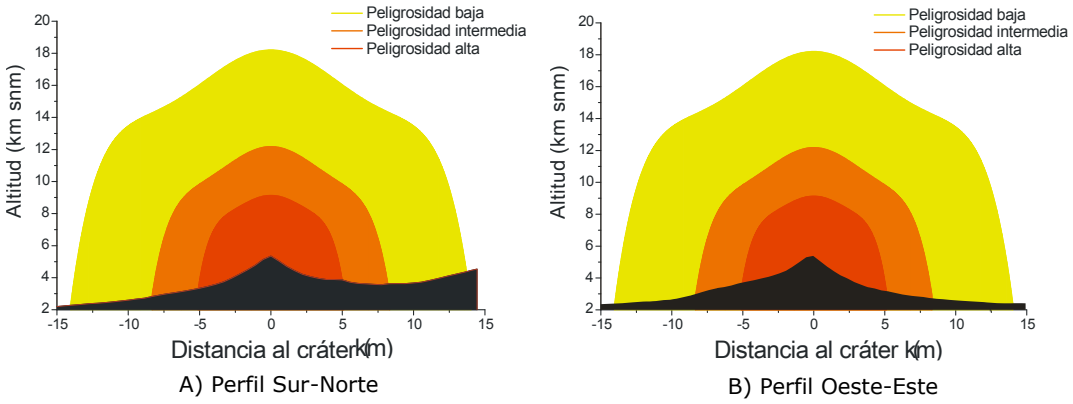


Figura 81. *Perfiles topográficos Sur-Norte (A) y Oeste-Este (B) en donde se indican las zonas aéreas de peligro potencial por impactos balísticos producidos por el Volcán Popocatépetl. El color rojo corresponde al escenario explosivo de mayor probabilidad.*

Las distancias máximas alcanzadas durante 1994-2016 se muestran en la zona roja del mapa de peligros de balísticos como máxima área de peligro para caída de balísticos (Figura 82). Los parámetros vulcanológicos de productos balísticos están basados en el trabajo de campo, asociados principalmente a erupciones vulcanianas.

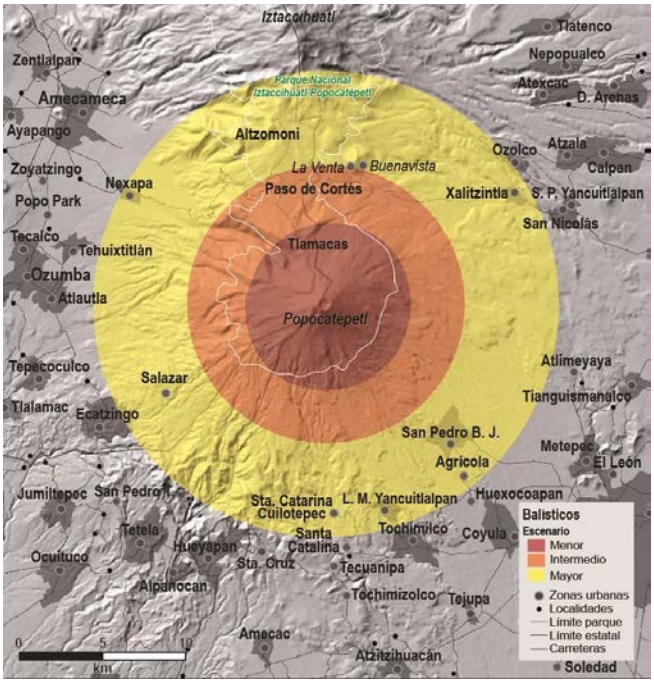


Figura. 82. *Mapa de peligros. Balísticos. El escenario de mayor probabilidad se muestra en rojo.*

Ceniza

Las cenizas volcánicas son partículas que se producen por la fragmentación mecánica del magma durante las erupciones y tienen un diámetro menor a 2 mm. La ceniza fina es producto de una fragmentación más energética y puede permanecer por largos periodos de tiempo en la atmósfera.

La distribución de la ceniza y el tiempo en el que permanecerán suspendidas dependen del tamaño y densidad de las partículas así como de la altura de la columna eruptiva y las variaciones en la dirección y velocidad del viento que las dispersan. Erupciones muy energéticas presentan cenizas más fragmentadas y producen columnas eruptivas altas que los vientos pueden transportar a cientos de kilómetros.

Los impactos que tiene la ceniza pueden pasar desapercibidos y la ceniza fina puede permanecer mucho tiempo en la atmosfera, incluso después de que la erupción ha terminado. La ceniza volcánica afecta a la población de diferentes formas, desde el colapso de techos, afectación a la aviación, vías de comunicaciones terrestres y aéreas, hasta problemas de salud. La ceniza suspendida en el aire puede afectar las vías respiratorias y ojos. Puede reducir la visibilidad causando serios problemas para la comunicación inalámbrica y transmisión eléctrica causando cortos circuitos. Su acumulación en calles y carreteras dificulta la tracción de las llantas. La ceniza también puede obstruir sistemas de drenaje y alcantarillado, contaminar fuentes de agua y causar daños a los cultivos agrícolas y a la ganadería. En grandes cantidades puede provocar el colapso de techos, especialmente si está húmeda.

Después de un periodo de calma de más de 70 años, el Popocatépetl se reactivó el 21 de diciembre de 1994 con una serie de explosiones con emisiones de ceniza que se prolongaron hasta enero de 1995, pero la intensidad de las erupciones disminuyó en febrero y abril con caídas de ceniza hacia el noreste, este y suroeste, hacia los estados de Puebla y Tlaxcala. Posteriormente se presentó un periodo de reposo de 10 meses y después, del 5 al 15 de marzo de 1996 se produjeron emisiones de ceniza de alrededor de 4 km de altura que se dirigieron al este-noreste-sureste causando caída de ceniza en los municipios de los estados de Puebla, Tlaxcala y Morelos. A mediados de marzo comenzó a formarse el primer domo de lava que se destruyo el 30 de abril de 1996 al comenzar a salir el segundo domo, con una explosión que se dirigió al noreste produciendo caída de ceniza gruesa y lapilli en todo ese sector. A partir de ese momento, la ceniza estaría constituida principalmente por la destrucción de domos que se formarían en los siguientes años.

En enero de 1997 se formó otro nuevo domo y se presentaron columnas eruptivas entre 1 a 6 km de altura con abundante ceniza de enero a junio que se dirigieron principalmente al este. Sin embargo, la erupción del 30 de junio produjo una columna eruptiva de alrededor de 10 km sobre el nivel del cráter y causo la caída de ceniza hacia el noroeste y oeste del volcán, hasta la Ciudad de México y perceptible hasta Hidalgo y Querétaro.

En 1998 diversas erupciones con columnas eruptivas que variaban en altitud desde 1 hasta 5 km produjeron caída de ceniza principalmente al norte, noreste y noroeste. Los eventos de los días 22 y 25 de diciembre produjeron caída de ceniza en Juchitepec, Xochimilco e Iztapalapa, en la Ciudad de México.

De enero a marzo de 1999 se presentaron pequeñas columnas de ceniza, que se distribuyeron principalmente hacia el sur, sureste y suroeste pero a partir del 8 de marzo, la intensidad de las erupciones se incrementó con una emisión de 5 km de alto y de 1 a 4 km hasta abril produciendo caída de ceniza al este (Martin Del Pozzo et al., 2002a; Julio-Miranda et al., 2008). La actividad continuó con erupciones pequeñas durante mayo a julio que produjeron caída de ceniza hacia el noreste; mientras que en agosto y septiembre se dirigieron hacia el suroeste (Martin Del Pozzo et al., 2002b; Julio-Miranda et al., 2008). De octubre a diciembre las erupciones produjeron columnas de ceniza de entre 0.5 y 4 km de altura que se depositaron al sureste. En 2000, las diversas emisiones aumentaron en el verano produciendo un aumento en la caída de ceniza que culminó con la formación de un gran domo en diciembre que fue acompañado por la emisión de ceniza.

Las erupciones de 2001 produjeron caída de ceniza al oeste, suroeste, este y noreste, en los municipios de los Estados de México, Puebla y Morelos. La más importante fue la del 22 de enero de 2001, cuya columna de se elevó 13 km sobre el cráter, llevando ceniza principalmente hacia Puebla, Ciudad y fue perceptible incluso en el puerto de Veracruz (Martin Del Pozzo et al.2003).

Durante 2002, se produjeron explosiones en febrero y julio que provocaron la caída de ceniza en las ciudades de Puebla y México. En enero, febrero, marzo y abril de 2003 diversas emisiones con columnas de 1 a 5 km de altura produjeron caída de ceniza al este y suroeste mientras que el resto del año las erupciones fueron más pequeñas, alcanzando hasta 3.5 km de altura. Los vientos de julio soplaban con fuerza y produjeron caída de ceniza incluso en zonas de la Ciudad de México, como Tlalpan, Coapa y Ciudad Universitaria. En enero de 2005, una columna eruptiva de 5km, produjo caída de ceniza en los municipios al sureste del volcán. Las erupciones de julio, agosto y septiembre alcanzaron 2 km y causaron caída de ceniza al oeste, suroeste, sur y noroeste, incluyendo la Ciudad de México. En diciembre diversas columnas de hasta 5 km provocaron la caída de ceniza en Tlaxcala. De enero a mayo de 2006 hubo emisiones menores a 3 km de altura que produjeron caída de ceniza al sureste y en julio en el Estado de México, al noroeste del volcán. Durante 2007 en enero, junio, noviembre y diciembre algunas columnas de hasta 2.5 km provocaron caída de ceniza hacía los municipios del Estado de Puebla, Morelos y México. A inicios de 2008 la actividad se incrementó, en enero, febrero, marzo y en abril se presentaron columnas eruptivas de hasta 3 km de altura, causando caída de ceniza en Santiago Xalitzintla, San Nicolás de los Ranchos, Atlautla y Ozumba. Las erupciones de noviembre y diciembre depositaron cenizas en las partes altas del volcán. Las cenizas de enero a abril de 2009 se dispersaron al este y también ocurrieron algunas emisiones menores a 3.5 de altura en agosto, septiembre, octubre y noviembre que produjeron caída de ceniza. En 2010 sólo hubo erupciones en junio y agosto con columnas de entre 1 y 3 km de altura, que provocaron la caída de ceniza al oeste.

En 2011, a partir de junio, la actividad tuvo un repunte con respecto a los años anteriores, hubo diversos eventos explosivos en junio, septiembre y noviembre con columnas eruptivas de hasta 3 km de altura que produjeron ceniza. Durante las crisis registradas en 2012 y 2013 diversos episodios eruptivos asociados al emplazamiento y destrucción de domos de lava produjeron caída de ceniza en los sectores este, oeste y noroeste del volcán. Sobresalen los eventos como los de 3 de mayo de 2012 que produjo caída de ceniza en la Ciudad de México; el 8 de mayo de 2013 en el que la caída de ceniza fue abundante en la ciudad de Puebla; 4 de julio de 2013 en el que se presentó abundante caída de ceniza hacia el noroeste, en Amecameca y Nexapa y también en la Ciudad de México; el 9 de julio de 2013 en el que se presentó caída de ceniza en los municipios de Morelos y fue perceptible en Cuernavaca. En 2016 nuevamente se produjo caída de abundante ceniza en Puebla, Cholula y Huejotzingo principalmente.

Han ocurrido alrededor de 750 emisiones de ceniza con columnas entre 1 Km y 10 km de altura en el Popocatépetl desde 1994. Se analizaron las alturas de las columnas y su distribución, y se determinaron las localidades donde cayó la ceniza y su espesor con trabajo de campo (Figura 83). Cerca del 30% de estas emisiones se han distribuido al noreste, 20% al este y 13% al noroeste. Esto significa que, por más de 20 años, las poblaciones del Estado de Puebla, Tlaxcala y Estado de México han estado frecuentemente expuestas a las cenizas. La dispersión de estas columnas también ha sido monitoreada para dar aviso al tráfico aéreo que cruza esta franja con ceniza en el centro del país (Figura 84).

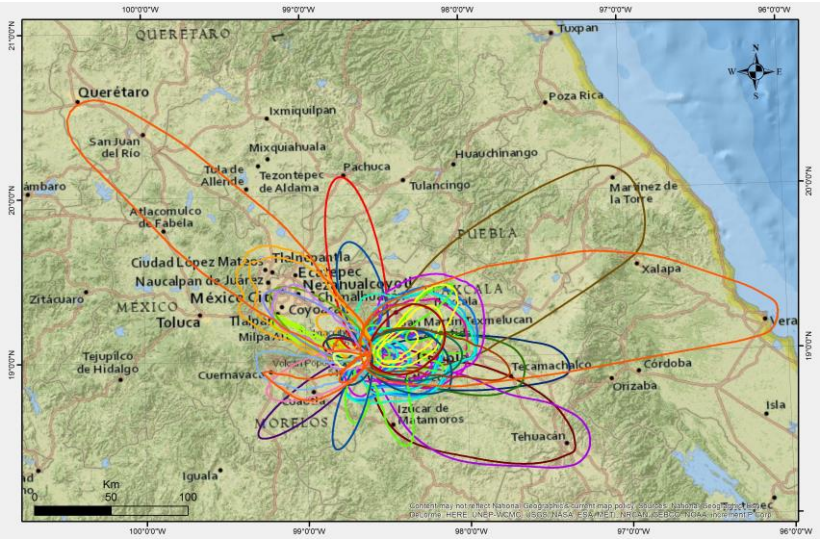


Figura 83. *Distribución de la caída de ceniza 1994-2016.*

Las columnas de ceniza más pequeñas, menores a 2 Km fueron las más frecuentes y las de 5 y 6 km aunque más espaciadas, fueron las que causaron mayor caída de ceniza. Las emisiones de mayo y junio 1997 alcanzaron alturas mayores y la del 30 de junio produjo una caída de ceniza húmeda en la ciudad de México que causó grandes problemas de tráfico. La erupción del 22 de enero 2001 produjo una columna de 13 km sobre el cráter que se colapsó para formar flujos piroclásticos y fue considerada ya en el escenario intermedio de probabilidad menor pero de mayor impacto.

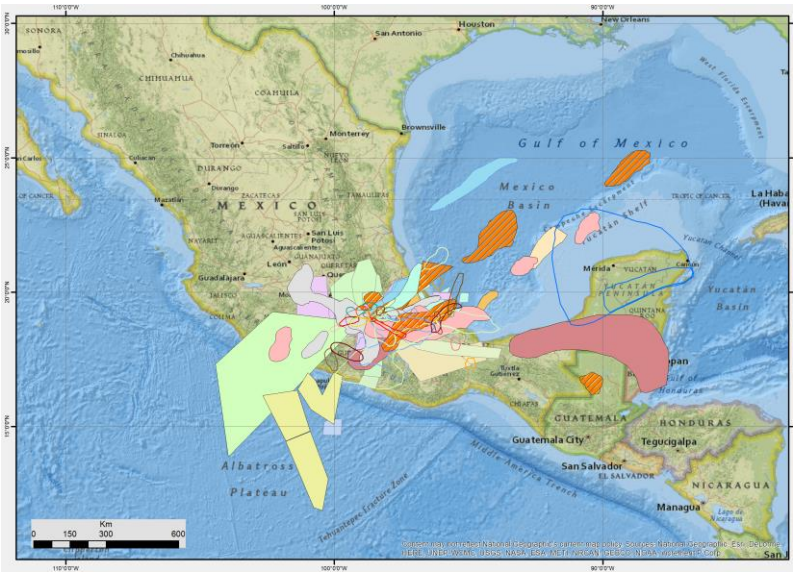


Figura 84. *Dispersión de ceniza detectado por los VAACS (Volcano Ash Advisory Centers).*

La composición de las cenizas aunque mayoritariamente andesítica varió principalmente entre 60 y 64 % SiO_2 y presentó evidencias de desequilibrio (bordes de reacción, y de reabsorción) y mezcla con magmas más profundos (presencia de cristales de olivino con alto contenido de magnesio y cromo, vidrios de distintas composiciones). Los constituyentes también variaron. La mayor parte de las cenizas se formaron de la fragmentación de los domos y por lo tanto estuvieron constituidas por líticos de los domos. En algunas de las erupciones más grandes, el porcentaje de material escoreaceo, altamente vesicular y vitreo, aumento, y en algunas fue precedido por aumento en el porcentaje de cristales. En todas, dominaron los cristales de plagioclasas, clinopiroxeno y ortopiroxeno (Martin Del Pozzo et al., 1995, Straub y Martin Del Pozzo 2001, Martin Del Pozzo et al., 2008).

La granulometría varía según la distancia del volcán, la altura de la columna y lo energético de la fragmentación. Erupciones como la del 30 de abril 1996 produjeron gran cantidad de fragmentos grandes tanto de líticos como escoria; en la erupción del 30 de junio de 1997 fragmentos de pómez de hasta 10 cm de diámetro cayeron en Paso de Cortés mientras que las erupciones de 1994, 2013 y 2016 presentaron un alto contenido de partículas finas desde zonas proximales al volcán.

Los espesores de la caída de ceniza variaron desde centímetros en las zonas del cono hasta fracciones de mm y trazas en las zonas lejanas. Algunas caídas de ceniza con varios milímetros de espesor, como las ocurridas en 1994 y 1995 en Puebla y Tlaxcala, 1997 en la Ciudad de México, en 2013 en Amecameca y Puebla y en 2016 en Cholula y Puebla produjeron problemas para la trasportación terrestre y aérea, así como irritaciones a las vías respiratorias de los habitantes.

Los parámetros medidos en campo sirvieron para calibrar las simulaciones realizadas con el software Fall 3D para determinar las áreas de afectación de los distintos escenarios planteados Se midieron varios parámetros en campo y laboratorio para calibrar la granulometría y distribución de los depósitos. Para el proceso de estimación de las áreas de sedimentación y la probabilidad de ocurrencia se emplearon dos códigos de programación: el de dispersión de ceniza Fall3D y el de identificación de áreas de peligro Hazardmaps, empleando los resultados del Fall3D, donde se estima la probabilidad de carga de ceniza en el área.

Parámetro importante de la dispersión son los vientos y para ello se emplearon perfiles promedio mensuales de un periodo de 60 años incluyendo simulaciones específicas para 1997 que fue año de Niño. En el caso de las erupciones pequeñas, se simularon las alturas de columna eruptiva de 0.5, 3, 5, 8, 9 y 10 km sobre el cráter. El flujo de masa considerado para estas emisiones de la columna fue de 41.7 Mg/s y para el resto fue de 500 Mg/s, el tiempo de duración de la erupción fue de 1 a 3 horas y el tiempo para estimar la dispersión y sedimentación de 8 horas. Se emplearon dos distribuciones de partículas una para la de 500m y la otra para las alturas de 3 a 10 km (Martin-Del Pozzo et al., 2008) utilizando 144 modelaciones. Las modelaciones se realizaron con el programa Fall3D (Folch et al., 2009) que es un modelo Euleriano de transporte y sedimentación de tefra. Este modelo resuelve la ecuación de transporte-difusión-sedimentación sin considerar la interacción entre partículas como colisiones, agregación, etc. Utiliza un esquema de diferencias finitas con una malla de modelación que sigue el terreno.

Las salidas del Fall3D se procesaron con el Hazardmaps para obtener las probabilidades de carga de ceniza de 1, 10 y 100 kg/m^2 en el área de modelación, los resultados de este programa se encuentran en formato NETCDF y se pueden desplegar en un mapa para observar el área de probabilidad de depósito de la erupción. En el caso del mapa de peligro se representa hasta el 2% de probabilidad de caída de ceniza.

Las emisiones de ceniza con columnas de ceniza menores a 10 km de altura, como las que han estado ocurriendo de 1994 a la fecha, son las más frecuentes y conforman el escenario de mayor probabilidad (Figura 85)

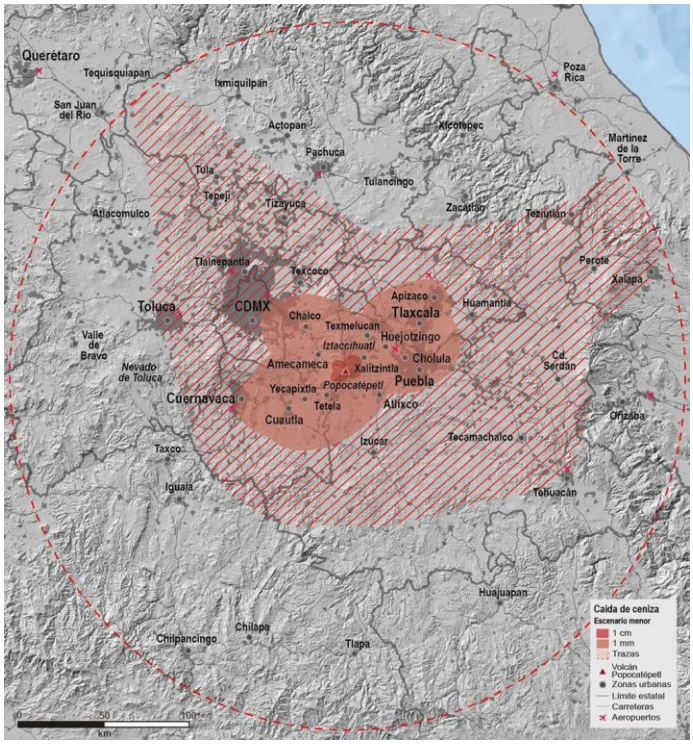


***Figura 85**. Mapa de Peligros. Ceniza. Escenario de mayor probabilidad.*

Los análisis de la distribución de las principales emisiones de ceniza del Popocatépetl han permitido determinar que 30% se dispersaron al noreste, 20% al este, 17 % al suroeste, 13% al noroeste, 10% al sureste, 5% al oeste, 5% al norte y 5% hacia el sur. Han afectado principalmente a los municipios cercanos del Estado de Puebla que se encuentran al este y noreste del volcán y los municipios del sur del Estado de Tlaxcala. En el Estado de México los municipios más afectados por las emisiones de ceniza han sido Amecameca, Ayapango, Tenango y Juchitepec, situados al noroeste, y Ecatzingo localizados al suroeste. En el Estado de Morelos se han visto afectados por la caída de ceniza principalmente los municipios de Tetela del Volcán, Ocuituco y Cuautla. Algunas veces, sobre todo en los eventos más grandes, se ha producido caída de ceniza incluso en municipios de Veracruz, Hidalgo, Querétaro y al norte de la Ciudad de México, principalmente durante los eventos ocurridos entre mayo y octubre.

Lahares

Los lahares o corrientes de lodo volcánico, se producen cuando se mezclan las cenizas y escombros volcánicos con el agua que proviene de fuertes lluvias, agua de arroyos, ríos, lagos o del derretimiento de glaciares. Esto genera flujos de escombros o de lodo que pueden producirse durante la actividad volcánica o inclusive después del evento. Por lo general, los depósitos se componen de una parte gruesa (rocas y material agregado) y de una parte fina (arena, arcilla, ceniza). La parte final del depósito es la que tiene mayor dispersión. Los lahares se comportan similares a flujos de cemento y mueven fragmentos de rocas muy grandes que impactan los frentes.

Algunas erupciones como la ocurrida el 30 de junio de 1997, generaron material piroclástico que, aunado a intensas lluvias, formaron lahares que alcanzaron al poblado de Xalitzintla, al noreste del volcán. El lahar cambió de flujo hiperconcentrado a flujo de escombros y después a flujo hiperconcentrado; transportando 1.85×10^5 m^3 de escombro y agua a velocidades de 1.4 a 7.7 m/s. El lahar viajó 21 km a través de la barranca Huiloac pasando por Xalitzintla y llegando a San Nicolás de los Ranchos (Capra et al., 2004; Muñoz-Salinas et al., 2007; Muñoz-Salinas et al., 2010). Observaciones aéreas realizadas el 3 y 4 de julio y posteriormente en septiembre, permitieron detectar que en los flancos sur y sureste también se habían emplazado radialmente varios flujos de 1 a 2 km de longitud por las lluvias intensas durante la emisión de ceniza durante la erupción.

El 22 de enero un flujo piroclástico fundió parte del glaciar y generó un lahar que se formó en la barranca Tenenepanco, el cual fluyó hacia la barranca Huiloac y llegó hasta Xalitzintla, recorriendo 14 km ladera abajo del cráter. Este lahar mantuvo las características de un flujo de escombros y se calculó una descarga de 1.6×10^5 m^3 con velocidades de 1.3 a 13.8 m/s (Capra et al., 2004; Muñoz-Salinas et al., 2007, 2010).

En el año 2000, un pequeño lahar secundario se formó por las lluvias intensas y material piroclastico que se encontraba sobre las laderas en la parte norte del volcán (Martin Del Pozzo et al.2002). En 2010 también ocurrió otro lahar secundario por las fuertes lluvias que se desplazó por la Barranca Nexpayantla acarreando numerosos troncos. El lahar entró a la población de Nexapa, afectando no solo tierras de cultivo sino también al puente. Los bloques grandes del frente del lahar tuvieron que ser removidos para poder cultivar las tierras junto al cauce.

La zona estudiada está expuesta a estos fenómenos frecuentemente, como se ha visto en repetidas ocasiones durante los últimos años y como lo indican los registros históricos y geológicos del área. Durante este trabajo también se identificaron varios depósitos de este tipo asociados a lahares en la zona noroeste del volcán (Amecameca) que afectaron antiguas civilizaciones asentadas en el área.

Los lahares recientes presentaron espesores menores a los 2 m pero debe considerarse la expansión durante el flujo que incluye al agua. Los diversos parámetros sirvieron para calibrar las simulaciones hechas en los softwares LaharZ y Flo 2D con los que se simularon los alcances de eventos similares para este escenario. Se llevaron a cabo las simulaciones con volúmenes entre 0.01, 0.2, 0.3, 0.4 y hasta 3 millones de metros cúbicos.

Las áreas con mayor probabilidad de ser afectadas por lahares se representan en rojo en el Mapa de Peligros y puede observarse que varios sectores son susceptibles a estos fenómenos (Figura 86).

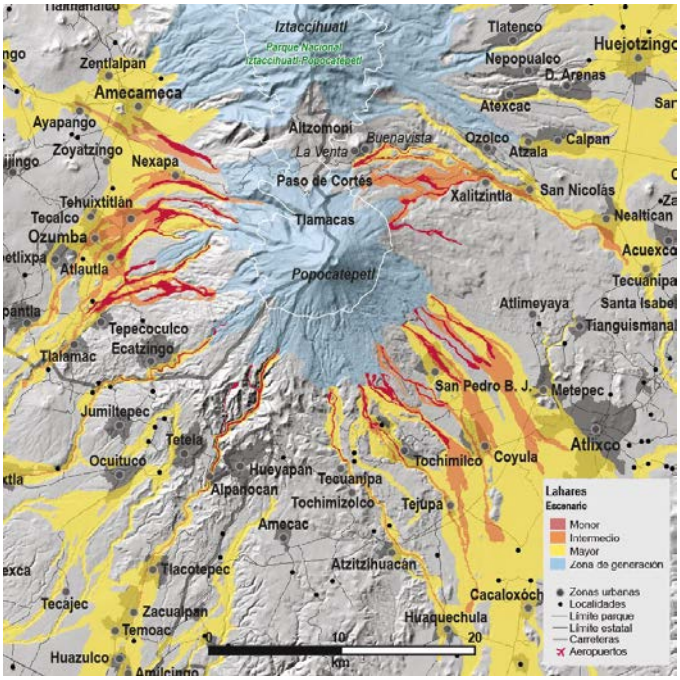


Figura 86*. Mapa de peligros. Lahares. El área con mayor probabilidad de inundación por lahares esta en rojo.*

Lava

Las lavas recientes del Popocatépetl presentan temperaturas entre 900 y 1100º C. Se ha observado desde 1996, que las lavas de mayor probabilidad, pero de menor magnitud o tamaño, se han restringido únicamente al interior del cráter, mediante el emplazamiento de más de 50 domos de lava con volúmenes menores a 20 millones de metros cúbicos. Algunos de los domos de lava de mayor tamaño han sido más fluidos con crecimiento rápido como ocurrió con los

domos de enero 1997 y diciembre 2000, otros domos en cambio solo formaron pequeñas estructuras.

En general se podría dividir a los domos en dos grupos, los de volúmenes mayores a 1 millón de metros cúbicos y los menores a 1x10 m^3. El domo de mayor tamaño fue el del año 2000 que se formo entre los días 12 y 19 de diciembre y se destruyo el 22 de enero 2001. Creció a una tasa de 200 m^3/s y tuvo un volumen de 15-19x10^6 m^3. La formación de este domo estuvo acompañado por un aumento drástico en la amplitud del tremor armónico, contenido de SO_2 y anomalías magnéticas negativas (Valdés et al., 2000; Martin Del Pozzo et al., 2003). Otros domos grandes fueron los que se formaron en el verano de 2013 que tuvieron volúmenes de 4.2x10^6 y 2.6x10^6 m (Nieto et al., 2014). Domos más pequeños se formaron en 2012 y 2014 con volúmenes de 0.2-0.8x10^5 m^3 (Caballero et al., 2015).

Los espesores de los domos variaron aproximadamente de 15 m a 180 m con diámetros de 50 m a 200 m. Algunos se formaron en menos de una semana (1997 y 2000) mientras que otros como los domos 29 (2006) y 48 (2013) crecieron por más de 1 año. Los domos más fluidos como los de 1997 con alta tasa de emisión, presentaron bordes o levees menos pronunciados que los más viscosos como el domo de enero 2007 que tomó forma de pistón (Espinasa-Pereña, 2012). Si el cráter continúa llenándose, la lava de los domos puede llegar a derramarse por los bordes más bajos y formar flujos de lava. Estos derrames de lava se producirían hacia el noreste, este y sureste porque son las zonas más bajas del cráter (Figura 87). Los derrames tendrían volúmenes similares a los de los domos que se formaron en el cráter y por lo tanto serian cortos. Los derrames de lava en sí pueden provocar incendios en la vegetación y daños a la infraestructura. Sin embargo, el avance del derrame sobre las fuertes pendientes de la parte superior del cono podría producir flujos piroclásticos que pasaría la actividad a un escenario intermedio.

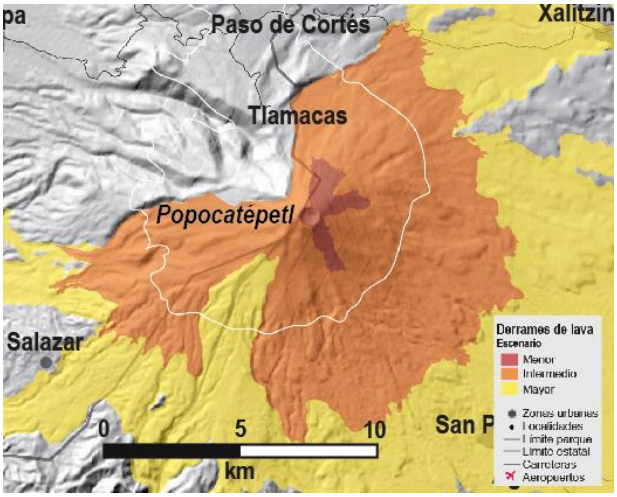


***Figura 87**. Mapa de peligros. Lavas. El área con mayor probabilidad de inundación por lavas esta en rojo.*

La actividad efusiva asociada a este escenario se ciñe principalmente al interior del cráter, con sucesivas etapas de crecimiento y destrucción del domo. Los volúmenes de lava emitidos en cada etapa estarían en el rango de lo observado durante los últimos 20 años y serían menores a los 0.02 km^3. Se considera que el límite de mayor peligrosidad de este escenario podría ser el llenado del cráter y la posibilidad de la emisión de flujos de lava de muy corto alcance, hasta 2 km, desde los bordes del cráter con menor altitud (Figura 88).

Para la delimitación de la zona de susceptibilidad a inundación en el caso de derrames por desbordamiento del domo, se simuló la emisión de flujos de lava de 5, 10 y 20 m de espesor sobre el MDE con resolución de 3 m (INEGI, 2013). Este MDE se modificó para representar un domo que rellenaría el cráter desde la base hasta alcanzar sus bordes nororientales. Los centros de emisión se situaron, por orden de prioridad al NNE (5,195 msnm), al NE (5,195 msnm) y al SE, en la hondonada conocida como el Chimuelo (5,197 msnm).

Los flujos de lava resultantes tienen longitudes entre 1.6 y 2 km, siendo los de mayor alcance los que se emplazan hacia el ENE y SE. El área susceptible a inundarse por flujos de lava como los descritos para este escenario es de 4 km^2, restringida a la parte más alta del cono volcánico en los flancos N, E y SE (Figura 88).

En este sector la emisión de flujos de lava no produciría daños a zonas habitadas o a infraestructura. Sin embargo, aunque la longitud de los flujos no alcanzaría zonas de pasto o bosque, es posible que el rodamiento de bloques todavía a altas temperaturas, desde el frente de los flujos, alcanzara estas zonas y produjera incendios. Por otra parte, al ser la parte cimera del volcán la de mayor pendiente debe considerarse la posibilidad de que los frentes de los flujos de lava se derrumben generando flujos piroclásticos de pequeño volumen.

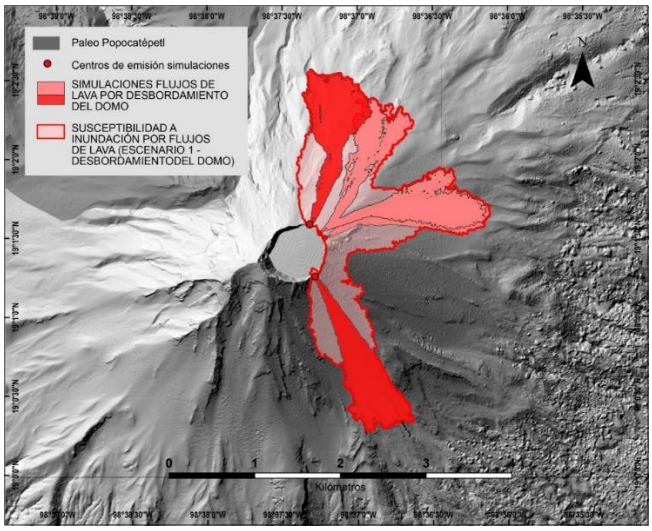


Figura 88. *Mapa de peligros por emisión de flujos de lava para el escenario de menor magnitud. Los flujos de lava se generan por desbordamiento del domo desde los bordes del cráter con cotas más bajas y tendrían una longitud máxima de 2km.*

Mapa de peligro por flujos de escombros y lahares para el escenario de mayor probabilidad y menor magnitud

Lucia Capra

La ocurrencia de lahares en este escenario puede estar asociada o no a una erupción y únicamente puede estar disparada por eventos hidrometeorológicos, debido a que el glaciar del volcán Popocatépetl desapareció prácticamente en su totalidad durante la erupción de 2001.

Los depósitos de lahar que se tomaron como referencia para describir el fenómeno y obtener los parámetros para su simulación fueron los originados y observados directamente durante el presente ciclo de actividad y que han alcanzado distancias entre 12 y 15 km. Concretamente se estudiaron en detalle los lahares originados a partir de los eventos eruptivos de 1997, 2001 y 2010. Los dos primeros fueron disparados por lluvias y por el agua de deshielo del glaciar después de una intensa actividad explosiva con caída de ceniza en la ladera N y NE del volcán y se desarrollaron principalmente en la barranca de Huiloac. El evento de 2010 fue disparado por un episodio de lluvias abundantes que provocó una fuerte erosión en la barranca de Nexpayantla. Se formó un lahar que alcanzó el poblado de San Pedro Nexapa hasta una distancia de 10 km del punto de origen.

En el caso del lahar del 2001, cinco horas después del emplazamiento de las CPD en el flanco N del volcán (ver capítulo 3.5), el aporte de agua por el deshielo del glaciar promovió la removilización de los depósitos de flujo piroclástico, generando un lahar en la barranca de Huiloac que alcanzó el poblado de Santiago Xalitzintla (Capra et al., 2004: Muñoz et al., 2007; Figuras 89). Este es el único lahar syn-eruptivo registrado en el actual episodio de actividad. Además de los datos de campo, para este evento se cuenta con el registro sísmico de tres geófonos del Cenapred, información que se usó para definir la curva hidrográfica de los flujos.

Parra la simulación numérica de eventos de lahares es necesario tomar en cuenta los diferentes mecanismos de emplazamiento de los flujos, que pueden determinarse del estudio de las diferencias texturales de los depósitos. En particular, el depósito de flujo de escombros originado por el lahar de 2001 presenta características texturales muy peculiares que se mantienen a lo largo de toda la barranca: es masivo, matriz soportado, constituido por más del 70% de fragmentos de pómez subredondeadas embebidas en una matriz areno-limosa (hasta el 20% de limo). Solamente en las cercanías de Santiago Xalitzintla, el depósito muestra las características de un flujo hiperconcentrado, con textura masiva y constituida por grava y arena. Estas características reflejan la removilización casi masiva de los depósitos piroclásticos, con la formación de un lahar con elevado contenido en finos (matriz del depósito de flujo piroclástico) que retrasa la sedimentación de los líticos de mayor tamaño, inhibiendo una dilución progresiva del mismo. Por el contrario, los depósitos asociados a los eventos de 1997 y 2010 son depósitos de flujo de escombros, masivos, soportados por matriz arenosa (< 5% de limo), heterolitológicos, con fragmentos prevalentemente de lava, soportados por una matriz arenosa. Esta textura cambia a lo largo del canal en donde se puede observar una progresiva dilución del flujo de escombros a un flujo hiperconcentrado o de corriente fluvial (Figura 90). A partir de estas observaciones se escogieron los parámetros reológicos para las simulaciones (Tabla 15)

Para la calibración del software Flo-2D se reprodujo la distribución de los depósitos de lahares de referencia. Para ello se prepararon los parámetros de entrada tomando en cuenta las diferencias texturales de los depósitos de 1997 y 2001. Se introdujo la variación de los parámetros reológicos (Tabla 15) en los modelos numéricos, realizando comparaciones con estudios publicados (O'Brien and Julien, 1988), para fluidos con diferente viscosidad. La descarga máxima (Tabla 15) de los flujos fue estimada con base en observaciones de campo (Capra et al., 2004) y trabajos previamente publicados (Muñoz-Salinas et al., 2007). La curva hidrográfica se elaboró tomando como referencia la señal del geófono que se obtuvo para el evento del 2001 (Figura 91). Una vez estimada la descarga máxima se pudo trasformar el registro sísmico (velocidades vs. tiempo) en una curva hidrográfica (descarga vs tiempo).

Para los tres eventos estudiados se ha estimado un volumen del flujo aproximado de 2-4*10^5 m^3 (Capra et al., 2004; Muñoz-Salinas et al., 2007; Caballero y Capra, 2014).

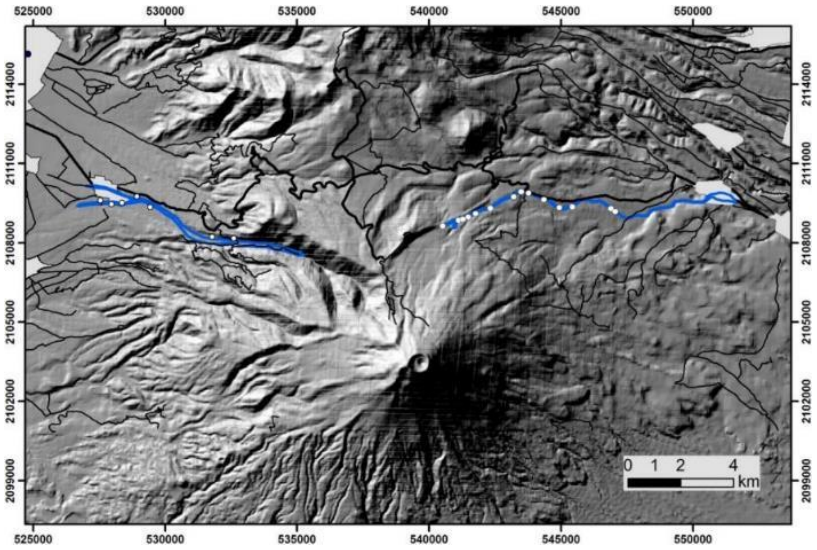


Figura 89. *Distribución de los depósitos de lahar de 1997 y 2010, utilizados para la calibración de las simulaciones numéricas. Los puntos blancos representan las secciones estratigráficas donde se estudió el depósito.*

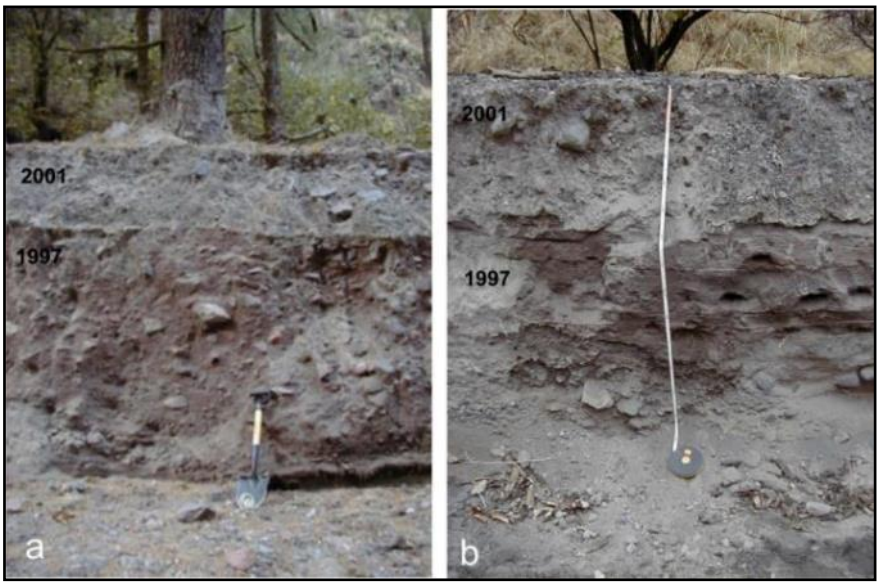


Figura 90. *a) Secuencia de depósitos de flujos de escombros asociados a los lahares ocurridos en 1997 y 2001; b) la misma secuencia tal y como se observa a 3 km de distancia del punto (a), en donde se puede notar como el depósito de 2001 mantuvo sus características texturales mientras que el del 1997 se diluyó, originando varios horizontes estratificados (de hiperconcentrados a fluviátil).*

Tabla 15. Parámetros utilizados para las simulaciones del escenario de menor magnitud por lahares

	Límite Elástico		Viscosidad		N° Manning			Cv	Qmax	k	F
	α	β	α	β	c	c/v	v	%vol	m^3/s		
Flujo 1	0.0765	16.9	0.0648	6.2	0.064	0.081	0.118	20-50	350	2000	0.9
Flujo 2	0.00071	29.8	0.00632	19.9	0.064	0.081	0.118	20-50	350	2000	0.9
Flujo 3	0.0345	20.1	0.00283	23	0.064	0.081	0.118	20-50	350	2000	0.9

Nomenclatura. c: zona de canal; c/v: zona de canal parcialmente vegetada; v: zona de inundación con vegetación de arbustos; Cv: concentración de fracción sólida; Qmax: descarga máxima del flujo; k: resistencia laminar del flujo y F: límite máximo para el número de Froude.

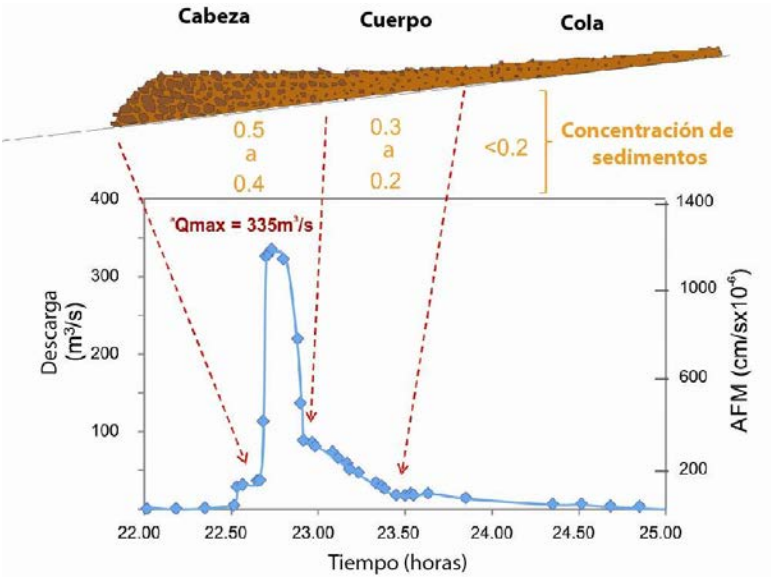


Figura 91. *Ejemplo de cómo se obtuvo la curva hidrográfica desde el registro acústico del geófono y de cómo se hizo variar la concentración de los sedimentos.*

Se eligieron las tres combinaciones diferentes de parámetros (flujo1, flujo2 y flujo3, Tabla 15) que mejor se ajustaron a los depósitos estudiados. Para la concentración de la fracción sólida, se consideró que el pico de la descarga corresponde al mayor contenido de esta fracción en un flujo de escombros, para lo cual se estableció en un 50%, que fue disminuyendo hacia la porción más diluida de la cola del flujo (Figura 89). En cuanto al número de Manning se utilizaron los valores empíricos propuestos por el USGS para superficies con vegetación (arbustos) o superficies libres de vegetación con cantos rodados (canal).

Una vez obtenido el mejor ajuste entre los flujos simulados y los observados, se realizaron simulaciones a lo largo de las principales barrancas que drenan directamente desde el cono volcánico. La zonificación final (Figura 92) incluye la combinación de simulaciones de flujos con reologías diferentes (Tabla 15) para tomar en cuenta la posible ocurrencia de lahares syn-eruptivos (i.e. 2001) o eventos asociados a lluvias intensas, donde el material es erosionado progresivamente por el cauce o terrazas laterales de los ríos (i.e. 2010).

El mapa de las zonas de máxima inundación por lahares de pequeño volumen (Figura 92), muestra que los flujos de escombros e hiperconcentrados podrían alcanzar distancias de hasta 15 km, afectando a diversas poblaciones y a varios tramos de carreteras. Es posible también representar la máxima profundidad del flujo (Figura 93), que alcanza valores de hasta 8 m en las barrancas más estrechas (valores similares se observaron en campo para el evento del 2001, ver capítulo 3.5, Capra et al., 2004). Sin embargo, los espesores promedios de los lahares que alcanzan poblaciones son del orden de 1m.

En cuanto a la fuerza de impacto que los flujos pueden llegar a desarrollar (Figura 94), se observa que en las zonas de inundación cerca de las poblaciones se registran valores inferiores a los 50 kPa. Estos valores no serían suficientes para destruir una estructura de concreto, pero si serían capaces de arrasar vehículos o estructuras no fijas en las calles afectadas. Solamente para el poblado de Santiago Xalitzintla se registran valores muy elevados, de hasta 150 kPa, probablemente debido a que en ese punto el flujo cae desde un desnivel de algunos metros. Sin embargo, se ha observado en el campo, que en este lugar los flujos se desaceleran rápidamente y el material se acumula formando un abanico de detritos.

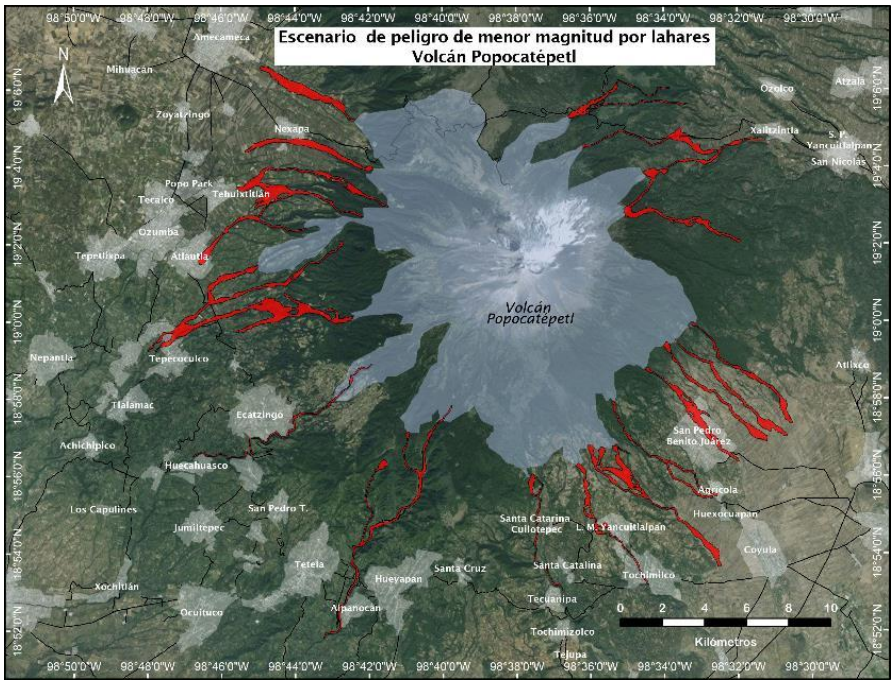


Figura 92. *Distribución de las zonas de inundación por lahares sin y post-eruptivos en el escenario de pequeña magnitud.*

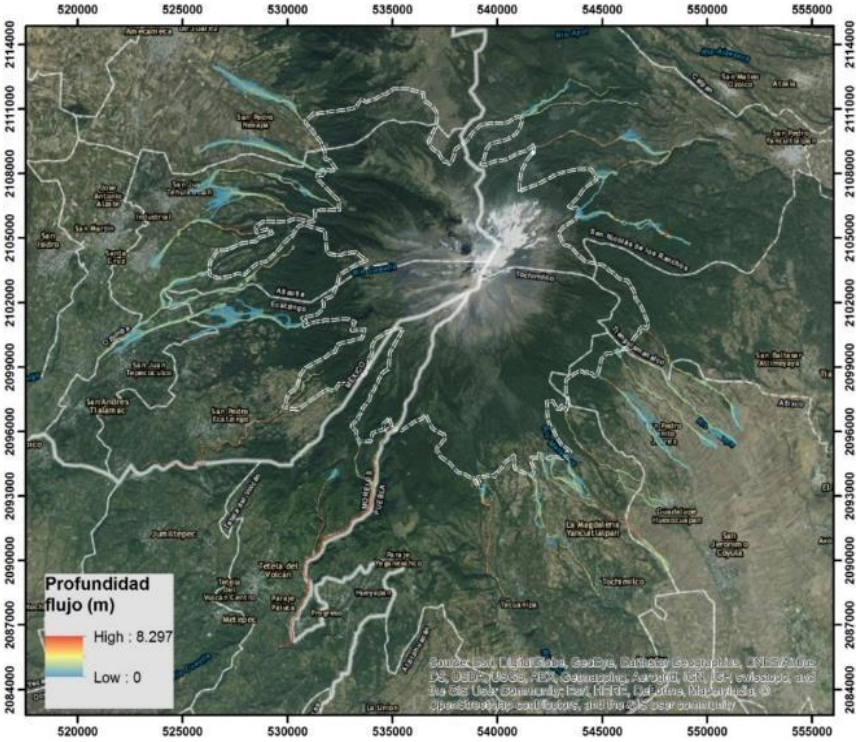


Figura 93. *Mapa de las profundidades máxima de los flujos de escombros e hiperconcentrados simulados para el escenario de pequeña magnitud.*

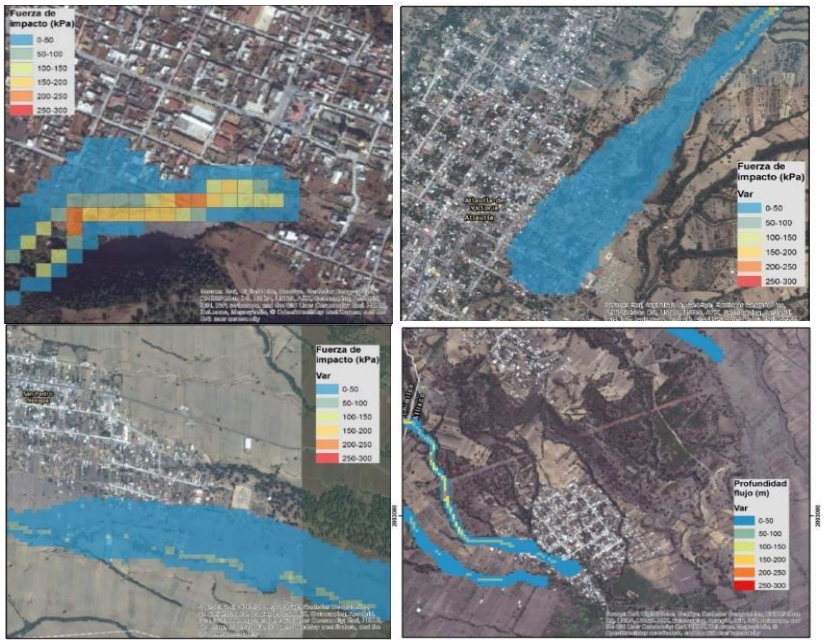


Figura 94. *Mapa de distribución de la fuerza de impacto ejercida por los flujos para algunas poblaciones directamente expuestas a inundación. Desde arriba a la izquierda y en el sentido de*

19. Escenario de probabilidad y magnitud intermedia

Hugo Delgado Granados

El escenario de magnitud intermedia para el volcán Popocatépetl se caracteriza por la ocurrencia, en el rango de centenas de años, de una erupción explosiva vulcaniana, con VEI de 3 a 4, con alturas de columna eruptiva entre 10 y 20 km, que involucre volúmenes de magma entre 0.01 km^3 y 0.5 km^3 (DRE); como las ocurridas en 1663-64 (s. XVII) o como la erupción de 2001 del presente ciclo de actividad.

Erupciones de este tipo pueden producir, además de la caída y dispersión de cenizas y la emisión de fragmentos balísticos, flujos y oleadas piroclásticas de pequeño volumen, así como lahares. Los lahares que podrían producirse son principalmente post-eruptivos, considerando que en la actualidad ya no existe glaciar sobre las laderas del volcán Popocatépetl.

El rango de magnitud de este escenario puede producirse también actividad efusiva con la emisión de flujos de lava desde el cráter, ligada o no a la actividad vulcaniana que define este escenario. La producción de derrames de lava de este tipo sería posible si se incrementara significativamente la tasa de efusión de lava observada en el actual ciclo de actividad.

En caso de ocurrir una erupción como la descrita para este escenario podrían producirse daños severos a nivel local, así como impactos directos e indirectos en el nivel regional. El alcance de los productos volcánicos abarcaría el área incluida en el radio de XX desde el cráter del Popocatépetl y la generación de lahares podría tener alcances de hasta 25 km en las principales barrancas al NW, NE y SE. Cabe mencionar que en este escenario es posible la generación de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas de pequeño volumen, fenómenos que son altamente destructivos. Así mismo, es posible en este escenario la emisión de flujos de lava que podrían tener alcances de hasta 8 km.

El escenario de magnitud intermedia es, generalmente, un escenario difícil de establecer debido a que no en todos los volcanes existen evidencias claras de erupciones que, ni son las grandes erupciones plinianas, ni son las erupciones más pequeñas que normalmente ocurren con mayor frecuencia y aunque estas erupciones menores no dejan un registro geológico, son en muchas ocasiones, documentables a través de diferentes formas, particularmente las técnicas observacionales.

La mayor dificultad para establecer una magnitud eruptiva intermedia, es la ausencia de depósitos. En el caso de las erupciones plinianas existen depósitos claros, descriptibles y mapeables, pero en el caso de las erupciones intermedias no hay depósitos o son escasos.

Éste es el caso del volcán Popocatépetl, en el que existen unos cuantos casos de erupciones intermedias como la erupción de enero de 2001 o como la erupción del siglo XVII.

El volcán Popocatépetl es un volcán con actividad típicamente vulcaniano. Si bien el volcán ha tenido varias erupciones plinianas en los últimos 14 mil años, su número no supera el número de erupciones vulcanianas descritas para los últimos ~2 mil años, ya sea en códices, relatos o documentos históricos. De las erupciones históricas y las ocurridas entre 1994 y 2016, no existe vestigio geológico, excepto para algunas pocas erupciones, como la de enero de 2001. Depósitos, por cierto, muy pequeños. Los depósitos en su momento, seguramente existieron para estas erupciones, pero seguramente fueron deslavadas por las lluvias y/o barridas por la gente en las zonas pobladas.

La erupción del 22 de enero de 2001 produjo una columna de ceniza que se elevó 13 km sobre el cráter. Esta columna se colapsó sobre la ladera norte del volcán y produjo flujos piroclásticos de ceniza que descendieron por varias de las cañadas del volcán hasta distancias estimadas de 4 a 6 km. Parte de los flujos piroclásticos viajó sobre el glaciar removiendo cerca de 1 millón de metros cúbicos de hielo (Julio et al., 2005), fundiendo parcialmente el glaciar, para transformarse en lahares o flujos de lodo, los cuales descendieron otros ~15 km, deteniéndose a sólo 1 km de la población de Santiago Xalitzintla. Los lahares acarrearon bloques de hasta 0.5 m de diámetro. El ancho promedio del flujo fue de unos 7 metros. Este evento estuvo asociado al emplazamiento de un domo de lava con un volumen de entre 15 y 19 millones de m^3, emplazados un mes antes.

La erupción del siglo XVII, posiblemente la erupción vulcaniana de mayor magnitud del período interpliniano actual en el volcán Popocatépetl, muestra que este tipo de erupciones

podrían tener un impacto importante hoy en día. En esta erupción, varios ventanales fueron destrozados por la explosión y perdieron su estabilidad bardas y puertas.

Las descripciones mencionadas deben ser tomadas en cuenta para establecer los rasgos que caractericen la magnitud intermedia, entre las erupciones de menor magnitud que están ocurriendo a la fecha (1994-2016) y las grandes erupciones plinianas. No obstante la inexistencia de muchos ejemplos de erupciones intermedias y aunque la existencia de un nivel de magnitud intermedio pareciera no ser muy claro, es muy importante establecer este nivel, dado que sabemos que han existido este tipo de eventos, aunque sus vestigios geológicos no se hayan conservado.

El escenario de magnitud intermedia para el volcán Popocatépetl se caracterizaría entonces por la ocurrencia, en el rango de centenas de años, de erupciones explosivas vulcanianas, con un IEV de 3 a 4, con alturas de columna eruptiva entre 10 y 20 km, que involucre volúmenes de magma entre 0.01 km^3 y 0.5 km^3 (ERD: equivalente de roca densa); como las ocurridas en 1663-64 (s. XVII) o como la erupción de 2001 del presente ciclo de actividad (1994-2016).

Erupciones de este tipo pueden producir, además de la dispersión y caída de cenizas y la emisión de fragmentos balísticos, flujos y oleadas piroclásticas, así como lahares de pequeño volumen. Los lahares que podrían producirse serían principalmente post-eruptivos, considerando que en la actualidad ya no existe un cuerpo glacial sobre las laderas del volcán Popocatépetl.

En este escenario podría producirse también actividad efusiva con la emisión de flujos de lava desde el cráter o desde fisuras en los flancos, de acuerdo con los rasgos estructurales mencionados en el capítulo correspondiente. La producción de derrames de lava de este tipo sería posible si incrementara significativamente la tasa de efusión de lava observada en el actual ciclo de actividad. En este escenario la emisión de flujos de lava podría alcanzar hasta 8 km. En el caso de flujos de lava anidados en el cráter, que excedan el borde del cráter, éstos podrían generar flujos piroclásticos de bloques y cenizas.

Se requiere este nivel intermedio, dadas las condiciones que imperan alrededor del volcán, en términos de infraestructura y número de habitantes, pues resultaría inadecuado no anticipar actividades eruptivas que produjesen procesos asociados con una magnitud mayor a las erupciones menores que han ocurrido en el volcán hasta el momento y las grandes erupciones plinianas cuya recurrencia es mucho más espaciada en el tiempo, que las las erupciones vulcanianas, más frecuentes.

En caso de ocurrir una erupción como la descrita para este escenario podrían producirse daños severos a nivel local, así como impactos directos e indirectos en el nivel regional. El alcance de los productos volcánicos abarcaría las zonas indicadas en el mapa de peligros de este nivel y la generación de lahares podría tener alcances de hasta 25 km en las principales barrancas al NW, NE y SE. Cabe mencionar que en caso de generación de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas de pequeño volumen, éstos serían potencialmente destructivos. Asímismo, es posible

Mapa de peligros por impacto de proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl: escenario de probabilidad intermedia.
Miguel Angel Alatorre y Hugo Delgado Granados

Para la elaboración del mapa de peligros balísticos se hicieron una serie de cálculos para el escenario intermedio de probabilidad. A diferencia de la versión anterior del mapa de peligros por proyectiles balísticos (Alatorre Ibargüengoitia et al., 2001), en esta ocasión se utilizó un modelo balístico que toma en cuenta parcialmente la influencia del movimiento de la columna eruptiva sobre la trayectoria balística Alatorre Ibargüengoitia et al. (2012). Con este modelo, los balísticos no son lanzados en forma instantánea desde el centro del cráter, sino que son acelerados junto con la columna eruptiva y a determinada altura, calibrada con los videos, se separan y la fuerza de arrastre disminuye con la distancia y el tiempo de vuelo. Esto permite que, por ejemplo, la trayectoria de los balísticos muestreados en algunas zonas de alcance intermedio y distantes pueda calcularse, ya que esto no era posible con un modelo completamente balístico.

En este sentido, las restricciones impuestas por el cráter son mucho menos importantes, porque los balísticos al no ser lanzados instantáneamente desde el centro del cráter y viajar un

poco más dentro de la columna eruptiva se les permite disminuir la fuerza de arrastre, por lo que los ángulos óptimos de lanzamiento son más verticales que en el modelo anterior. En la Figura 95 que se anexa se ve el alcance en función del ángulo de lanzamiento. El ángulo óptimo es de 43.5° para el escenario de peligrosidad intermedia. En las condiciones del nuevo modelo, el cráter ya no impone ninguna restricción a estos ángulos, por lo que no se consideró en el mapa y por lo tanto sigue siendo válido independientemente de la profundidad del fondo del cráter. Lo único es que si el cráter está más lleno, pueden favorecerse más las explosiones dirigidas hacia solamente algún sector, pero en el mapa se consideran los alcances máximos en todas las direcciones. El mapa de peligros del escenario intermedio se muestra en la Figura 96.

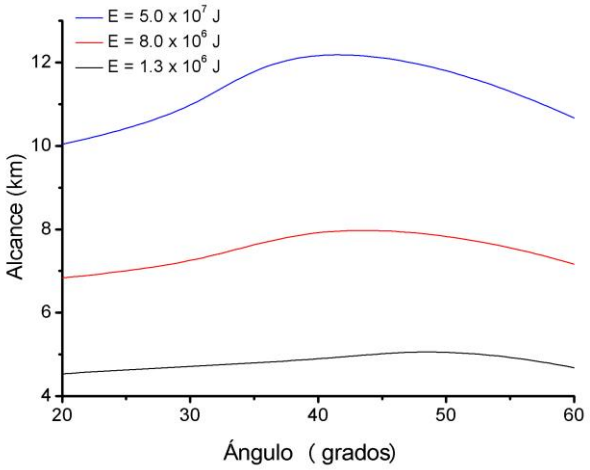


***Figura 95**. Gráfica que muestra el alcance en función del ángulo de lanzamiento. Los ángulos óptimos son 48.5, 43.5 y 41.5 para los escenarios de peligrosidad alta, intermedia y baja, respectivamente.*

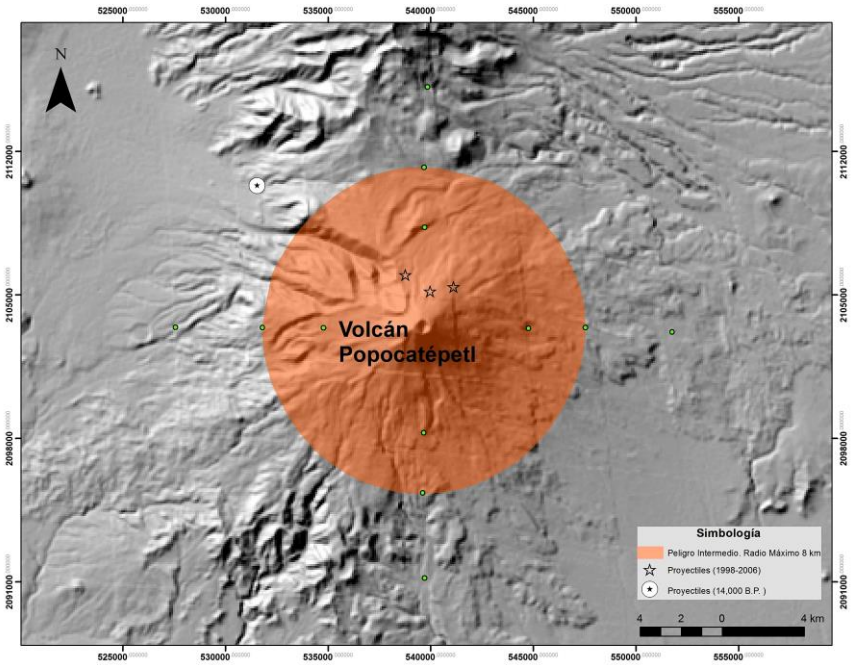


***Figura 96.** Mapa de escenarios de peligro por emisión de proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl, donde se muestra el área afectable por emisión de proyectiles balísticos en el escenario de intermedio de magnitud y probabilidad. Los puntos verdes son los alcances máximos teóricos para cada escenario.*

Caída de de ceniza.

Análisis de los datos de viento en la región del Popocatépetl
Eric Téllez y Hugo Delgado Granados

Para la realización de simulaciones de caída de cenizas, observar la dispersión y, eventualmente, obtener espesores de depósito se realizó un estudio estadístico de la información existente de los vientos en la región del volcán Popocatépetl, con datos desde 1948.

Los datos crudos fueron obtenidos de una base de datos del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) editada en el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), con el patrocinio del SMN. Esta base de datos se puede consultar en www.esrl.noaa.gov/raobs/ en donde se encuentran los datos de todas las estaciones del mundo.

Todos los datos contenidos en esta base fueron recopilados por medio de radiosondeos. Las variables que mide este radiosondeo son la temperatura, la velocidad y dirección del viento, la humedad relativa, la temperatura del punto de rocío, la presión. Todos estos valores están referidos a la altura a la cual se tomó la medición.

Para el caso del Popocatépetl, se usaron los datos de la estación más cercana que en este caso estaba en el aeropuerto de la Ciudad de México (Tabla 16), para después cambiar a Tacubaya en 1998.

Tabla 16. Detalle de la estación de la cual se obtuvieron los datos de viento.

Clave OMM	Nombre	Inicio de operación	Latitud	Longitud	Altura
76679	Aeropuerto, DF	1948	19º26’	99º8’	2254.0**

Con los vientos, se realizo una estadística circular simple, de la frecuencia de las direcciones de los vientos sobre el punto del radiosondeo. Su asume que para alturas por encima de los 5000 metros, las direcciones de los vientos casi no cambian entre el punto del radiosondeo y el Popocatépetl. La distancia entre estos dos puntos es de 40 km aproximadamente.

Para procesar los datos se usaron varios programas escritos específicamente para los fines de este análisis. Los datos crudos contienen la dirección y velocidad del viento y para poder hacer una estadística frecuencial promediada por sectores angulares y por estratos de altura fue necesario cambiarlos a componentes rectangulares y después regresarlos a componentes radiales.

Los datos se pueden visualizar en dos formatos. Uno de los dos formatos es un histograma tradicional (Figura 97). El otro formato es un histograma cilíndrico que facilita la visualización de los datos (Figura 98). A continuación, se muestran ambas visualizaciones usando los mismos datos. Se presenta la frecuencia del promedio vectorial acotado por sector angular y por estrato de altura de los vientos del mes de enero de 1948 hasta 2008 para la estación del aeropuerto de la ciudad de México.

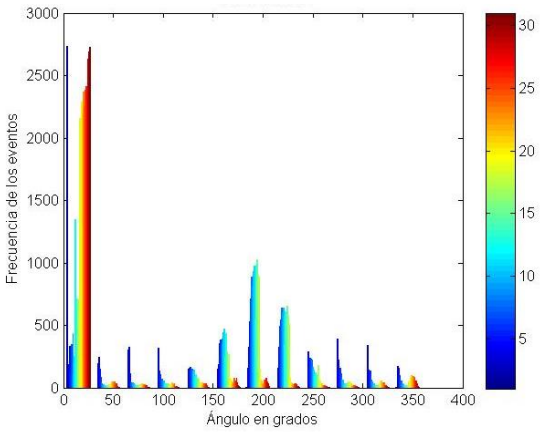


Figura 97. *Histograma que representa la frecuencia angular de los vientos. Los sectores angulares son cada 30 grados. Los estratos de altura están separados 1000 metros cada uno. La estación en cuestión está a*

2254 msnm por lo que el estrato más bajo comienza en 2001 msnm y termina en 3000 msnm. El código de color muestra los estratos de altura para los sectores angulares del histograma.

Modelización de la caída de cenizas del nivel intermedio

Agustín García Reynoso, Hugo Delgado Granados y Jorge Cortés Ramos

El mapa de peligro por dispersión de ceniza fue desarrollado en función de la probabilidad máxima de caída de ceniza con una cierta carga (1, 10 y 100 kg/m^2) sobre un punto en la superficie. Considerando que esta caída de ceniza es el resultado de un evento eruptivo característico de un escenario de erupción intermedio.

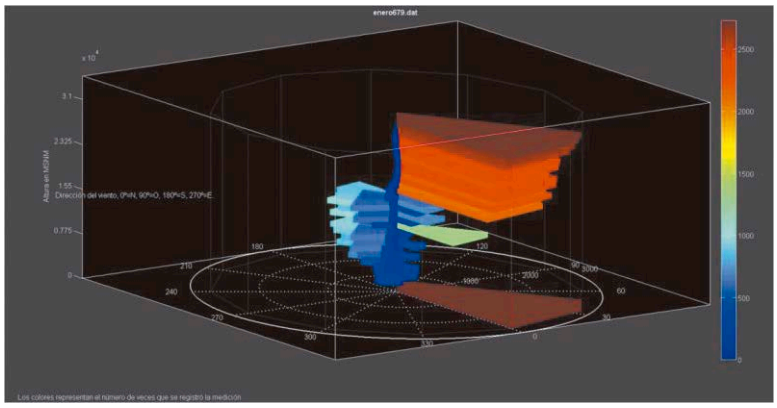


Figura 98. *Histograma cilíndrico. Muestra de manera más intuitiva, la frecuencia de la dirección del viento entrante para sectores angulares de 30 grados cada uno. La altura del viento está en el eje z. Los estratos de altura son cada 1000 m. Los colores representan, en este caso, la frecuencia de cada evento.*

La probabilidad de caída de ceniza se calculó con base en parámetros que caracterizan el escenario eruptivo intermedio. Para ello, se hicieron un gran número de simulaciones en las cuales varían cada uno de estos parámetros con el fin de establecer una amplia gama de posibilidades de caída de ceniza sobre la superficie. Los parámetros volcánicos que se van modificando en cada una de las simulaciones están relacionados con: la granulometría, la duración de la erupción, la altura de la columna, el volumen emitido por la fuente y el mes del año. Este último considera la climatología de la velocidad y dirección de los vientos en los últimos 60 años para cada mes. Esta climatología se obtuvo a partir de los datos de mediciones de radiosondeo del Servicio Meteorológico Nacional mencionados antes. Esta información constituye un parámetro importante de la dispersión de los vientos y para ello se emplearon perfiles mensuales en donde se identificó la moda más importante del periodo de 60 años, incluyendo simulaciones específicas para 1997, que fue año de Niño.

Cada una de las simulaciones generó el área de probabilidad máxima de caída de ceniza con una carga específica de 1, 10 y 100 kg/m^2 caracterizada por una granulometría, un tiempo de duración de la erupción, una altura de la columna eruptiva, un valor para el volumen emitido y un mes en el cual ocurre la erupción. Dado que contamos con la climatología mensual del valor promedio de la velocidad y dirección del viento durante los últimos 60 años, se pudieron hacer 720 simulaciones para cada uno de los valores volcánicos que determinan el escenario intermedio.

Los parámetros medidos en campo sirvieron para calibrar las simulaciones realizadas con el paquete *Fall3D* para determinar las áreas de afectación de los distintos escenarios planteados. Se midieron varios parámetros en campo y laboratorio para calibrar la granulometría y distribución de los depósitos. Para el proceso de estimación de las áreas de sedimentación y la probabilidad de ocurrencia, se emplearon dos códigos de programación: el de dispersión de ceniza *Fall3D* y el de identificación de áreas de peligro conocido como *Hazardmaps*, que emplea los resultados de *Fall3D*, donde se estima la probabilidad de carga de ceniza en el área.

Las modelizaciones se realizaron empleando 5 diferentes duraciones de erupción (de 1 a 5 hrs), 10 alturas de columna (11 a 20 km), 3 granulometrías, se usaron volúmenes de 0.04 a 0.5 km^3 y una climatología mensual (12 perfiles verticales) de los vientos basada en 60 años de radiosondeos.

En total, se realizaron ~172,800 simulaciones con el programa *Fall3D* (Folch et al. 2009), que es un modelo Euleriano de transponte y sedimentación de tefra. Este modelo resuelve la ecuación de transporte-difusión-sedimentación sin considerar la interacción entre partículas como colisiones, agregación, etc. Utiliza un esquema de diferencias finitas con una malla de modelación que sigue el terreno. Así, se obtuvo la dispersión de ceniza depositada sobre la superficie después de un evento eruptivo intermedio. Estas simulaciones fueron utilizadas como valores de entrada para el programa *Hazardmaps* con la finalidad de establecer un escenario de probabilidad promedio y máximo para cada mes y como resultado de la combinación de los diferentes valores que caracterizan la simulación del escenario eruptivo intermedio. En este sentido, cada simulación da como resultado un mapa de dispersión de ceniza con diferentes valores de carga sobre la superficie que definen el peligro de colapso de techos por la cantidad de ceniza depositada sobre la superficie. Por ello, se eligieron los valores de 1, 6, 10 y 100 kg/m^2 para representar la cantidad de ceniza depositada por una erupción intermedia como medida del nivel de peligro que ésta representa. Por convención se estableció el valor de carga de 100 kg/m^2 como el valor más importante para representar el peligro asociado a la caída de ceniza sobre la superficie.

Finalmente, después de calcular las probabilidades promedio y máximas, mensuales y anuales se calculó una probabilidad máxima general representativa de las 172,800 simulaciones realizadas con *Fall3D*.

Esta probabilidad general máxima está contenida dentro de un archivo netcdf (.nc) el cual debe ser descodificado para obtener los valores *x, y* y *z* que representan la probabilidad sobre la superficie. Dicha descodificación se realizó con un programa de lectura, selección y extracción de datos en Matlab. Como resultado, se obtuvo un archivo ASCII para la probabilidad general máxima sobre la superficie. De este archivo, se generó una imagen *raster* de la distribución de probabilidad de caída de ceniza sobre la superficie (Figura 99).

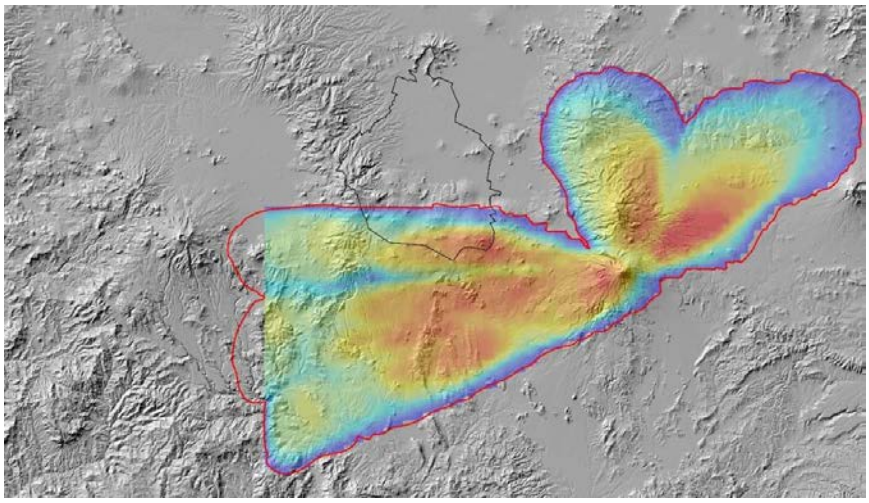


Figura 99. *Probabilidad máxima anual de dispersión de ceniza con una carga de 100 kg/m^2.*

Dentro de ArcGIS se convirtió a raster el archivo ASCII generado en Matlab. Una vez obtenida la imagen ésta es procesada y delimitada con base en todos los valores de probabilidad mayor a 0 excluyendo aquellas zonas que no serían afectadas por la caída de ceniza. Esa delimitación se puede hacer directamente al clasificar los valores de probabilidad contenidos en la imagen *raster* y digitalizar el resultado con la herramienta *"Editor"* de ArcGIS con el fin de generar un archivo vectorial *shape* (.shp) que contenga dicha delimitación (Línea roja, Figura 100).

El *shape file* obtenido, representa el 2% de probabilidad de caída de ceniza con una carga de 100kg/m^2. Esta probabilidad se calculó a partir de 1800 simulaciones de dispersión de ceniza por erupciones volcánicas con el programa *HazardMaps* a partir de los resultados de *Fall3d*. Finalmente, se obtuvo la probabilidad de dispersión de ceniza para cada mes y con esto, la probabilidad máxima representativa de todo el año.

Flujos piroclásticos

Alejandra Guerrero López, Hugo Delgado Granados, Gustavo Córdoba Guerrero y Jorge Cortés Ramos

En esta sección se describe la modelización de flujos piroclásticos por colapso de una columna eruptiva. No se describen en este nivel intermedio, procesos de flujo piroclástico asociados con colapso de bloques de lava que rebasen los límites del cráter y que producen flujos de bloques y cenizas. La metodología se menciona a continuación.

Para realizar la modelización de los flujos piroclásticos por colapso de columna eruptiva, la primera etapa consistió en la obtención y verificación del Modelo Digital de Elevación (DEM por sus siglas en inglés). El Sistema de Información Geográfico *GRASSGIS* es un software que permite, entre otras cosas, realizar parches a "agujeros" (ausencia de datos) o prominencias infinitas que se suelen encontrar en un DEM. El script gratuito *mdeniose* sirve para suavizar los modelos digitales, ya que la mayoría vienen con errores, contradicciones y cruces de nivel, puesto que en su elaboración, suelen presentarse sobreposiciones de franjas de construcción de cada píxel y otras.

Con la ayuda del software *GRASSGIS* se procede a la verificación de la topografía del DEM, el objetivo de este proceso es encontrar agujeros, picos al infinito o cambios bruscos de la topografía del terreno que pudieran significar bloqueo o predicciones equivocadas del código *TITAN2D*. Una vez que se han detectado y corregido estos errores, se comienza la etapa de encontrar niveles óptimos de alisado del modelo, usando programas como el *mdenoise*, el cual debe ser instalado previamente como una herramienta adicional al Sistema de Información Geográfico *GRASSGIS*. Se definieron dos DEMs para los trabajos a realizar:

1. Modelo de Elevación Digital con resolución de 15 metros, que corresponde al corte de la sección Sureste del volcán Popocatépetl, para el modelado de lahares en la población de San Pedro Benito Juarez (Figura 100).
2. Modelo de Elevación Digital con resolución de 90 metros, que abarca un radio de entre 30 y 100 kilómetros alrededor del volcán Popocatépetl para las simulaciones de colapso de columna eruptiva (Figura 100).

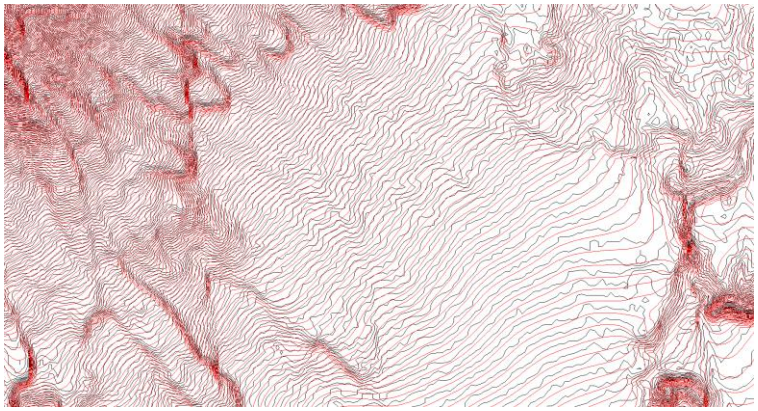


***Figura 100**. Curvas de nivel cada 10 metros que muestran una parte del DEM de los alrededores del volcán Popocatepetl. Las lineas negras corresponden a las curvas de nivel del DEM original de resolución 15 metros, y las lineas rojas corresponden a las curvas de nivel del DEM suavizado con la herramienta mdenoise en base a 20 iteraciones y con tensión de 0.97.*

Posteriormente, a esta etapa se continua otra que consiste en determinar los parámetros de las simulaciones, por ejemplo: volumen del flujo, concentración de solidos, movilidad, velocidad inicial, entre otros. Para modelar los flujos piroclásticos por colapso de columna se utilizó el código *TITAN2D*, desarrollado en el Centro de Georiesgos de la Universidad Estatal de Nueva York en Búfalo EUA (Patra et al., 2005). Aquí se define el número de variables de entrada para el programa *TITAN2D*, cuales serán las variables y que rango tendrá cada una de ellas. De igual manera se definirán los parámetros fijos que se mantendrán a lo largo de las simulaciones.

Definicion de parámetros de entrada del software *TITAN2D* para el cálculo de áreas de peligro por la llegada de flujos piroclásticos provenientes del colapso de una columna eruptiva**.**

Un problema importante es que se desconoce el punto exacto del colapso de la columna eruptiva. Con el fin de abarcar toda el área correspondiente al colapso, se definen siete posibles fuentes de inicio del flujo, es decir se dibujan 7 circunferencias de diámetro de 500 metros dentro de las cuales se realizan 300 simulaciones en cada fuente, para un total de 2100 simulaciones ubicadas en lugares próximos al cono del volcán.

El volumen de los modelos oscila entre los 0.005 y 1.0 km^3, rango de valores que incluyen los volúmenes estimados para las erupciones del tipo de la ocurrida en el siglo XVII. Para la fricción basal se establece dentro de un rango entre 13º y 18º. Debido a que por medio del software *TITAN2D* no es posible modelar la caída vertical de la columna, se define también como variable su velocidad inicial, este valor se obtiene por medio de la altura de la columna, aplicando una de las ecuaciones básica de la caída libre:

Velocidad= $(2gh)^{1/2}$
donde g corresponde a la gravedad y h a la altura de colapso.

La altura máxima de la pila que se modela es de 1000 metros. Aplicando la anterior ecuación obtendríamos una velocidad máxima de 140 m/seg y se ha definido anteriormente la velocidad mínima en 0 metros por segundo.

Las simulaciones se realizan a lo largo de 40 minutos de recorrido.

Simulaciones en *TITAN2D*
Definidos los parámetros necesarios, se procede al diseño de las muestras o simulación. Para este proceso se utiliza un script ejecutable en el software matemático *OCTAVE* el cual genera un archivo plano con los valores de los parámetros para cada simulación.

Una vez obtenida esta información se procede a la simulación. Las combinaciones aleatorias son realizadas mediante el método de Muestreo Hipercúbico Latino o LHS (por sus siglas en inglés). Aquí cada una de las muestras obtenidas por medio de LHS se traduce en una simulación en *TITAN2D* y se ejecuta el programa con diferentes condiciones iniciales tantas veces como corresponda.

Recolección y procesamiento de datos
Para realizar la distribución de probabilidades de alcance de flujos piroclásticos, es necesario conocer la configuración del modelamiento realizado. Uno de los aspectos más importantes es el número de lugares de inicio de flujos, que en el caso de los flujos piroclásticos generados a partir del colapso de una columna eruptiva, el inicio se asume en diferentes zonas alrededor del cráter del volcán.

Si se toma en cuenta un lugar dentro del área de estudio, al cual lo afectan tres de las siete fuentes que se han modelado, al aplicar probabilidad frecuencial, la probabilidad de llegada de flujos piroclásticos en una localización correspondería al número de veces, durante las modelaciones, en las cuales llegaron flujos piroclásticos, dividido entre el número total de modelamientos realizados. De tal manera que aunque cinco de los siete puntos trazados de inicio no afectan la localización del flujo, sí pueden afectar su probabilidad consiguiendo que este valor sea más bajo.

A través del análisis Bayesiano se obtuvo una probabilidad en cada localización teniendo en cuenta únicamente las fuentes que afectan al lugar de interés. En principio, se parte del supuesto de que todas las fuentes poseen la misma probabilidad de afectar una localización, por lo tanto, la probabilidad de cada fuente es igual a 1, dividido entre el número total de fuentes. Así, la probabilidad de que lleguen flujos, dada una cierta fuente, corresponde al número de veces que llega el flujo desde esa fuente.

Luego de obtener este valor es necesario recalcular el valor de probabilidad de cada fuente, de tal manera que cada punto tenga distintos valores de probabilidad, asignándole mayor peso a las fuentes que afectan con mayor proporción a dicho lugar y asignándole un valor de cero a las fuentes que no lo afectan. De esta manera la probabilidad en cada lugar dependerá únicamente de las fuentes que lo afecten. Para ello, debe hacerse la comprobación de la hipótesis de que la probabilidad de colapso en cada una de las fuentes es igual a 1 dividido entre

el número de fuentes modeladas. Con esto, es posible obtener el peso que cada una de las fuentes tiene sobre cada punto en la superficie y calcular el valor de probabilidad de llegada.

El resultado final es una imagen *raster* cuyos valores representan la distribución espacial de la probabilidad máxima de alcance por un flujo piroclástico proveniente de cualquiera de las 7 fuentes elegidas (Figura 101).

De igual forma que para la probabilidad de caída de ceniza volcánica, la vectorización del área de afectación más probable se determinará considerando únicamente el área total de afectación excluyendo los valores en la superficie donde la probabilidad sea cero. Lo anterior debido a que este tipo de procesos volcánicos tiene la misma afectación en cada una de las zonas de arribo. Así se establece un área de afectación total la cual cubre todas las probabilidades de llegada en cada zona.

El vector polígono *shape* que delimita los resultados de estas simulaciones representa todas las áreas con probabilidad de alcance por flujos piroclásticos para un escenario eruptivo intermedio.

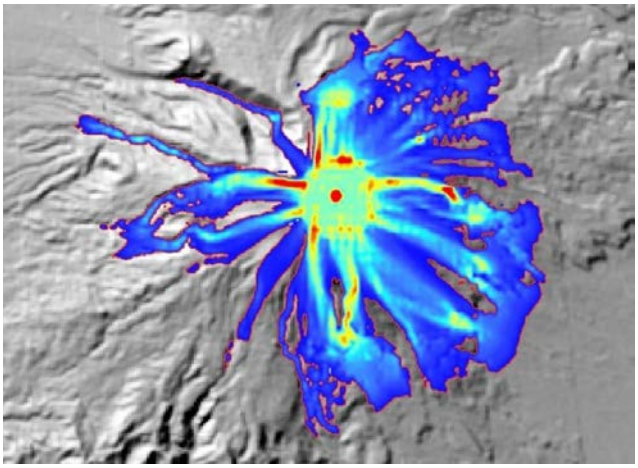


Figura 101. *Mapa de distribución de probabilidades de llegada de un flujo piroclástico por el colapso de una columna eruptiva de 0.0225 km^3. Con línea roja se delimita el área de inundación total resultante de las 2100 simulaciones hechas para este evento.*

Para el análisis del espesor se determinó el número de veces en las simulaciones, en las que el flujo llego a determinado punto con una altura mayor a 25 centímetros, 50 centímetros y un metro. De esta manera podemos determinar los distintos niveles de peligro a los cuales se encuentra expuesta una determinada zona.

Para el cálculo de las probabilidades se cuenta el número de veces que el flujo llego con un espesor o una presión dinámica mayor o igual a la propuesta y se divide entre el número de simulaciones realizadas.

Alcance del material asociado al colapso de columna

A través del software *TITAN2D* se realizaron 2100 simulaciones con diferentes volúmenes, velocidades y movilidades alrededor del cono del volcán. Sin embargo, debido a que en el software *TITAN2D*, los resultados de este estudio se encuentran en función únicamente del área de distribución. Se obtienen entonces dos mapas de probabilidad de llegada de material Figuras 102 y 103). Para los dos mapas se definen tres zonas de peligro: amarilla comprende entre el 0.1 y el 0.33 de probabilidad de llegada del material, naranja comprende entre el 0.34 y el 0.66 de probabilidad de llegada del material y la zona roja que comprende valores de más del 0.66 de llegada de material.

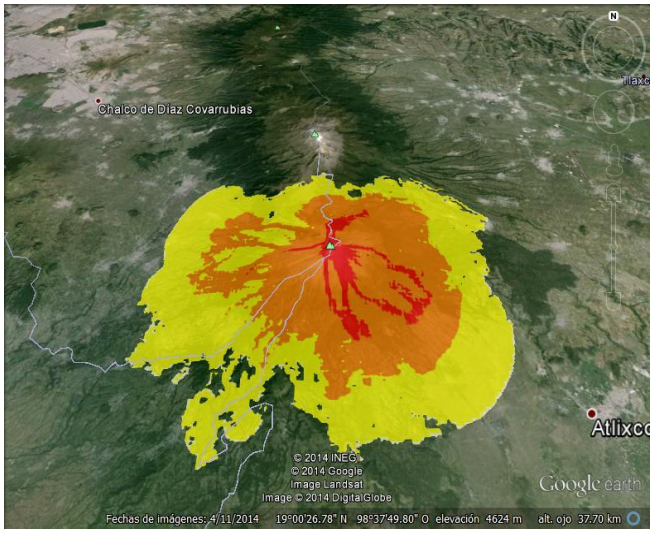


Figura 102. *Mapa de probabilidad de llegada de material resultado de columna del volcán Popocatépetl que contenga un espesor mayor a 0.25 metros*

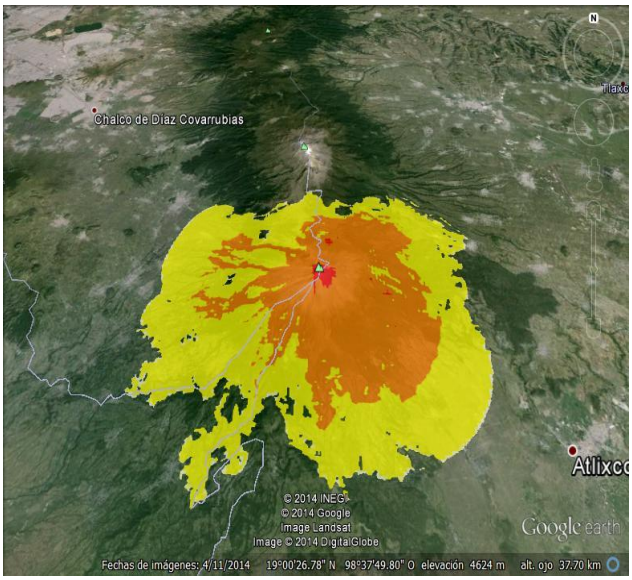


Figura 103. *Mapa de probabilidad de llegada de material resultado del colapso de la columna del volcán Popocatépetl que contenga un espesor mayor a 1 metro.*

Mapa de escenarios de peligro por flujos y oleadas piroclásticas para el escenario de probabilidd y magnitud intermedia

Lucia Capra

Con base en la historia eruptiva del volcán Popocatépetl y la -actividad registrada durante los últimos 20 años, se considera que la actividad registrada el 22 de enero de 2001 puede considerarse de referencia para el escenario de magnitud intermedia para las CDP (flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas), y se produce asociado a una actividad de tipo vulcaniano. El alcance y características de los flujos y oleadas piroclásticas generadas durante esta erupción se utilizaron para la calibración del código Titan2D y la simulación de este escenario.

El registro visual de la erupción (Cenapred, 2001) permite observar la ocurrencia de varias explosiones y la generación de CDP al inicio de la actividad, probablemente por el aporte de material juvenil más denso. En el transcurso de la erupción se generan dos pulsos de CDP: el primero hacia el NNW, en la barranca Tenenepanco, con el emplazamiento de flujos de pómez

hasta aproximadamente 3 km de distancia y el segundo, el más importante, hacia el N, en las barrancas La Espinera, Tepetelonconcone y Las Cruces, con el emplazamiento de flujos de pómez hasta una distancia de 4 km, al límite con el bosque (Figuras 104I, 104II y 104III). Las CDP diluidas alcanzaron distancias hasta de 6 km dejando láminas de ceniza masiva.

El trabajo de campo realizado después del evento de 2001 (Figura 104I) permitió describir las características texturales de los depósitos, así como su alcance y extensión, parámetros necesarios para poder realizar la calibración del software y las simulaciones numéricas. Los depósitos de flujo de pómez son masivos, soportados por matriz de ceniza fina de color blanco o soportados grano a grano en los lóbulos frontales, ricos en fragmentos de pómez subredondeadas (Figura 104II y 104IIIa y 104IIIb). También es común observar fragmentos juveniles de lava andesítica con estructuras en corteza de pan. El espesor máximo observado es de hasta 4 m en la parte frontal de los lóbulos (Figuras 104I, 104IIIc). Con base en la distribución de los depósitos se estima un volumen total de 2.5-3.5 10^5 m^3.

No fue posible obtener los datos de campo necesarios para la simulación del primer pulso de CDP de la erupción de 2001, ya que los depósitos de este primer depósito de CDP fueron movilizados pocas horas después de su emplazamiento. Este primer pulso se emplazó sobre el glaciar, lo que les confirió una gran movilidad a los materiales. Esta eventualidad ya no se podrá verificar en el volcán debido a que el glaciar ya no existe.

Con base en la observación directa de la actividad se decidió reproducir las CDP concentradas de esta erupción partiendo de dos premisas diferentes: En la primera simulación se consideró un volumen fijo de la pila inicial, o sea un colapso parcial desde la base de la columna; mientras que en la segunda se consideró una descarga de material con una tasa constante, para reproducir una actividad tipo *boiling over*. Comparando los resultados de estas dos simulaciones (Figura 105) se observa que la superficie cubierta es muy similar, aunque considerando una tasa constante, la distribución del depósito resultante es más confinada, con un espesor del flujo ligeramente superior. Sin embargo, en general, no se aprecian diferencias relevantes.

Se realizaron diversas simulaciones para obtener los valores de los parámetros de entrada (fricción basal, fricción interna y volumen) que mejor reproducían la distribución real de los depósitos observados en campo (Tabla 17). El valor del ángulo de fricción basal que dio un mejor ajuste a la distribución de los lóbulos frontales de los depósitos de 2001 es de 23° (Figura 106). Sin embargo, se utilizaron valores en el rango entre 23° y 24° (Figura 106) para tomar en cuenta un margen de incertidumbre en los parámetros considerados.

Las curvas de espesor obtenidas de las simulaciones de calibración permitieron reproducir de manera satisfactoria el contorno del flujo piroclástico de 2001, que todavía es observable en una imagen satelital (Figura 107).

Una vez calibrados los valores que mejor reprodujeron la actividad del 2001, se realizaron simulaciones para los diferentes sectores del volcán con los parámetros obtenidos (Tabla 17) y así poder definir los alcances máximos de inundación por flujos piroclásticos (Figura 108), que podrían ocurrir asociados a actividad de tipo vulcaniana, como la descrita para el escenario de magnitud intermedia.

Los flujos piroclásticos (CDP concentrados) alcanzarían distancias desde el cráter de 6 a 7 km en los sectores N, NW y W, mientras que en las laderas E y SE, con mayor pendiente tendrían un alcance máximo de 8 a 9 km. Es importante mencionar que aparentemente parte del sector SW resulta funcionar de alto topográfico y genera un área de sombra para las simulaciones, que se desvían más hacia el E o al S.Para establecer el alcance de la nube más diluida (CDP diluida) que generalmente acompaña la avalancha basal de una CDP, se utilizó el concepto de línea de energía. Con base en las evidencias de campo (alcance = 6 km) se estableció un valor de H/L de 0.28, valor que se utilizó para trazar un cono de energía que delimita la zona de posible inundación de la nube más diluida.

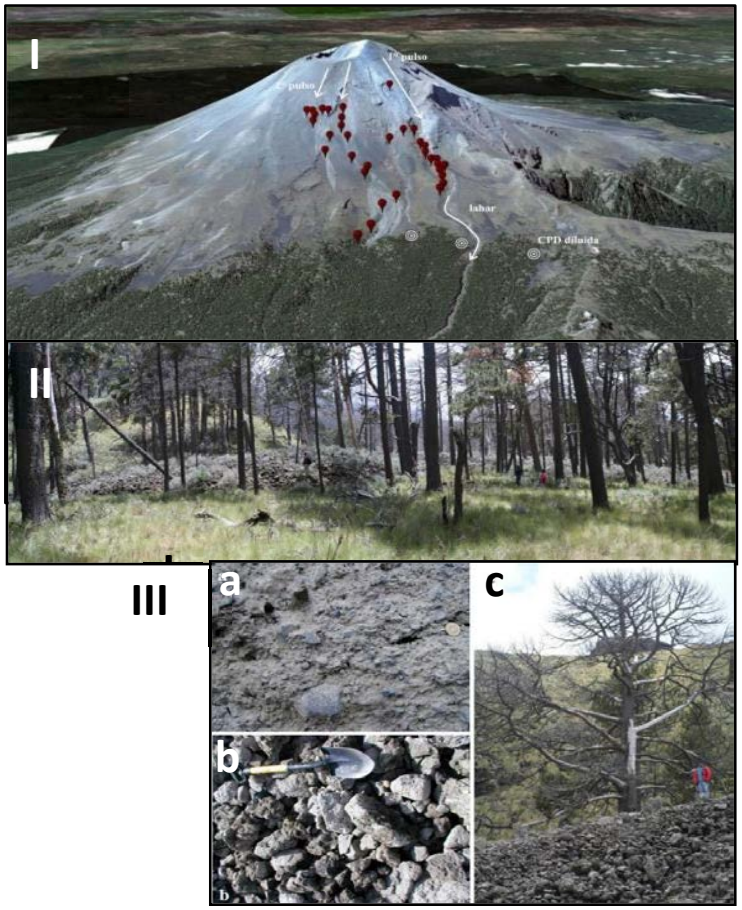


Figura 104. I) *Localización de los afloramientos donde se estudiaron los flujos piroclásticos de la erupción del 22 de enero de 2001 (puntos en rojo). Los círculos blancos indican la extensión máxima observada de los depósitos asociados a las CDP diluidas (oleadas piroclásticas);* ***II)*** *lóbulos frontales de los flujos piroclásticos que alcanzaron la zona más distal introduciéndose al bosque y* ***III)*** *en a) se observa la textura masiva y matriz soportada del depósito de flujo de pómez; en b) la textura clasto-soportada tal y como se observa en los lóbulos frontales y c) vista de detalle de un parte de un lóbulo frontal.*

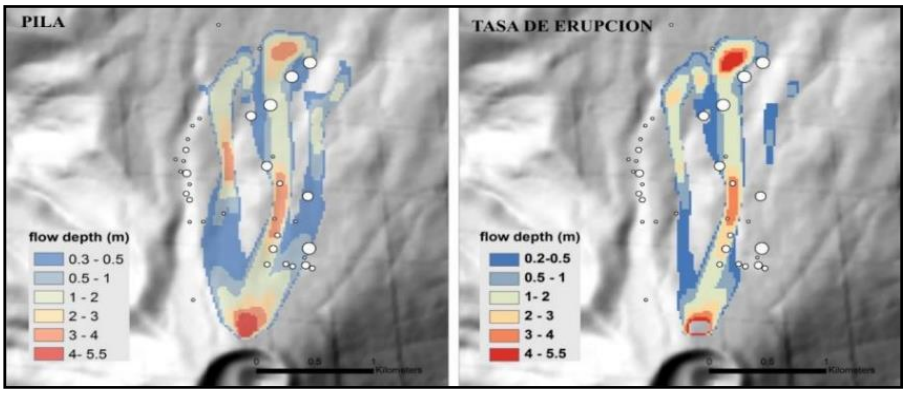


Figura 105. *Comparación de la distribución y espesor de las simulaciones de dos flujos piroclásticos considerando el colapso de la porción basal de la columna eruptiva, reproducido a través de una pila de material (izquierda) y considerando una tasa de emisión continua de material desde el cráter ("boling over"; derecha). Ambas simulaciones se generaron considerando un ángulo de fricción basal de 22°. Los círculos de color blanco indican localidades donde se tomaron datos de espesor del depósito en campo, el diámetro de los cuales es proporcional al espesor medido en campo (de 10 cm a 3.2 m).*

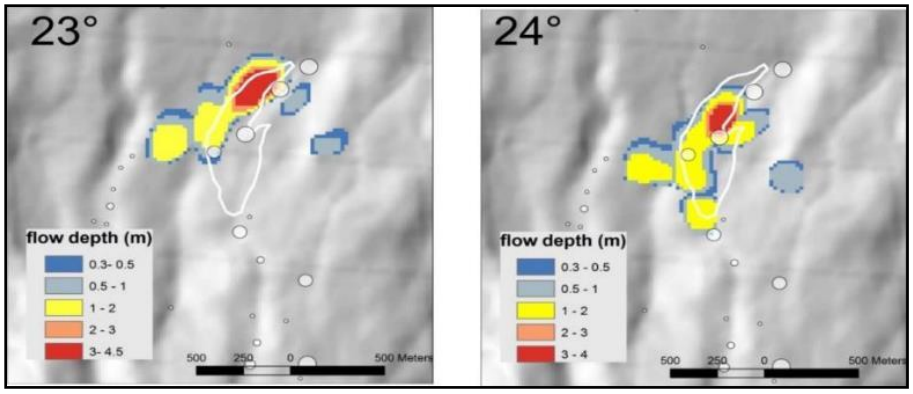


Figura 106. *Simulaciones realizadas con valores del ángulo de fricción basal de 23° (izquierda) y 24° (derecha). Puede apreciarse la variabilidad en el alcance máximo de los flujos piroclásticos simulados en comparación con la extensión de los lóbulos frontales observados en campo para los depósitos de 2001 (línea blanca).*

Tabla 17. Valores de los parámetros utilizados para realizar las simulaciones de CDP para el escenario de magnitud intermedia

	Ángulo de fricción interno	Ángulo de fricción basal	Volumen
Segundo pulso	30°	23°-24°	$2.5*10^5$ m^3

Figura 107. *Curvas de profundidad del flujo piroclásticos que se obtuvieron de las simulaciones para la calibración (líneas en blanco) superpuestas a una imagen satelital (Google Earth), donde todavía se aprecia la distribución de los frentes principales de los flujos piroclásticos de 2001.*

El mapa de peligros resultante (Figura 108) muestra que la ocurrencia de un evento eruptivo como el descrito para el escenario intermedio de peligros, podría generar flujos piroclásticos (CPD concentrados) que no alcanzarían zonas pobladas y no afectarían viviendas o carreteras. Por el contrario, las oleadas piroclásticas asociadas (CDP diluidas) podrían llegar a afectar el sector N de la población de San Pedro Benito Juárez. Cabe señalar que, en caso de lluvia, el material emplazado sería fácilmente removilizado generando lahares hasta distancias de 12-15 km.

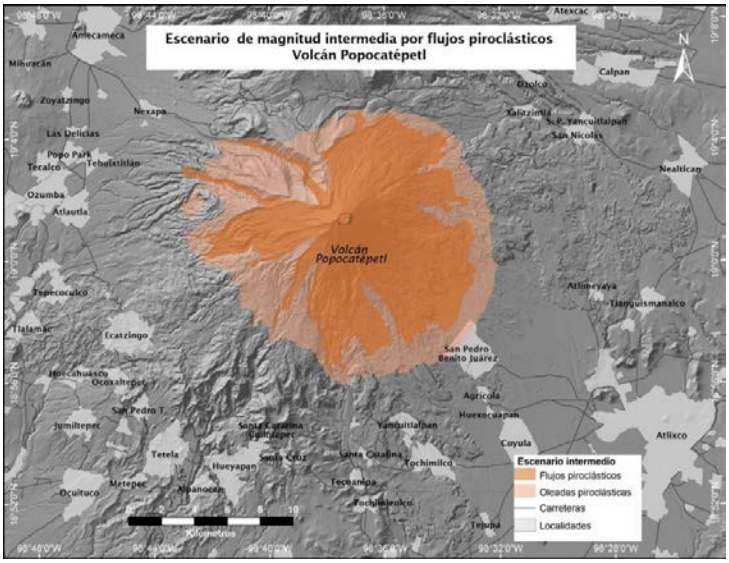


Figura 108. *Mapa de peligro por CDP concentradas (PDC, naranja opaco) y diluidas (H/L=0.28) asociados a actividad de tipo vulcaniano, con columna eruptiva <10 km de altura, que define el escenario de peligro intermedio para el Popocatépetl*

Mapa de peligros por flujos de escombros y lahares del escenario de magnitud intermedia

Lucia Capra

La evaluación de peligro por lahares asociados al escenario de magnitud intermedia se realizó considerando como depósitos de referencia los identificados en la estratigrafía del volcán Popocatépetl asociados a eventos eruptivos de tipo pliniano ocurridos en los últimos 2,000 años y a otros, posiblemente contemporáneos a la actividad eruptiva moderada de menor magnitud, pero que por ser prolongada en el tiempo, permitió la acumulación gradual de grandes volúmenes de ceniza y fragmentos de escorias en las laderas del volcán. Las evidencias de campo indican que estos lahares alcanzaron distancias de 25-30 km y se han estimados volúmenes de hasta de 2.5-3*10^6 m^3 por cada unidad de flujo.

Concretamente en el sector occidental del volcán se reconocieron depósitos de lahar. Distribución de los depósitos asociados a lahares observados en el sector occidental como puede observarse en el mapa del capitulo del escenario de mayor probabilidad.

Para el sector oriental, se consideró como referencia el depósito originado a partir del lahar denominado San Nicolás, emplazado en la barranca de Huiloac hace 1,310 años A. P. (González Huesca, 2000). Este lahar ha sido asociado a un evento magmático que provocó el derretimiento de una porción del glaciar. El lahar está constituido por tres unidades de flujo, con espesores máximos de 3 m y un alcance máximo de 60 km. Texturalmente el depósito es masivo, monolitológico, con el 80% de fragmentos de lava andesítica. Para el presente trabajo se consideró el depósito hasta una distancia de 30 km desde el volcán, a lo largo del río Xalapexco, hasta las cercanías de San Jerónimo Tecuanipan, ya que después de este punto, la textura del depósito muestra una fuerte dilución del flujo por descargas fluviales.

Los parámetros utilizados para la simulación de lahares de magnitud intermedia, con el software Flo-2D, se definieron con base a los depósitos descritos y a partir de ecuaciones empíricas (Tabla 18). Cabe señalar que para este caso no se contó con datos directos (como la señal del geófono) para poder definir la curva hidrográfica necesaria para la simulación y por tanto fue necesario utilizar ecuaciones empíricas para definir la descarga y duración del flujo (i.e. Rickenmann, 1999). En particular, para el cálculo de la descarga máxima se utilizaron las formulas propuestas por Mizuyama et al. (1992) y Jitousono et al. (1996), con las cuales se obtuvo un valor promedio de 2,000 m^3/s para la descarga máxima, considerando el volumen de un flujo de 3*10^6 m^3. Para la curva hidrográfica se seleccionó una forma triangular, ya utilizada en otros casos de estudio (i.e. Caruso y Pareschi, 1993). Se comprobó mediante la comparación entre una curva hidrográfica real realizada para el lahar del 2001 y una con forma triangular, que esta última resulta ser una buena aproximación (Caballero y Capra, 2016).

Tabla 18. Parámetros utilizados para las simulaciones del escenario de peligro por lahares de magnitud intermedio

	Límite elástico		Viscosidad		N° Manning			Cv	Qmax	k	F
	α	β	α	β	c	c/v	v	%vol	m^3/s		
Flujo 1	0.0765	16.9	0.0648	6.2	0.064	0.081	0.118	20-50	2000	2000	0.9
Flujo 2	0.00071	29.8	0.00632	19.9	0.064	0.081	0.118	20-50	2000	2000	0.9
Flujo 3	0.0345	20.1	0.00283	23	0.064	0.081	0.118	20-50	2000	2000	0.9

Nomenclatura. c: zona de cana; c/v: zona de canal parcialmente vegetada; v: zona de inundación con vegetación de arbustos; Cv: concentración de fracción sólida; Qmax: descarga máxima del flujo; k: resistencia laminar del flujo y F: límite máximo para el número de Froude.

Como en el caso del escenario de menor magnitud, una vez obtenidos los parámetros de entrada mediante el proceso de calibración, se realizaron simulaciones en todas las barrancas del volcán. Los resultados obtenidos se trataron en ArcGis© para obtener las zonas de máxima inundación, mapa de espesores y de presión dinámica.

Los lahares de magnitud intermedia se extienden en las principales barrancas que drenan del volcán hasta distancias de 30 km (Figura 109), afectando a diversas poblaciones. En el sector oriental, las principales poblaciones afectadas son Santiago Xaliztintla, San Nicolás de los Ranchos y San Buenaventura Nealtican; hacia el SE, San Pedro Benito Juárez, Guadalupe Huexocuapan, San Jerónimo Coyula, Tochimilco y Santa Cruz y en el sector occidental del volcán Popocatépetl la mayoría de poblaciones afectadas se encuentran al NW-W incluyendo San Pedro Nicapa, Amecameca, San Juan Tehixtitlan (que resultaría completamente inundada), Ozumba de Alzate, entre otros. Es interesante observar como en el sector oriental del cono el derrame de lava de Nealtican representa un parteaguas al sistema de drenaje, por lo que los poblados que se encuentran al E y SE de este flujo de lava no son susceptibles a inundaciones por lahares que se originan en las laderas del volcán.

Los espesores máximos de los lahares que pueden ocurrir en el escenario de magnitud intermedia son de hasta 17 m en las zonas proximales de las barrancas más profundas y de 2m en las zonas de inundación más distales; aunque los espesores promedio son inferiores a 1 m (Figura 110). En cuanto a la fuerza de impacto, se observa que en las zonas inundadas de centros poblacionales se registran valores menores a los 50 kPa (Figura 111); mientras que en las zonas de canal se registran valores de hasta 100-150 kPa. Estos datos indican que en las poblaciones afectadas los daños serían por arrastre de objetos, vehículos o infraestructura no fija, caída de postes de madera que sostienen líneas de electricidad y por sepultamiento.

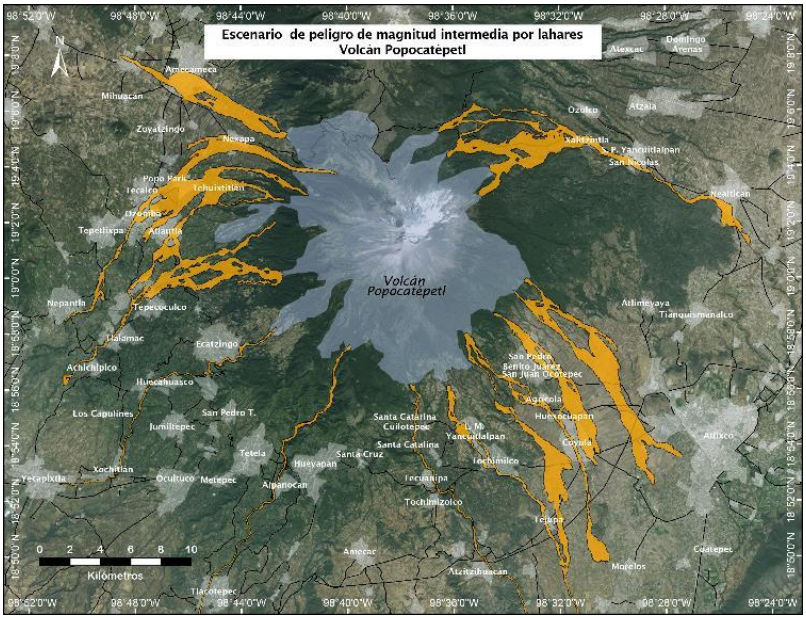


Figura 109. *Mapa de peligro por lahares, donde se muestran las zonas susceptibles de inundarse en caso de ocurrir flujos de escombros e hiperconcentrados como los descritos en el escenario de magnitud intermedia.*

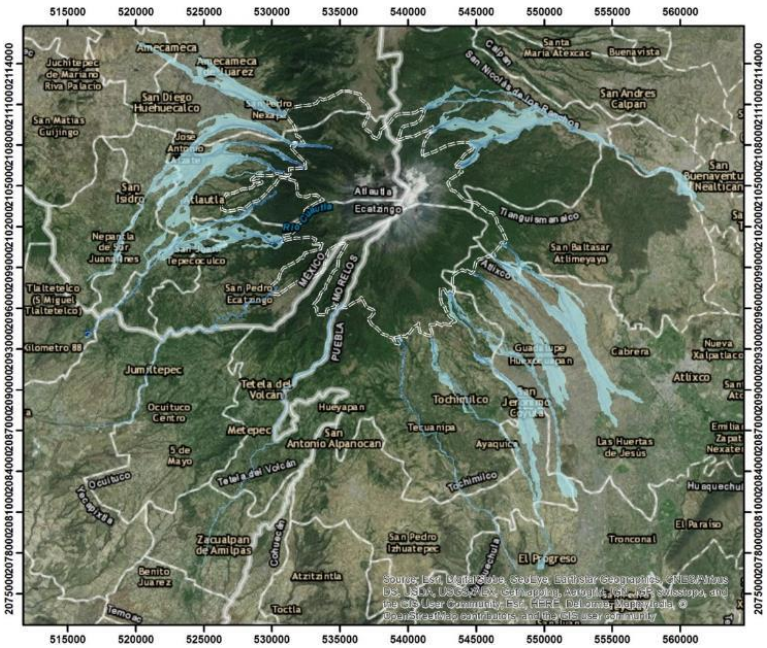


Figura 110. *Mapa de profundad de los lahares en un escenario de magnitud intermedia*

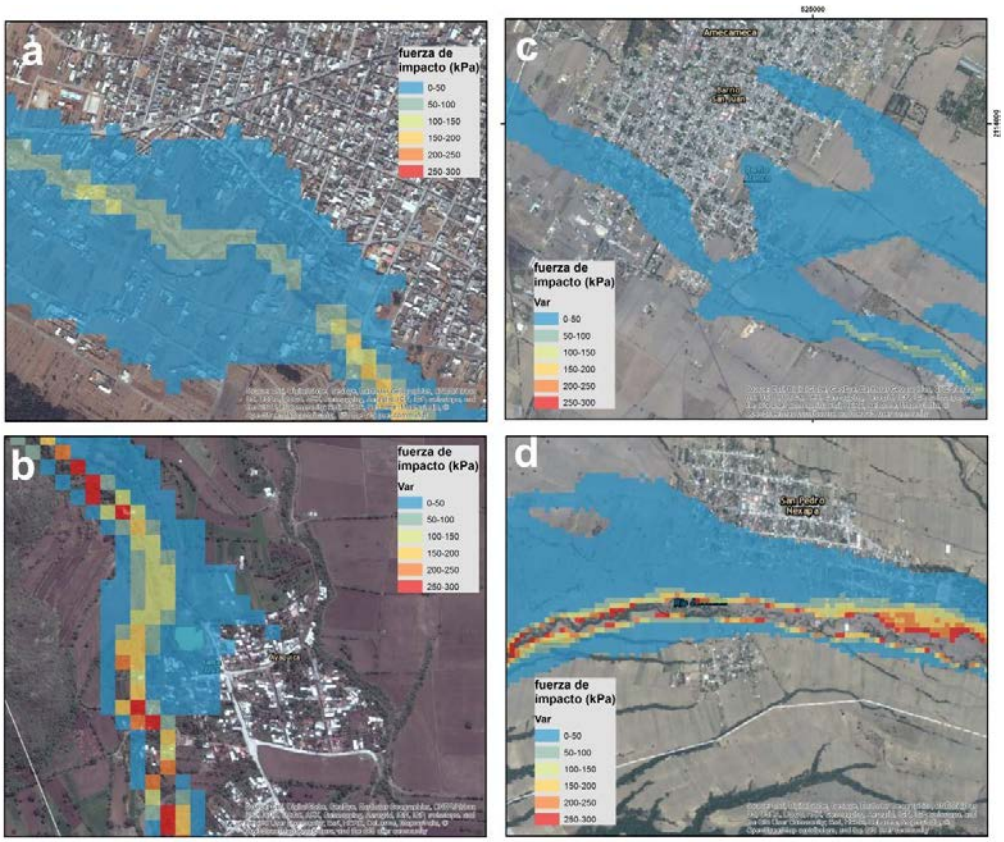


Figura 111. *Distribución de la fuerza de impacto de lahares de magnitud intermedia en las poblaciones de A) San Nicolás de los Ranchos, B) Santa Cruz, C) Amecameca y D) San Pedro Nicapa.*

Mapa de peligros por flujos de lava para el escenario de magnitud intermedia
Dolors Ferrés

La actividad efusiva en el escenario de magnitud intermedia se desarrolla también por desbordamiento del domo, tanto asociada a pequeñas erupciones vulcanianas, como de forma independiente con fases puramente efusivas. Los volúmenes de lava que se emiten en este escenario de actividad eruptiva es de 0.02 a 0.2 km^3 que pueden generar flujos de lava de hasta 8.5 km de longitud desde diversos puntos de la mitad oriental del borde del cráter. La emisión de flujos de lava también puede producirse desde bocas adventicias sobre las fracturas NE-SW que cruzan el volcán.

Como se mencionó, previo a la simulación, el modelo se calibró para conseguir el alcance de dos flujos de lava existentes en la ladera E, los de mayor longitud de los flujos de corto alcance en la zona cimera del volcán. Posteriormente, se simuló la emisión de flujos de lava de 5, 10 y 20 m de espesor sobre el MDE con resolución de 3 m, desde 10 diferentes puntos en el borde oriental del cráter (Figura 112), considerando un incremento del espesor del flujo de lava lineal. De igual forma se simuló la emisión de flujos de lava desde 4 posibles centros de emisión adventicios sobre la fractura NE-SW que cruza el volcán.

La morfología de los flujos de lava resultantes de las simulaciones muestra como durante su emplazamiento en la parte más alta del volcán, con mayor pendiente, los derrames se mantienen confinados en las barrancas por donde se desplazan, alcanzando pocos centenares de metros de anchura. Solamente al encontrar un quiebre en la pendiente del terreno se detienen incrementando la anchura de los frentes de los flujos hasta 1.5 km en promedio. Este tipo de emplazamiento de los flujos ha sido observado en el volcán de Colima recientemente (erupción del 10 de julio 2015) y en otros volcanes con producción de flujos de lava andesíticos.

El área afectada por cada uno de estos flujos es relativamente pequeña, de 1 a 6.5 km^2. Por la morfología actual del cráter del Popocatépetl, con un contrafuerte de mayor altura (5,378 msnm) en el sector occidental (sector de El Fraile), las zonas con mayor probabilidad de afectación por flujos de lava como los descritos para este escenario son las laderas N y NE a SE-S. La afectación en la ladera SW podría ocurrir en caso de una erupción de un edificio adventicio sobre la falla de dirección NE-SW que cruza el volcán. Sin embargo, se ha considerado un área total de 120 km^2, abarcando toda la parte alta del cono, con alcances de los flujos entre 7 y 8 km desde el cráter en los sectores NE-E-SE y S y de 9 km en el sector SW (Figura 112). Cabe señalar que los relieves del paleovolcán Nexpayantla, al N y NW, y de las avalanchas de escombros presentes al S-SW del edificio volcánico, constituyen barreras naturales que protegen a estos sectores de la inundación por flujos de lava.

Los flujos de lava considerados para este escenario no afectarían zonas pobladas, pero sí alcanzarían zonas de pasto y bosque generando incendios. Como en el escenario de pequeña magnitud, los flujos de lava emitidos desde el cráter central tienen su recorrido por la zona de mayor pendiente en la parte cimera del volcán, por lo que podrían derrumbarse sus frentes, generando volcaduras de bloques incandescentes y/o flujos piroclásticos de pequeño volumen.

Este fenómeno debe considerarse especialmente en los sectores E y SE donde las laderas del volcán tienen una mayor pendiente. Específicamente en el sector SE del volcán, los derrames de lava podrían alcanzar distancias hasta solamente 2 km del extremo NW de la población de San Pedro Benito Juárez.

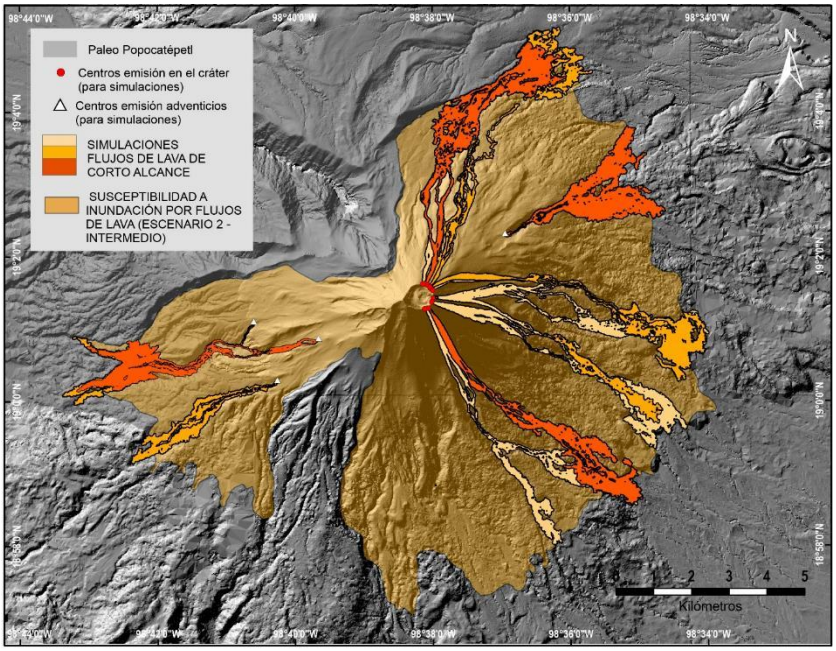


Figura 112. *Mapa de peligros por emisión de flujos de lava para el escenario de magnitud intermedia. Los flujos de lava tienen origen en los bordes orientales del cráter y/o en bocas adventicias sobre la falla de orientación NW-SE que cruza el volcán. Los flujos de lava individuales tienen alcances de 7 a 8 km. Se delimitó un área de 120 km^2 donde se considera posible la inundación por flujos de lava como los considerados para este escenario, aunque la mayor probabilidad de ocurrencia es en los sectores nororiental y oriental del volcán*

Avalancha de escombros escenario de magnitud intermedia

Alejandra Guerrero López, Hugo Delgado Granados, Gustavo Córdoba Guerrero

Los colapsos estructurales que se han verificado en el volcán Popocatépetl son de gran volumen. Según Robin y Boudal (1987) el volumen total de los depósitos de avalancha asociados a los colapsos estructurales (sin diferenciar los distintos eventos de colapso) es de entre 28 y 30 km^3. Capra et al. (2002) con base en los expuesto por Siebe et al. (1995) y Robin y Boudal (1987), hacen referencia la presencia de 3 depósitos de avalancha de escombros con un espesor promedio de 15 m cada uno. Calculan un volumen de 9 km^3 por depósito, obteniendo 27 km^3 en total, valor cercano al publicado por Robin y Boudal (1987).

Las edades obtenidas para los edificios más antiguos del Complejo Volcánico Popocatépetl indican que entre cada colapso transcurren entre ~60 y ~330 mil años. Siendo que el último colapso ocurrió hace 22 mil años, la probabilidad de que ocurra un colapso en el futuro inmediato es menor. Sin embargo, de ocurrir un colapso estructural en el volcán Popocatépetl, éste estaría gobernado por los rasgos estructurales arriba mencionados. La dirección de la traza horizontal del esfuerzo mínimo se encuentra en la actualidad con dirección NW-SE, lo cual sugiere que un colapso del sector sureste sería el más probable (el sector noroeste tiene como contrafuerte los remanentes de los viejos edificios del volcán Ventorrillo y Nexpayantla).

Debido a su juventud (~14 mil años, ya que su última destrucción fue producto de la erupción explosiva de la Pómez con Andesita), el actual edificio Popocatépetl no ha desarrollado aún un sistema hidrotermal importante, por lo que se puede considerar un edificio estable desde el punto de vista estructural. No obstante, se considera que, en caso de ocurrir un derrumbe o colapso lateral éste sería de un volumen mucho menor a los estimados por los autores mencionados. Los volúmenes que se han considerado para este colapso menor son dentro de un rango de 0.05 y 5 km^3.

La herramienta utilizada para realizar las simulaciones de colapso, son fundamentalmente las del código *TITAN2D* descrita en líneas anteriores para la modelación de los flujos piroclásticos.

Definición de parámetros de entrada del software *TITAN2D* para el cálculo de áreas de distribución del colapso estructural de la zona sureste del volcán Popocatépetl

En el modelado de colapso de la zona este del volcán Popocatépetl a través del código *TITAN2D* se trabajan únicamente las variaciones en el volumen y la movilidad del flujo. Esta última está dada por los ángulos de fricción basal. El volumen del flujo está dentro del rango de 0.05 y 5.0 km^3 y toma valores de ángulo de fricción basal entre 10º y 15º. Cada simulación posee un tiempo de modelado de 60:00 minutos y se realizaron un total de 300 simulaciones.

Definidos los parámetros necesarios, se procede al diseño de las muestras o simulación. Para este proceso se utiliza un script ejecutable en el software matemático *OCTAVE* el cual genera un archivo plano con los valores de los parámetros para cada simulación.

Estudio de afectación por llegada de material resultante del colapso estructural de la zona sureste del volcán Popocatépetl

Los resultados de este estudio se dan en función del área de inundación. Se obtuvieron tres mapas de probabilidad de llegada de material. Para los tres mapas se definen tres zonas de peligro (Figuras 113, 114 y 115): la zona amarilla comprende entre el 1 y el 33 por ciento de probabilidad de llegada del material, naranja comprende entre el 34% y el 66% de probabilidad de llegada del material y la zona roja que comprende valores de más del 66% de llegada de material.

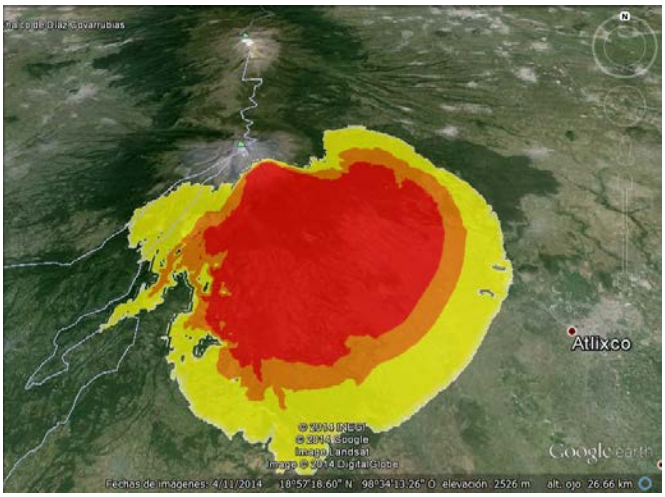


Figura 113. *Mapa de probabilidad de alcance de material resultado del colapso estructural de la zona sureste del volcán Popocatépetl con un espesor mayor a 0.2 metros.*

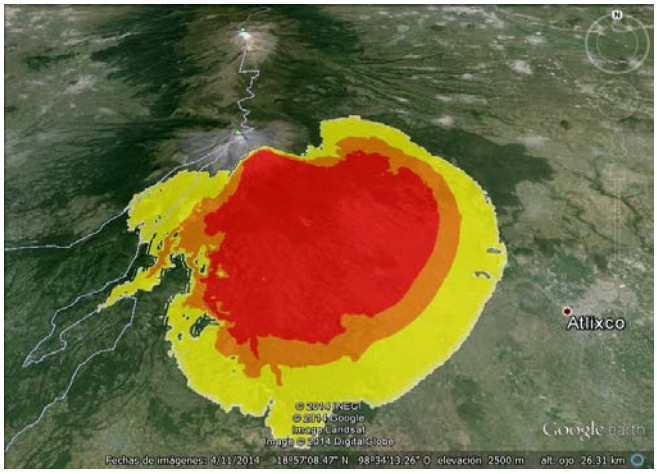


Figura 114. *Mapa de probabilidad de alcance de material resultado del colapso estructural de la zona sureste del volcán Popocatépetl con un espesor mayor a 0.4 metros.*

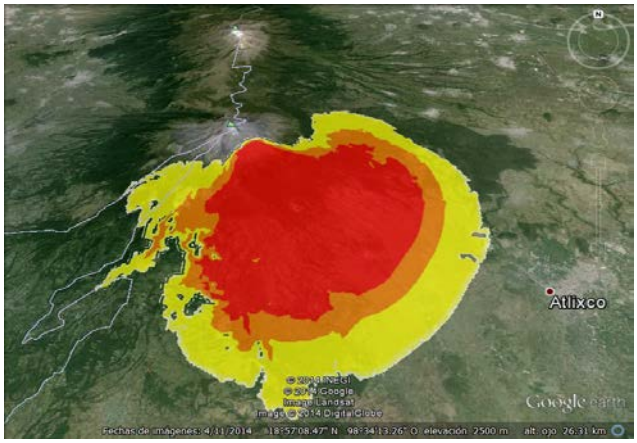


Figura 115. *Mapa de probabilidad de alcance de material resultado del colapso estructural de la zona sureste del volcán Popocatépetl con un espesor mayor a 1 metro.*

De los resultados de estas simulaciones, se escogió el mapa que refleja las probabilidades mencionadas para espesores mayores a 20 centímetros, debido a que los detritos volcánicos con un espesor mayor o igual a este espesor representaría un alto riesgo.

20. Escenario de peligro volcánico de menor probabilidad y mayor magnitud

Claus Siebe

El escenario de peligro volcánico de mayor magnitud para el volcán Popocatépetl se asocia a la ocurrencia, en el rango de miles de años, de una erupción pliniana, con un VEI de 4 a 6, que involucre volúmenes de roca densa (DRE) entre 0.5 y 3.5 km^3, con alturas de columna eruptiva de 20 a 40 km.

Una erupción como la descrita para este escenario puede desarrollarse a través de diversas fases eruptivas que darán lugar a la emisión de fragmentos balísticos; a la caída de pómez y ceniza de gran volumen, a la generación y emplazamiento de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas asociadas a ellos, y a lahares syn y post-eruptivos, producidos por la removilización del material suelto depositado por la erupción, con grandes alcances. También existe la posibilidad de que estas erupciones vayan acompañadas de una fase efusiva final con la emisión de flujos de lava andesítico-dacíticos de gran volumen, desde centros de emisión fisurales en las laderas del volcán.

En caso de ocurrir una erupción pliniana como la descrita en este escenario, los impactos para la población y la infraestructura local y regional serían catastróficos. Los enormes volúmenes de piroclastos y cenizas emplazados como depósitos de caída, como depósitos de flujo piroclástico y/o como lahares soterrarían enormes áreas de terreno, inhabilitándolas para cualquier uso agrícola o habitacional, incluyendo varias ciudades de cientos de miles de habitantes. En el nivel regional, la ceniza dispersada en la atmósfera generaría graves daños a la circulación terrestre y aérea, así como a las comunicaciones alámbricas e inalámbricas. Aunque este tipo de escenario ocurre en un rango temporal que supera el de una vida humana, es un escenario factible y no debe dejar de considerarse para fines de ordenamiento territorial y planificación del desarrollo. La planeación, diseño e implementación de infraestructuras estratégicas de comunicación, energéticas o de crecimiento urbano en los Estados de Puebla, Morelos, de México y Tlaxcala deben considerar las áreas que podrían resultar afectadas por los productos de una erupción de este tipo en sus planes de desarrollo y gestión de riesgo.

Mapa de peligros por impacto de proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl: escenario de mayor magnitud
Miguel Angel Alatorre y Hugo Delgado Granados

El mapa de peligros por impacto de proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl (Figura 116) presenta gráficamente las distancias máximas esperadas que los proyectiles balísticos pueden alcanzar en el caso de una erupción pliniana. Las zonas que pueden ser afectadas por los impactos de los proyectiles balísticos se representan en amarillo.

Las consideraciones para la elaboración de este escenario son similares a las de los escenarios anteriores: se hicieron los cálculos en 16 diferentes direcciones alrededor del volcán, los alcances máximos fueron calculados utilizando las condiciones óptimas (ángulo y diámetro) y un viento siempre favorable para todas las direcciones de 20 m/s.

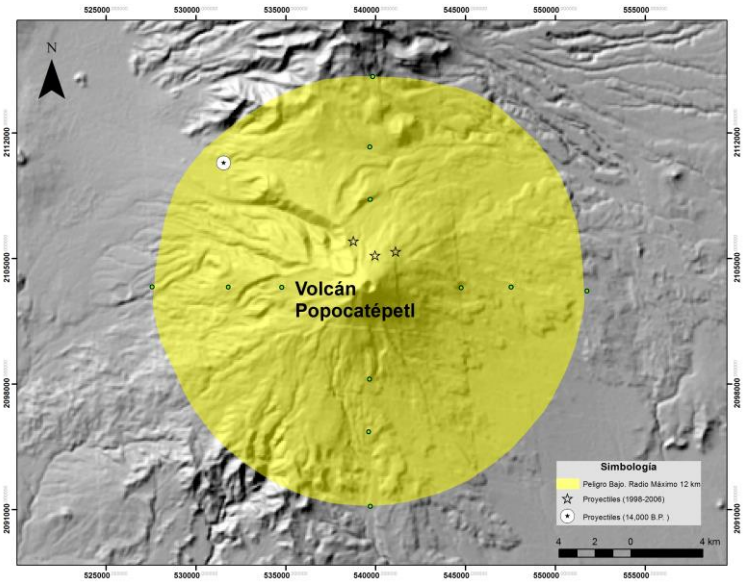


Figura 116. *Mapa de escenarios de peligro por emisión de proyectiles balísticos del volcán Popocatépetl, donde se muestra el área afectable por emisión de proyectiles balísticos en el escenario de intermedio de magnitud y probabilidad. Los puntos verdes son los alcances máximos teóricos para cada escenario.*

Mapa de peligro por caída de piroclastos y cenizas para el escenario de mayor magnitud
Rosanna Bonasia

El proceso de caída y distribución de piroclastos y ceniza para el escenario de mayor magnitud asociado a la ocurrencia de una erupción pliniana, fue simulado utilizando como depósitos de referencia los de la erupción "Pómez Blanca" de 23,500 años A. P. (Tabla 19). Los depósitos de caída de esta erupción cubrieron un área de 2,490 km^2, distribuidos principalmente hacia el S, con espesores máximos de ~6 m. La altura de columna de esta erupción se calculó en ~33 km por el método de Carey y Sparks (1986).

Para el cálculo del volumen de los depósitos de caída de la erupción "Pómez Blanca" se utilizaron los métodos clásicos y se compararon los resultados con los valores obtenidos de una inversión numérica de los datos de campo, con el fin de determinar los parámetros eruptivos de forma correcta y con el menor margen de error posible. El volumen del depósito proximal se calculó con el método propuesto por Pyle (1989, 1995) y Fierstein y Nathenson (1992), y se obtuvo un valor de 3.5 km^3; para el volumen distal se aplicó el método de Suplizio (2005), obteniendo un valor de 8.5 km^3.

Tabla 19. Parámetros eruptivos promedio y extremos utilizados para construir las Funciones de Densidad de Probabilidad para la simulación del escenario de mayor magnitud por caída de piroclastos y ceniza, con base a los depósitos de referencia de la erupción "Pómez Blanca"

	Promedio	Mínimo	Máximo
Altura de columna (m)	25,000	20,501	41,000
Duración de la erupción	5.27	4.09	6.46
Promedio del tamaño de grano (phi)	4	2.25	5.25

Con el fin de generar mapas probabilísticos de peligro, se llevaron a cabo cientos de simulaciones con el FALL3D con datos de viento variables y parámetros de origen variables.

Los resultados de las simulaciones de la caída de piroclastos y cenizas para el escenario de mayor magnitud (pliniano) son mapas de isolíneas de probabilidad de presencia del depósito, para diferentes umbrales de carga y en consecuencia de espesor de ceniza (Figuras 117 y 118). Estos resultados, disponibles en formato digital, permiten visualizar a elección del usuario, el rango de probabilidades deseado, para cada espesor de ceniza, en función del uso que se requiera y para diferentes fines de gestión territorial.

Se obtuvieron las isolíneas del 2% al 98% de probabilidad de presencia de depósitos de ceniza con 10 cm, 5 cm y 1 mm de espesor, considerando los vientos de la temporada seca, de noviembre a abril (Figura 117 a, b, c y Figura 118a) y de la temporada húmeda, de mayo a octubre (Figura 117 c, d, e y Figura 118b). Los mapas de isolíneas de probabilidad total se obtuvieron utilizando la estadística de vientos para el período de un año, considerando la variabilidad de velocidades y direcciones de viento anual (Figura 118).

El mapa de peligros por caída de ceniza para el escenario de mayor magnitud en formato impreso muestra las áreas que resultarían afectadas con la presencia de 10 cm, 1 cm y 1mm de cenizas, con una probabilidad del 2% (Figura 118). Se determinó mostrar la probabilidad más pequeña (2%), porque incluye el área máxima que podría ser afectada. El área afectada por la caída de cenizas con 1cm de espesor se obtuvo de interpolar las áreas englobadas en las isolíneas de probabilidad del 2% para los espesores de 5 cm y 1 mm de cenizas obtenidos de las simulaciones.

El área que podría ser afectada con un depósito de 10 cm de ceniza es de 94,000 km^2, con una distribución preferencial hacia el E, de hasta 275 km, que alcanza las costas del Golfo de México. El área afectada cubre por completo los estados de Puebla, Tlaxcala, Morelos, Ciudad de México y buena parte del Estado de México, así como parte del estado de Veracruz, Hidalgo y el N de los estados de Guerrero y Oaxaca. Hacia el W el depósito de ceniza podría cubrir un área hasta de 130 km de distancia desde el cráter del volcán Popocatépetl, incluyendo una buena parte de la ciudad de Toluca.

El depósito de 1 cm de ceniza cubriría un área de 365,000 km^2; afectando todos los estados mencionados previamente, pero con un mayor alcance. Los estados de Veracruz y de México quedarían cubiertos por este espesor de ceniza en su totalidad y se alcanzaría el sector occidental del Estado de Tabasco y el sector oriental del estado de Michoacán.

En caso de la ocurrencia de una erupción pliniana, la dispersión de ceniza y la caída de 1 mm de ceniza tendría efectos regionales. La pluma de cenizas cubriría todo el centro y sur del país y gran parte del Golfo de México, alcanzando las costas occidentales de Cuba. Esta zona es de gran importancia para el tránsito aéreo entre México, Estados Unidos, Europa y Centro y Sudamérica, por lo que los daños directos a la aeronavegación serían muy relevantes. Además, las posibles pérdidas indirectas en los sectores turístico e industrial deberían ser consideradas.

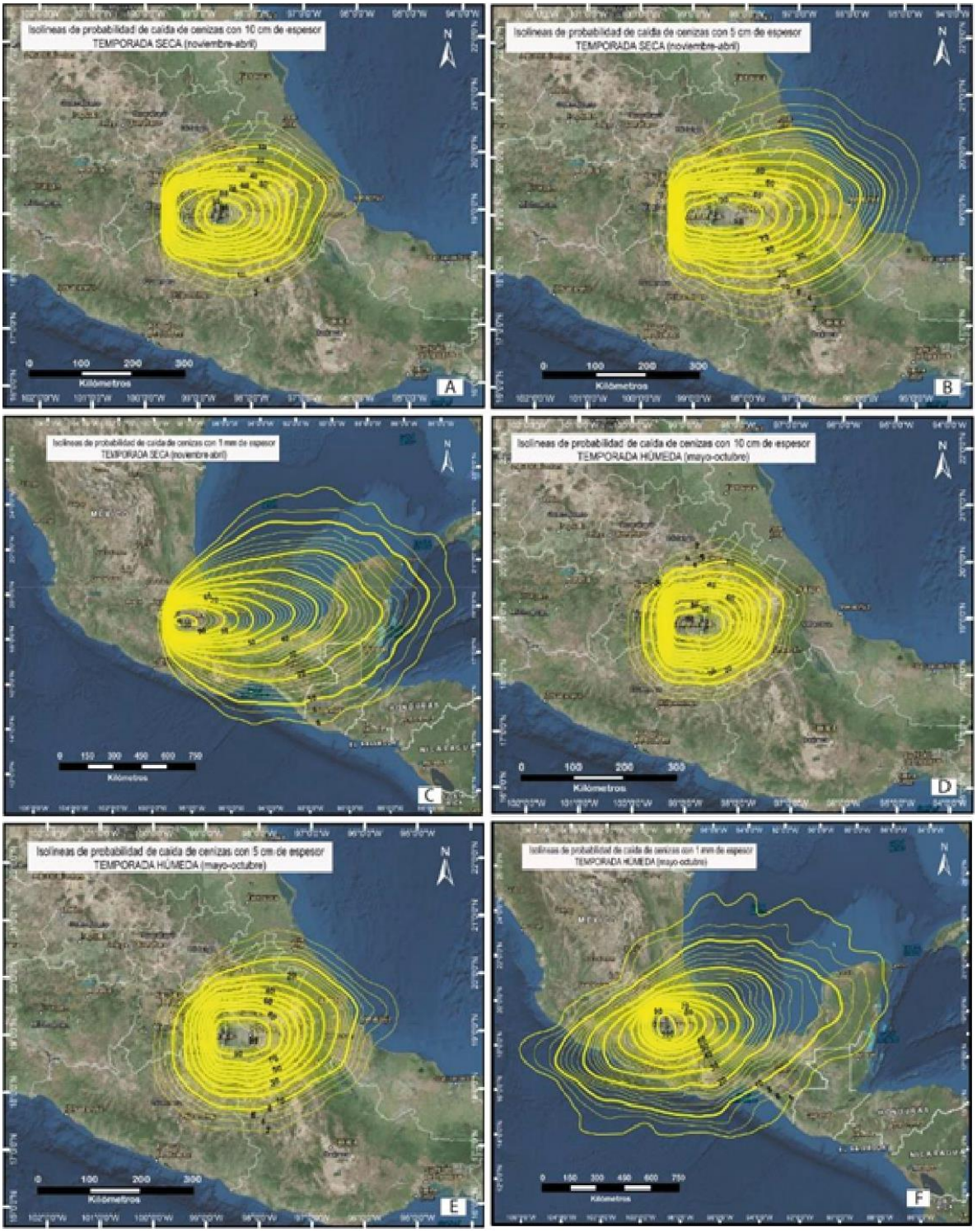


Figura 117. *Mapas de isolíneas de probabilidad de presencia de depósito de cenizas, para diferentes umbrales de carga y en consecuencia de espesor de ceniza: a) isolíneas de probabilidad para 10 cm de caída de ceniza en temporada seca; b) isolíneas de probabilidad para 5 cm de caída de ceniza para la temporada seca; c)) isolíneas de probabilidad para 1 mm de caída de ceniza para la temporada seca; d) isolíneas de probabilidad para 10 cm de caída de ceniza en temporada húmeda; e) isolíneas de probabilidad para 5 cm de caída de ceniza para la temporada húmeda y f) isolíneas de probabilidad para 1 mm de caída de ceniza para la temporada húmeda*

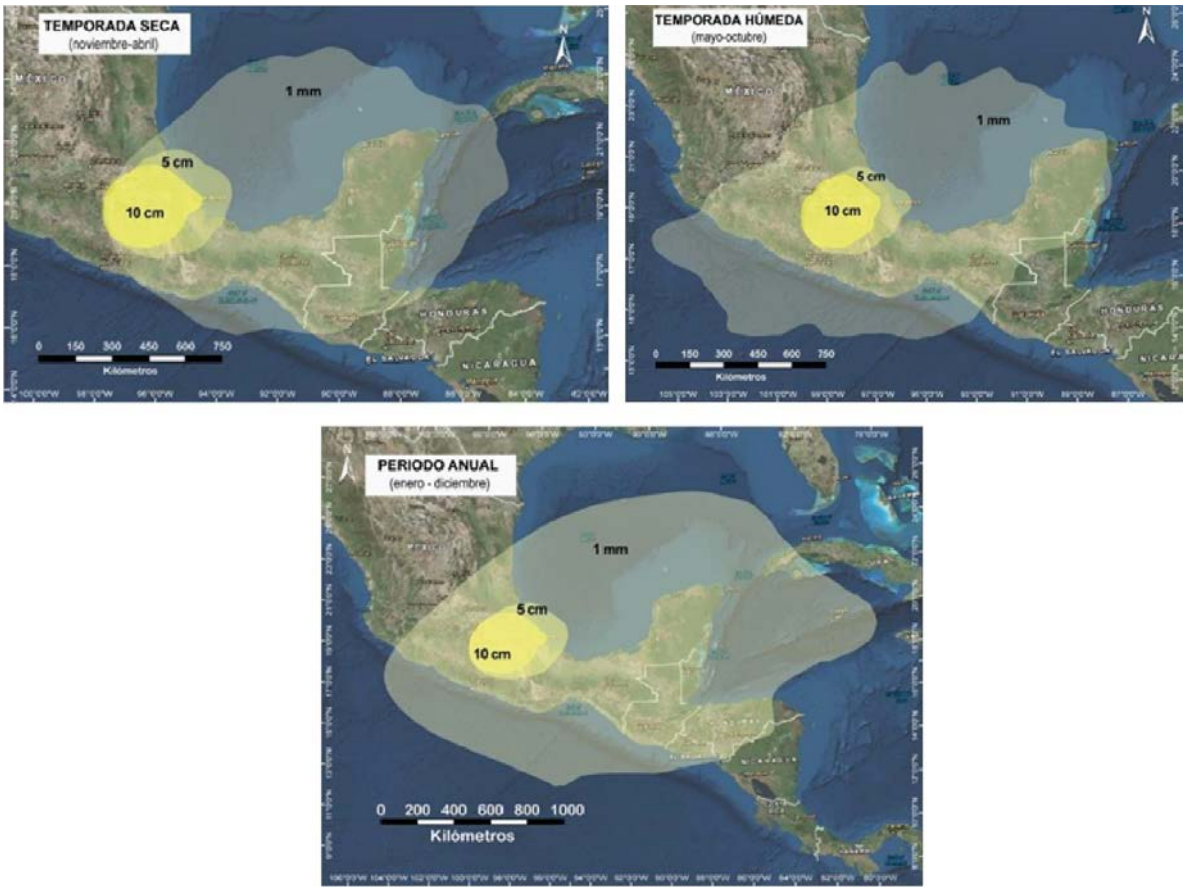


Figura 118. *Mapas de áreas afectadas por la caída y dispersión de cenizas con diferentes espesores (10 cm, 5 cm y 1mm) en caso de la ocurrencia de una erupción pliniana como la que define el escenario eruptivo de mayor magnitud: a) áreas afectadas en caso de que la erupción ocurriera durante la época seca (de noviembre a abril), b) áreas afectadas en caso de que la erupción ocurriera durante la época húmeda (mayo-octubre) y c) áreas afectadas por espesores de 10 cm, 5cm y 1mm de ceniza considerando las características de dirección y velocidad de vientos de un período anual*

Mapa de escenarios de peligro por flujos y oleadas piroclásticas para el escenario de mayor magnitud

En la historia eruptiva del volcán Popocatépetl se han producido CDP de gran volumen asociados a las erupciones plinianas de 23,500 años A.P., 14,100 años A. P. y 4,950 años A. P. y 2,150 años A. P. Los espesores, volumen y alcances de los depósitos de flujo y oleada iroclástica de las secuencias eruptivas de estas erupciones se tomaron de referencia para calibrar y simular el escenario de mayor magnitud por CPD.

Los parámetros de entrada utilizados (Tabla 20) fueron calibrados con base en la distribución real de los depósitos observados en campo. En una columna eruptiva sostenida, los flujos piroclásticos se originan por el colapso de su parte inferior, de mayor densidad y en donde el ascenso es controlado por la velocidad inicial de salida del material (zona de *trust*). Esta zona puede tener una altura de hasta 2,000 m por encima del cráter. Para el presente caso se diseñó una pila con diámetro equivalente al diámetro del cráter y con una altura de 1,500 m, con lo cual se obtuvo un volumen total del material colapsado de 0.5 km^3. Debido a que no se cuenta con datos directos de un evento similar, el colapso de la pila fue radial, por lo que el volumen del material simulado se distribuyó en las diferentes laderas y barrancas en los flancos del volcán. Para definir el ángulo de fricción basal se calculó el H/L con base en la distribución de los

depósitos observados, obteniendo un valor de H/L= 0.13, que corresponde a un ángulo de fricción aparente de ~8°. Las primeras simulaciones se realizaron con este ángulo, sin embargo, los mejores resultados se obtuvieron ajustando el valor a 7°. Para simular el alcance de las CPD diluidas se utilizó el concepto de la línea de energía considerando el valor de H/L de 0.13 previamente calculado.

Tabla 20. Valores de los parámetros utilizados para realizar las simulaciones de CDP para el escenario de mayor magnitud

	Dimensión de la pila (m)	H/L	Ángulo de fricción interno	Ángulo de fricción basal	Volumen
Colapso de columna	500x500x1500	0.13	30°	7°-8°	$5*10^8$ m^3

El resultado de las simulaciones muestra que la distribución total del espesor máximo del flujo simulado abarca una extensa área (Figura 119). Sin embargo, para la zonificación final de las CDP concentradas (flujos piroclásticos) se consideró solamente la distribución de los flujos simulados con un espesor superior a 1 m (Figura 120), límite mínimo de confiabilidad sugerido por los autores del programa Titan 2D, sobre todo al simular flujos de colapso de columna que, en *sensu stricto*, no son flujos granulares dominados por la colisión entre partículas, ya que pueden ser parcialmente fluidizados. El polígono final de inundación por flujos piroclásticos (Figura 121) se obtuvo del perímetro de las áreas afectadas en la figura 122.

Los flujos representados en el mapa de la figura 119 están fuertemente controlados por la topografía, sobre todo en los sectores SW, W y N, donde en las barrancas más profundas se aprecian espesores máximos del flujo de 30 m. Además, en el flanco W del volcán, hay un alto topográfico que desvía completamente la trayectoria de los flujos, creando una zona de sombra en la cercanía de Atlautla. Por el contrario, hacia el flanco oriental del volcán, se aprecia una distribución semi-radial y con espesores de flujo más reducidos, pero con alcances máximos ligeramente mayores. Esta diferencia se debe a un cambio importante en la pendiente entre los dos flancos del volcán.

El mapa de peligro muestra los límites de inundación por flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas. Es muy notorio cómo, debido a la diferencia en la pendiente del volcán en dirección E-W (ver capítulo 2), el sector oriental presenta un límite de inundación por flujos piroclásticos más extenso con respecto al sector occidental. Hacia el sector SE se obtienen los mayores alcances, de hasta 25 km, con la posibilidad de llegar a afectar Atlixco y Las Huertas de Jesús. Por el contrario, hacia el sector occidental, los flujos piroclásticos están confinados en las principales barrancas con alcances máximos de 20 km, y llegarían a afectar las poblaciones de San Pedro Nicapa, San Juan Tehixtitlan, entre otras. Cabe hacer especial mención al hecho de que un alto topográfico localizado en la parte inferior del flanco occidental del volcán es capaz de desviar los flujos piroclásticos por lo que, por ejemplo, la zona de Atlautla de Victoria y sus alrededores no estarían directamente afectados.

Por el contrario, las zonas susceptibles a inundación por oleadas piroclásticas están delimitadas por la línea de energía H/L de 0.13, que se extiende de manera casi circular desde el cráter hasta una distancia de 24 km en dirección E-W, 26.5 km hacia el S, y con una distribución mucho más limitada hacia el N debido a la presencia del volcán Iztaccíhuatl que ejerce de barrera topográfica. Las poblaciones que se encuentran dentro de esta área podrán ser afectadas por el arribo de oleadas piroclásticas y por caída de ceniza de la nube acompañante de los flujos piroclásticos.

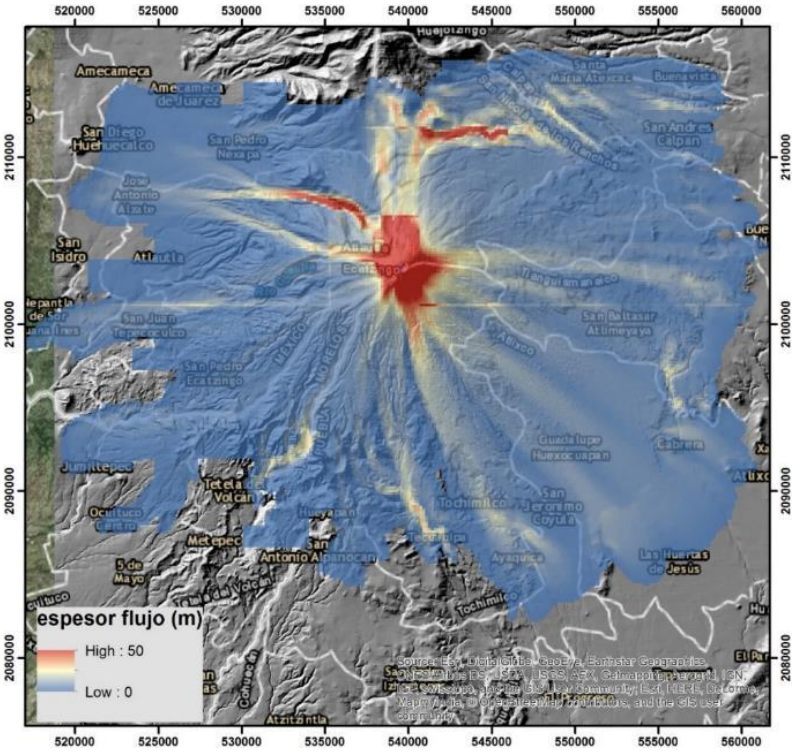


Figura 119. *Mapa raster que muestra el espesor máximo de un flujo piroclástico simulado con las dimensiones y parámetros obtenidos de los depósitos observados en campo*

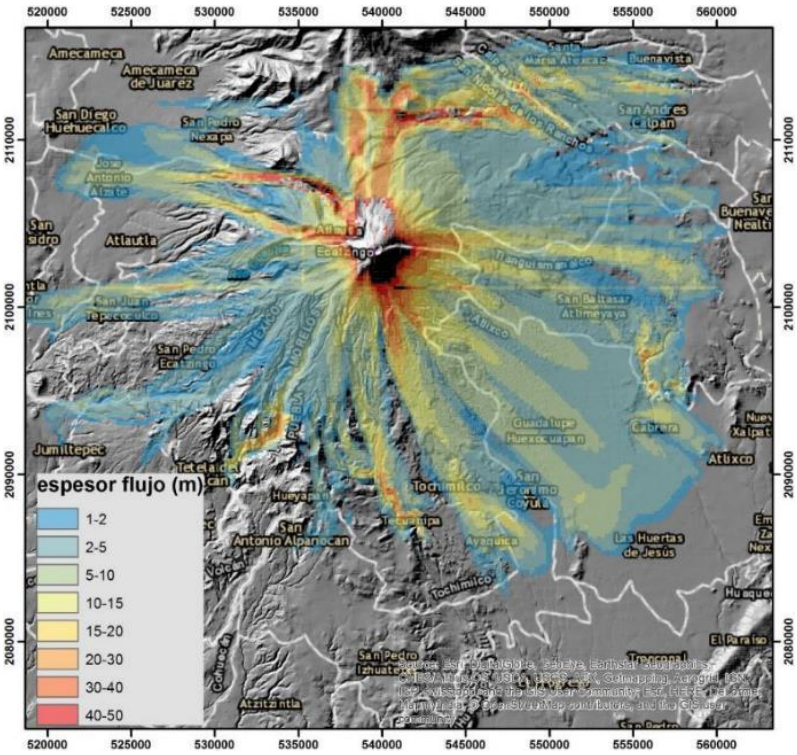


Figura 120. *Mapa de la distribución de los flujos piroclásticos obtenido considerando solamente espesores mayores a 1m. IDEM*

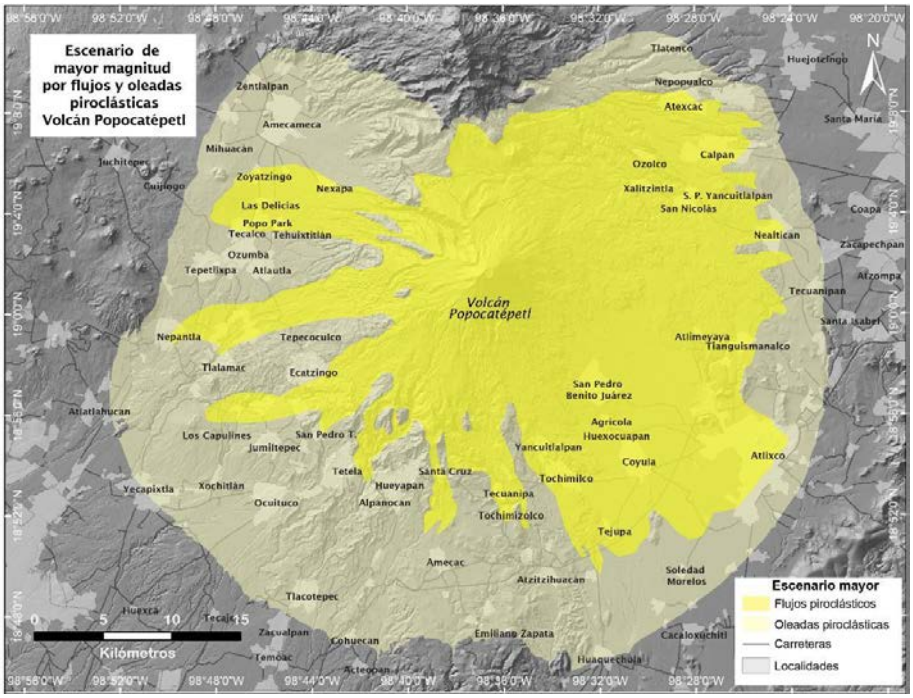


Figura 121. *Mapa de peligro para CDP concentradas (flujos piroclásticos) y diluidas (oleadas piroclásticas) para el escenario de mayor magnitud. Los flujos piroclásticos podrían tener alcances de 20 km en los sectores NE, W y SW y de hasta 25 km en el sector SE donde el cambio de pendiente es mayor. Las oleadas piroclásticas tienen una extensión de hasta 26.5 km hacia e*

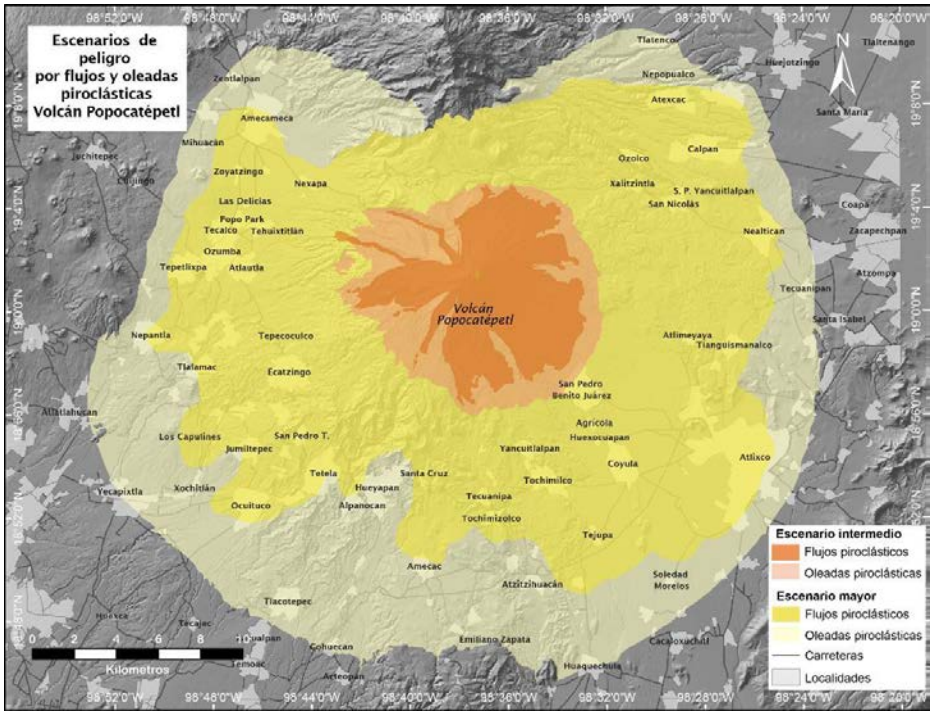


Figura 122. *Mapa de escenarios de peligros por flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas del volcán Popocatépetl. La ocurrencia de corrientes piroclásticas de densidad es un fenómeno altamente destructivo que podría afectar uno o varios flancos del volcán en caso de la ocurrencia de erupciones vulcanianas de moderada magnitud (área en naranja) o de erupciones plinianas de gran magnitud (área en amarillo).*

Mapa de peligros por flujos de escombros y lahares del escenario de mayor magnitud
Lucia Capra

El escenario de peligro por lahares de mayor magnitud se definió considerando los depósitos reconocidos en la estratigrafía del volcán asociados a eventos eruptivos de tipo pliniano de gran magnitud, ocurridos durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno. Las erupciones de referencia son las de la "Pómez Blanca o Tochimilco" fechada en 23,500 años A. P., cuyos depósitos fueron removilizados en años sucesivos generando lahares de gran volumen (Siebe et al., 2016, en prensa); la erupción "PWA o Pómez Tutti-Frutti" de 14.43 ka A. P., a la que se asocia la generación del lahar Tocuila (Figura 123, Siebe et al., 1999) y la erupción "Pómez Ocre o P5" de ~4,950 años A. P., después de la cual se generaron también lahares que alcanzaron distancias de más de 50 km desde el volcán. Con base en las evidencias de campo, los lahares se originaron poco tiempo después de estas erupciones, no solamente desde la ladera del volcán Popocatépetl, sino también de los relieves circundantes (volcán Iztacihuatl principalmente) que quedaron cubiertos por los depósitos de pómez y ceniza (Siebe et al., 1996)

Hacia el sector oriental los lahares se emplazaron en las principales barrancas, acumulando depósitos de más de 10 m de espesor, y alcanzando distancias de hasta 70 km. En particular, a lo largo de la historia eruptiva del volcán Popocatépetl, los depósitos de lahares con origen en los principales drenajes de los volcanes Iztaccíhuatl y La Malinche han rellenado la Cuenca de Puebla. Hacia el sector occidental del volcán, debido a su menor pendiente, los lahares tuvieron alcances más limitados, de hasta 25 km (Figura 123).

Para los lahares asociados a erupciones plinianas se ha considerado un volumen de 80-100 $*10^6$ m^3.

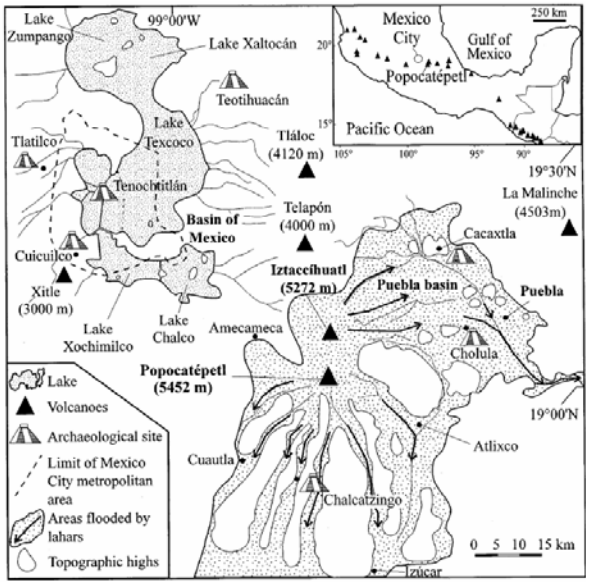


Figura 123. *Mapa de las zonas inundadas por lahares después de las erupciones plinianas de mayor magnitud registradas en el Volcán Popocatépetl (Siebe et al., 1996).*

Los parámetros utilizados para la simulación de los lahares del escenario de mayor magnitud (Tabla 21), igual que para el caso del escenario intermedio, se obtuvieron de los datos de campo y de ecuaciones empíricas para definir la descarga y duración del flujo desde una curva hidrográfica triangular (i.e. Rickenmann, 1999).

En particular, para el cálculo de la descarga máxima se utilizaron las formulas propuestas por Mizuyama et al. (1992) y Jitousono et al. (1996), con las cuales se obtuvo un valor promedio de 4,000 m^3/s para la descarga máxima, considerando el volumen de un flujo del orden de 80-100 $*10^6$ m^3. Estos valores son muy similares a los que han sido reportados para los lahares de mayor magnitud que se originaron después de la erupción de 1991 en el Monte Pinatubo (Rodolfo et al., 1996).

Tabla 21. Parámetros utilizados para las simulaciones de lahares de mayor magnitud

	Límite de elasticidad		Viscosidad		N° Manning			Cv	Qmax	k	F
	α	β	α	β	c	c/v	v	%vol	m^3/s		
Flujo 1	0.0765	16.9	0.0648	6.2	0.064	0.081	0.118	20-50	4000	2000	0.9
Flujo 2	0.00071	29.8	0.00632	19.9	0.064	0.081	0.118	20-50	4000	2000	0.9
Flujo 3	0.0345	20.1	0.00283	23	0.064	0.081	0.118	20-50	4000	2000	0.9

Nomenclatura. c: zona de cana; c/v: zona de canal parcialmente vegetada; v: zona de inundación con vegetación de arbustos; Cv: concentración de fracción sólida; Qmax: descarga máxima del flujo; k: resistencia laminar del flujo y F: límite máximo para el número de Froude.

El procedimiento de simulación y tratamiento en el software ArcGis© para obtener las zonas de máxima inundación fue el mismo utilizado para el escenario de menor magnitud y magnitud intermedia. Como se mencionó en el apartado de metodología se utilizó el concepto de línea de energía para definir la zona de alimentación de los lahares, que para este escenario se encuentra tanto en el volcán Popocatépetl, como en los volcanes Iztaccíhuatl y Malinche. La línea de energía permite establecer la zona que corresponde al cambio en pendiente principal entre el cono (zona de erosión) y el área de inundación (zona de deposición).

El mapa de peligros de lahares de gran volumen, correspondiente al escenario de mayor magnitud, muestra como el valle de Puebla estaría afectado principalmente por los lahares con origen en las laderas de los volcanes Iztaccíhuatl y Malinche (Figura 124). Los lahares con origen en las laderas del volcán Popocatépetl afectarían principalmente los sectores S y SE del cono volcánico, con depósitos que podrían alcanzar los 70 km, mientras que en el sector occidental tendrían alcances menores de hasta 45 km. Los valores de profundidad de los flujos de escombros (Figura 125) podrían ser de hasta 30 m, sobre todo en las barrancas más profundas, mientras que en las planicies de inundación los espesores promedio pueden variar de 2 a 6 m.

Estos valores indican que las zonas afectadas serían sepultadas por metros de sedimentos con daños directos a la vivienda y la infraestructura. En la Figura 126 se presenta el mapa de escenario de peligros por lahares, mostrando en color rojo, naranja y amarillo las áreas susceptibles a ser inundadas por flujos de escombros e hiperconcentrados en caso de ocurrir eventos como los que describen los escenarios de menor magnitud, magnitud intermedia y gran magnitud respectivamente.

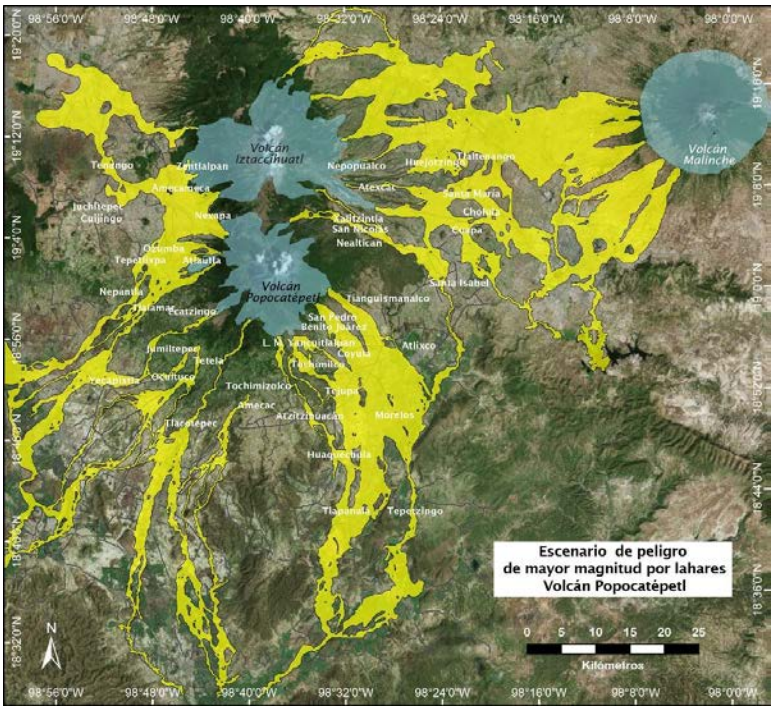


Figura 124. *Mapa de peligro por lahares de gran volumen, donde se puede observar las zonas susceptibles a ser inundadas. Los lahares podrían generarse desde las laderas del volcán Popocatépetl, desde las laderas occidentales y orientales del complejo volcánico Iztacihuatl y desde las laderas occidentales y suroccidentales del volcán La Malinche.*

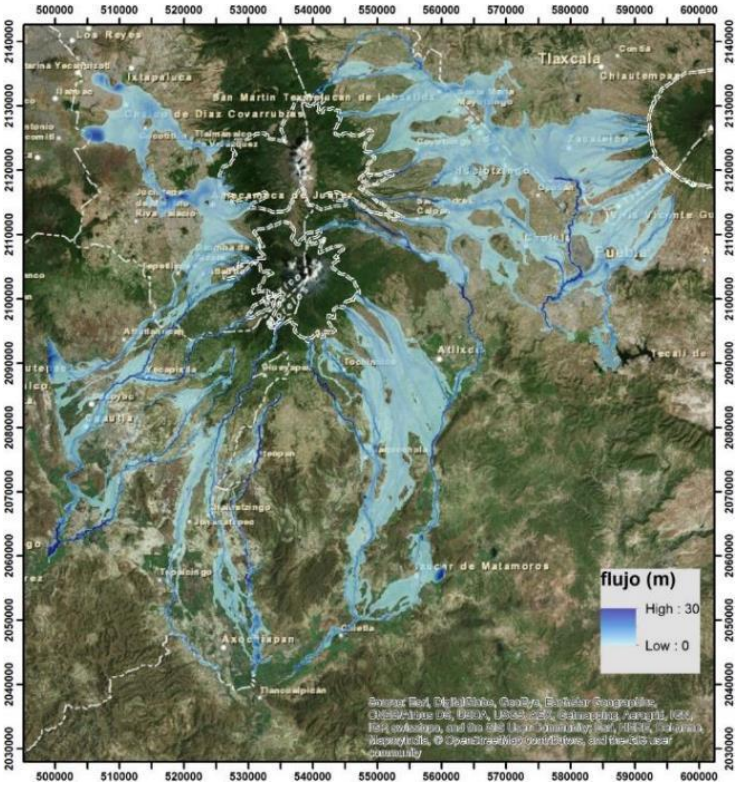


Figura 125. *Mapa de peligros por lahares de gran volumen (escenario de mayor magnitud), que muestra la profundidad de los depósitos, con máximos de hasta 30 m.*

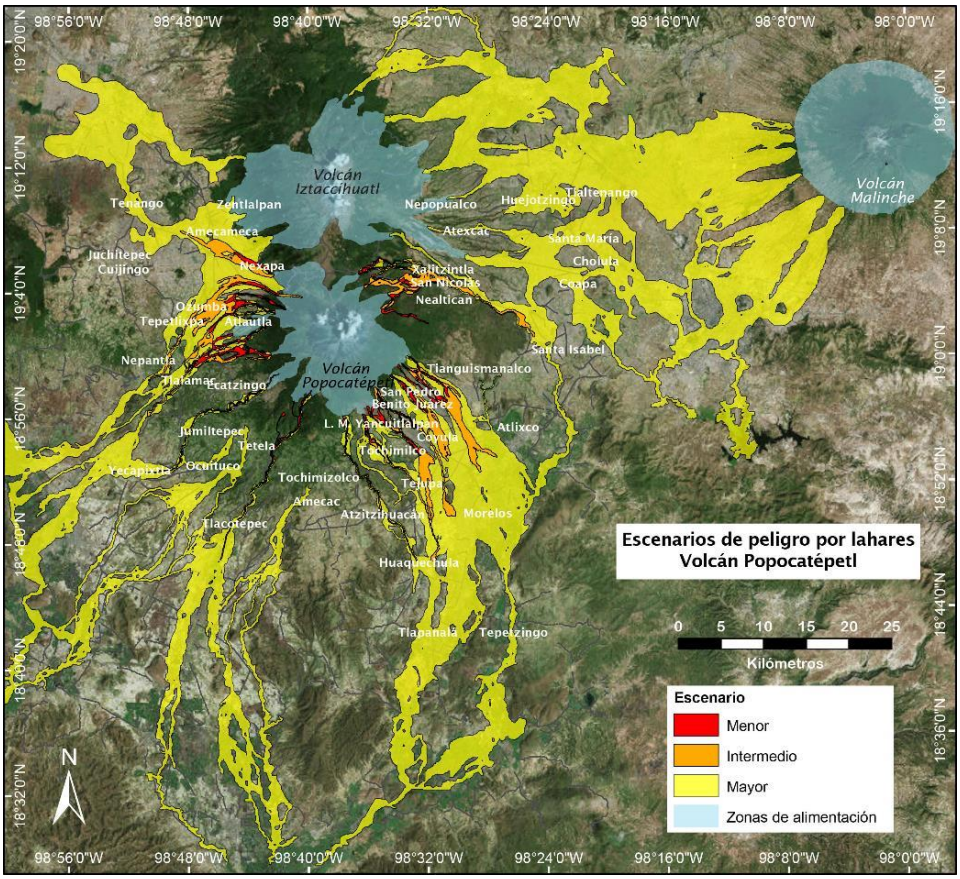


Figura 126. *Mapa de escenarios de peligro por lahares del volcán Popocatépetl. En azul claro se señalan las áreas de alimentación en los volcanes Popocatépetl, Iztaccíhuatl y Malinche. En rojo se señalan las áreas susceptibles de ser inundadas por lahares de pequeño volumen, en naranja las áreas susceptibles de ser inundadas en caso de eventos como los descritos para el escenario de magnitud intermedia y en amarillo las áreas de posible inundación en caso de lahares de gran volumen asociados a erupciones plinianas (escenario de mayor magnitud).*

Mapa de peligros por flujos de lava para el escenario de mayor magnitud
Dolors Ferres

En el escenario de mayor magnitud, la actividad efusiva se desarrolla como fase final de una erupción pliniana, con la emisión de un flujo de lava fisural, de largo alcance, de entre 15 y 25 km de longitud, con un volumen entre 0.5 y 3 km^3, desde un centro de emisión sobre las laderas del volcán, alrededor o por debajo de la cota de 4,000 msnm.

Con base en la cartografía de flujos de lava de largo alcance asociados a erupciones plinianas, se considera que los centros de emisión tienen una mayor probabilidad de ubicarse sobre las fallas de dirección NE-SW o SE; sin embargo, no debe descartarse que pudieran ocurrir desde otros puntos sobre las laderas del volcán. Se consideraron 17 posibles centros de emisión situados sobre las laderas del volcán, alrededor de la cota 4,000 msnm, tanto sobre las fallas de dirección NE-SW y SE, como en la cabecera de quebradas que podrían tener cierto control estructural.

Posteriormente se simuló la emisión de lavas de 20, 40 y 80 m de espesor, con un incremento de espesor del frente lávico logarítmico y con alcances de 5,000; 7,500 y 10,000 steps, correlacionables con longitudes de 10, 15 y 20 km del flujo. El MDE utilizado para este escenario fue el de resolución de 20 m, debido a que los MDE de mayor resolución disponibles en el momento de realizar los trabajos de simulación no tenían la cobertura espacial necesaria.

Los flujos de lava resultantes de las simulaciones tienen alcances promedio de 23 km y alcances máximos de 25 a 27 km, especialmente en el sector SW, donde las barrancas en la

ladera del volcán son más profundas y el flujo se mantiene dentro de los canales durante un tramo mayor de su recorrido. El área promedio de posible afectación de uno de estos flujos es de 80 km^2, aunque algunos de ellos, especialmente en el sector E y SE puede llegar a cubrir áreas de 200 km^2, ya que los cambios de pendiente entre la ladera del volcán y las planicies aledañas son más bruscos, por lo que el flujo se ensancha considerablemente en su tramo final (entre 5 y 7 km de frente).

Se consideró un área general susceptible a inundarse por flujos de lava como los descritos para este escenario de 720 km^2 (límite máximo), abarcando las planicies alrededor del Popocatépetl, especialmente en el sector SE, donde la pendiente de la ladera del volcán es mayor y el relieve en las planicies aledañas es menos quebrado (Figura 127).

Cabe señalar que diversos relieves existentes al pie del volcán constituyen parteaguas para el emplazamiento de futuros derrames de lava: los actuales flujos de Nealtican al E y de Ecatzingo al W-SW, así como el relieve más quebrado resultado del emplazamiento de avalanchas de escombros al SW-S del volcán. Por otra parte, el contrafuerte del paleovolcán Nexpayantla, protege el sector N del volcán del emplazamiento de nuevos flujos de lava, modificando las trayectorias de estos hacia el NE y W.

La ocurrencia de un flujo de lava como los considerados para este escenario podría afectar a zonas habitadas. Diversas poblaciones se emplazan en el camino de los flujos de lava simulados: al NE las poblaciones de Santiago Xalizintla y San Nicolás de los Ranchos; al E Atlimeyaya y San Juan Tianguismanalco, al SE San Pedro Benito Juárez y San Jerónimo Coyula, así como todo el conjunto de comunidades en sus alrededores hasta las inmediaciones de Atlixco; al S los flujos alcanzarían las poblaciones de Tochimilco Santiago Tochimizolco hasta San Antonio Cuautla; al SW los derrames podrían alcanzar poblaciones como Tlacotepec y Yecapixtla y al W las poblaciones de Ecatzingo y San Andrés Tlalamac. El emplazamiento de los flujos comportaría la generación de incendios, la destrucción de infraestructura temporal o permanente y la pérdida de suelo fértil en toda la zona de su recorrido.

El mapa de peligros por flujos de lava para el volcán Popocatépetl (Figura 128) en formato impreso muestra las áreas generales susceptibles de inundarse por derrames de lava en caso de la ocurrencia de erupciones como las descritas para los tres escenarios descritos.

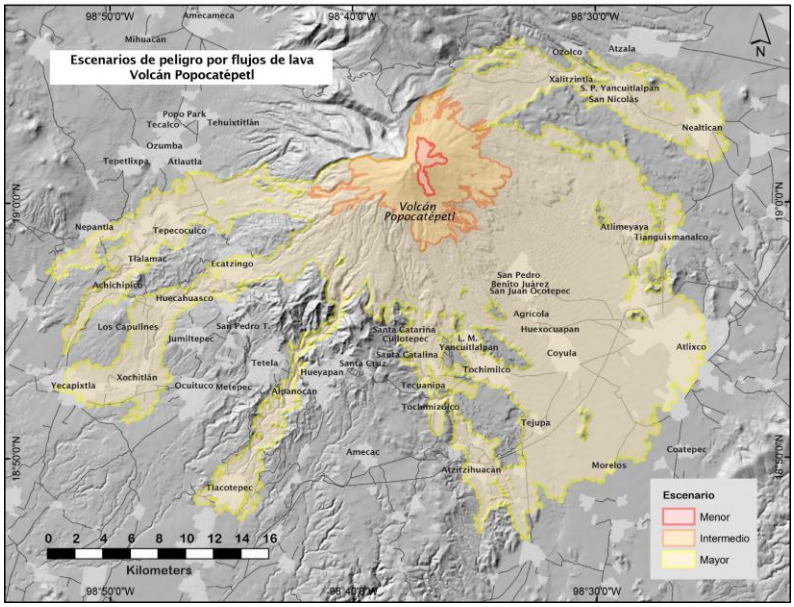


Figura 127. *Mapa de peligros por emisión de flujos de lava para el escenario de mayor magnitud. Los flujos de lava tienen origen en las fallas y fisuras que cruzan el volcán y tienen alcances promedio de 23 km. El área susceptible a ser afectada por este tipo de flujos, de 720 km^2, se extiende hacia las planicies E, SE y S alrededor del volcán; mientras que al N y SW los relieves del paleovolcán Nexpayantla y de los depósitos de avalancha de escombros constituyen barreras naturales de protección frente a este tipo de fenómeno.*

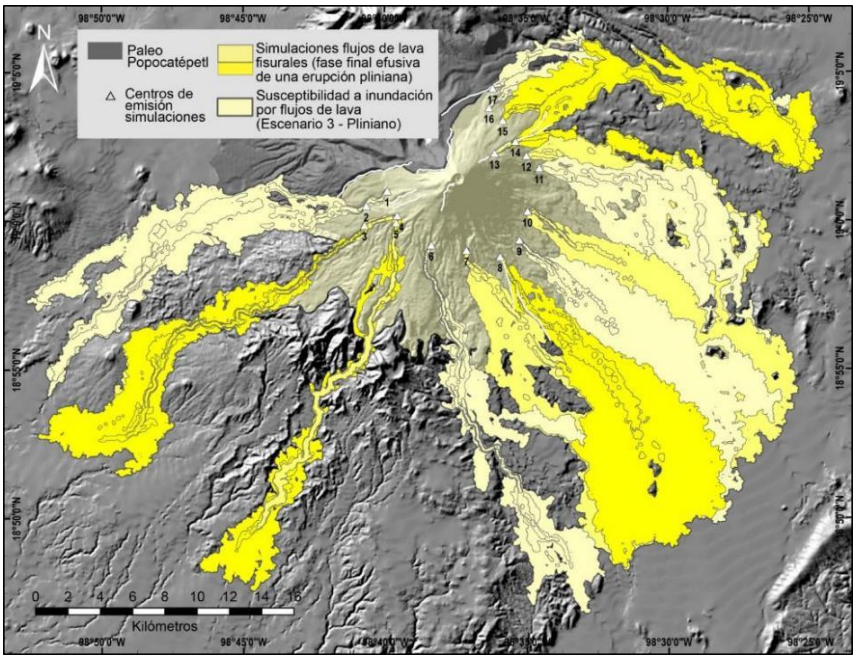


Figura 128. *Mapa de escenarios de peligro por emisión de flujos de lava del volcán Popocatépetl. En rojo se señala el área susceptible de inundación en caso de ocurrir derrames del domo en el escenario eruptivo de menor magnitud, con una extensión de 4 km^2. En naranja se señala el área susceptible a inundarse en caso de producirse actividad efusiva en el escenario de magnitud intermedia, con un área de 120 km^2. El área marcada en amarillo, con una extensión de 720 km^2 representa el área que podría resultar afectada en caso de emitirse flujos de lava asociados a una erupción pliniana, como las descritas para el escenario de mayor magnitud.*

Mapa de avalanchas: Colapso estructural
Claus Siebe, Sergio Salinas, Dolors Ferrés

El colapso estructural de un volcán consiste en el desprendimiento súbito de una gran parte del edificio volcánico. Se produce en estratovolcanes con fuertes pendientes, afectados por fallas y con materiales muy alterados hidrotermalmente. Las causas principales del colapso son factores estructurales dinámicos, cambios en los esfuerzos de tensión y compresión en el interior del edificio volcánico, generados por intrusiones magmáticas, sismos fuertes y/o lluvias intensas.

El colapso estructural de grandes edificios volcánicos está fuertemente influenciado por el campo de esfuerzos existente en la región donde se encuentra el volcán. Las zonas más propensas a derrumbarse son aquéllas que están en la dirección de la traza horizontal del esfuerzo mínimo. La distribución que tienen los esfuerzos de tensión, compresión e intermedio, es fundamental para reconocer los sistemas de fracturación y fallas regionales e identificar las zonas de debilidad. La posición y orientación del esfuerzo tensional es el más importante cuando se trata de colapsos estructurales en volcanes.

El producto de los colapsos estructurales son enormes avalanchas de rocas con volúmenes de hasta 10 km^3 que viajan a velocidades cercanas a los 100 km/hora y destruyen y sepultan todo lo que encuentran a su paso. Estos flujos de escombros de grandes dimensiones tienen una gran movilidad, debido a que el impulso adquirido por los materiales en movimiento les permite sobrepasar barreras topográficas de hasta centenares de metros de altura.

Los efectos directos del colapso estructural y de las avalanchas de escombros son el sepultamiento y la destrucción de todo lo que encuentran a su paso, alterando enormemente la topografía del terreno y provocando cambios ambientales y en la red hidrográfica de la zona afectada. Así mismo, suelen ser detonantes de erupciones plinianas de gran magnitud, por la despresurización súbita de la cámara magmática debido a la pérdida de un volumen importante de materiales del cono volcánico.

Por otra parte, pueden producirse diversos fenómenos inducidos como son la formación de flujos de escombros (lahares) en períodos de lluvia posteriores al evento, por movilización de los materiales deslizados, así como la ocurrencia de crecidas, avenidas e inundaciones por el cambio en el recorrido de quebradas y flujos de agua.

En el volcán Popocatépetl se han reconocido los depósitos de tres avalanchas de escombros, principalmente en los sectores S y SW, que representan el registro de los colapsos estructurales de los volcanes antiguos Nexpayantla y Ventorrillo, antecesores del actual volcán Popocatépetl. Los tres depósitos de avalancha cubren un área de al menos 1,500 km^2 y alcanzan distancias de hasta 72 km desde el cráter actual (cerca de Huehuetlán El Chico, Puebla). El último colapso estructural ocurrió hace 23,500 años A. P. y originó una avalancha de escombros que movilizó un volumen de 10.4 km^3 de materiales, alcanzando distancias superiores a los 70 km hacia el S. El colapso generó también la despresurización de la cámara magmática del volcán y dio lugar al inicio de una de las erupciones plinianas más grandes registradas, la erupción "Pómez Blanca o Pómez Tochimilco", que marca el inicio de la construcción del volcán Popocatépetl moderno o actual.

Los eventos de colapso estructural y de formación de avalanchas de escombros no son procesos frecuentes. Son eventos que marcan el final e inicio de ciclos constructivos de decenas de miles de años de volcanes de gran envergadura.

Aunque la posibilidad de ocurrencia de un nuevo colapso estructural en el volcán Popocatépetl está en el rango de decenas a centenas de miles de años, es importante conocer este fenómeno y sus alcances por el alto poder destructivo que conllevan. El mapa de peligros por avalanchas de escombros muestra la zona más probable donde podría emplazarse una avalancha de escombros, en caso de ocurrir un nuevo colapso estructural. El área señalada tiene una extensión de 1,200 km^2 y engloba el área afectada por las dos últimas avalanchas de escombros conocidas del volcán Popocatépetl y un sector adicional, al SE del volcán, que se extendería por las planicies entre Atlixco, Izucar de Matamoros y Huhuetlán (Figura 129).

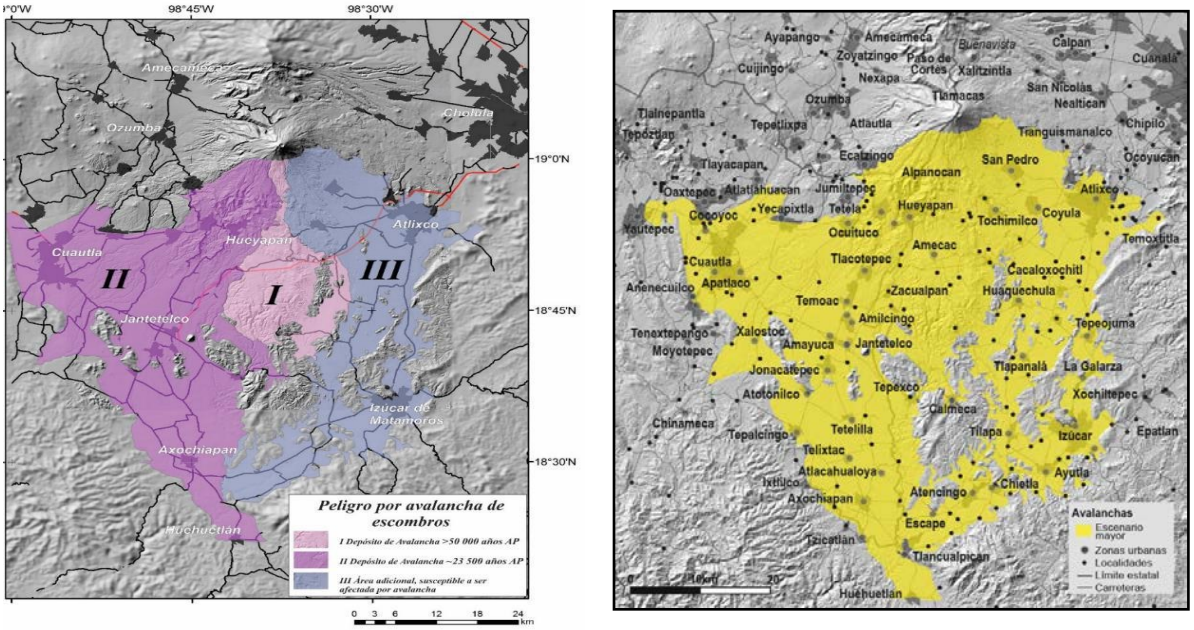


Figura 129. *a) Mapa de las zonas afectadas por las avalanchas de escombros DAD1 o Tlayecac Inferior (>50,000 años A.P.; zona I) y DAD2 o Tlayecac superior (~23,500 años A.P.; zona 2) y de una nueva posible área de afectación (zona III); b) Mapa de peligros por avalanchas de escombros: en color amarillo se señala el área que podría ser ocupada parcialmente por una futura avalancha de escombros*

V. MAPA DE PELIGROS VOLCÁNICOS ACTUALIZADO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

21. Aspectos técnicos para la construcción del mapa y su integración al Atlas Nacional de Riesgos.

Amiel Nieto Torres, Lucrecia Torres Palomino, Ana Lillian Martin Del Pozzo

EL Modelo Digital de Elevación del Popocatépetl con resolución de 3 metros (INEGI 2015)

La generación del Modelo Digital de Elevación (MDE) del Popocatépetl y su zona de influencia con resolución de 3 metros se realizó por parte del INEGI a partir de la aplicación de procesos fotogramétricos con software de última generación a imágenes de satélite de alta resolución (50 cm). Se extrajeron sub-imágenes homólogas digitales, que se correlacionan por medio de su información radiométrica (los valores de la escala de grises o de RGB) y así se determinaron áreas homólogas. Una vez obtenidos los puntos fotogramétricos, éstos se procesaron para realizar la clasificación automática de puntos de altimetría, obteniendo de este proceso dos nubes de puntos clasificadas, una con los datos referentes al terreno y a los elementos presentes en el mismo (modelo de superficie) y otra con la información que corresponde únicamente al terreno con apoyo de líneas de quiebre restituidas (modelo del terreno). De estas nubes se derivaran los archivos *raster* con una resolución de 3 metros de la cobertura territorial para la zona de influencia del Popocatépetl. En total se obtuvieron 196 formatos a escala 1:10 000 de modelos de tipo superficie y la misma cantidad de modelos del terreno, para un total de 392 submodelos. Con este modelo de elevación fue posible modelar lahares, flujos piroclásticos y derrames de lava.

Modelo de sombreado del relieve a partir del MDE

El modelo de sombreado del relieve ayuda a una rápida interpretación del relieve, facilitando de manera importante la concepción espacial de un terreno, por lo que se eligió este modelo para sur utilizado como mapa base en la representación de los diferentes mapas que conforman los mapas de peligros del Popocatépetl.

Se procesó el MDE del Popocatépetl y se obtuvo el modelo de sombreado del área de influencia del Popocatépetl (Figura 130). Se utilizó un valor de altitud de 45, que representa el ángulo sobre el horizonte desde donde incide la luz del sol (0º es el horizonte, 90º es el medio cielo). Este valor determina el alargamiento de las sombras sobre el mapa topográfico; cuanto más cerca el sol del horizonte, las sombras son más alargadas.

El azimut elegido fue de 315°, este valor representa el ángulo respecto al norte desde donde proviene la luz del sol (0º es el Norte, 90º es el Este, 180º el Sur y 270º el Oeste). O sea, que dependiendo en qué punto cardinal coloquemos el sol, las sombras se dirigirán hacia el contrario.

El Atlas Nacional de Riesgos

El Atlas Nacional de Riesgos (ANR), es un instrumento que integra información sobre agentes perturbadores, su área de influencia y el sistema afectable de forma espacial y temporal; mismo que requiere una constante actualización de la información proveniente de nuevos estudios provenientes de universidades, centros de investigación e instancias públicas. Para la integración de nueva información al ANR resulta necesario que la información se encuentre homogénea a la base de datos geográfica que lo conforma; y esto es con los estándares internacionales de datos espaciales, para que facilite el intercambio y manejo de información geoespacial. El formato geográfico que se contempló para la generación de los mapas de peligros fue el *shapefile* que es un formato vectorial de almacenamiento digital donde se guarda la localización de los elementos geográficos y sus atributos asociados a ellos, este formato se puede integrar directamente al ANR.

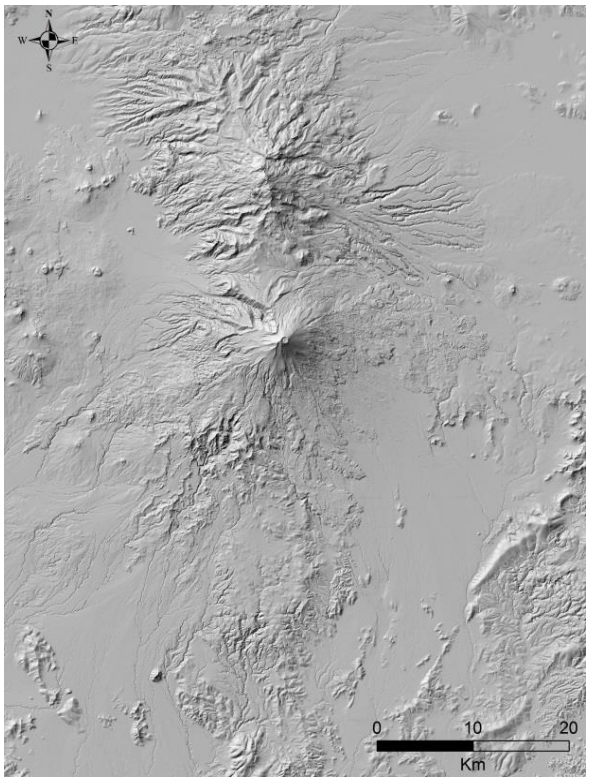


Figura 130. *Modelo de sombreado del relieve a partir del MDE del Popocatépetl con resolución de 3 metros.*

Sistema de referencia espacial

El DATUM, es un conjunto de puntos de referencia en la superficie terrestre con los cuales son tomadas las medidas de posición y se asocian a un modelo de la forma de la Tierra (elipsoide de referencia) para definir el sistema de coordenadas geográfico. En este trabajo se utilizó el DATUM ITRF08 según el Marco de Referencia oficial para México establecido por el órgano rector en el tema de información geográfica, el instituto Nacional de estadística y Geografía INEGI, que además se ajusta a los parámetros que considera la base de datos del ANR.

Los mapas se elaboraron en diferentes proyecciones para la modelación y procesamiento de los datos, por ejemplo la Universal Transversa de Mercator o la cilíndrica para los levantamiento en campo; sin embargo para la integración de la información en un proyecto en SIG resultó necesaria la homogenización de los datos a una sola proyección y que la misma fuera compatible con la proyección que maneja el ANR. Se eligió la Cónica Conforme de Lambert (CCL) para la representación cartográfica de los mapas, que permite además la medición de distancias y áreas en metros.

Elaboración de un sistema de información geográfica para el análisis de los distintos peligros volcánicos del Popocatépetl

Se construyó un proyecto en un Sistema de Información Geográfica, ArcGis 10.2 para la elaboración de los mapas. Se conformaron grupos de información de los diferentes peligros, representados por la simbología de semáforo que maneja la información de peligros de Protección Civil, y definiendo una clasificación que permita la comprensión del peligro de cada uno de los escenarios generados. Se eligió el color rojo para representar las zonas de mayor peligro, zonas que son afectadas aun en erupciones menores pero de mayor probabilidad de ocurrencia. Se utilizó el color naranja para señalar las zonas de peligro intermedio, estas zonas son afectadas por los productos de erupciones que tienen una probabilidad intermedia de ocurrir y finalmente se eligió el color se utilizó el amarillo para representar las zonas que pueden ser afectadas en erupciones mayores pero con baja probabilidad de ocurrir. Este proyecto se entregó al CENAPRED en un archivo .mxd para su integración al Atlas Nacional de Riesgos.

Así mismo, se generaron los metadatos para cada una de las capas que conforman el proyecto en Arcgis para que se integren y estén disponibles para su consulta. En la generación de los metadatos se siguieron los lineamientos de la Norma Mexicana para la elaboración de metadatos y se realizó una plantilla para la integración de las variables necesarias y su análisis en una hoja de cálculo. En los metadatos se presenta una breve explicación sobre cada uno de los fenómenos y las zonas que pueden afectar, así como el sistema de referencia espacial y extensión de cada una de las distintas zonas de peligros. Los metadatos fueron entregados al CENAPRED para su integración al Atlas Nacional de Riesgos.

La escala de los mapas de peligros

Los mapas de peligros por flujos piroclásticos, lavas y balísticos tienen una misma escala, ya que los alcances que tienen estos productos son equiparables, en estos mapas 1 cm en el mapa equivale a 2.5 km en el terreno. El mapa de lahares y avalanchas tienen una escala menor debido a que la extensión de estos fenómenos abarca una mayor área, aquí 1 cm es igual a 5 km en el terreno. Los mapas de peligro por cenizas tienen distintas escalas ya que la distribución de las cenizas en los tres distintos escenarios abarcan áreas distintas: El alcance de las cenizas en la erupción de mayor probabilidad tiene una cobertura principalmente en el centro del país, en este mapa 1 cm es igual a 20 km en el terreno. El mapa de probabilidad intermedia tiene una distribución mayor que se extiende desde el Golfo de México hasta el Océano Pacífico, la escala es 1 cm equivale a 30 km en el terreno. Finalmente el mapa de distribución de cenizas en la erupción mayor con una menor probabilidad de ocurrencia abarca un área a nivel regional, en este mapa 1 cm es igual a 150 km en el terreno.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los doctores Edgardo Cañon, Juan Manuel Espíndola, Ramón Espinasa y Jaime Yamamoto, así como al CENAPRED por las valiosas sugerencias y aportaciones y en especial a los doctores Arturo Iglesias y Carlos Valdés por su apoyo durante el desarrollo de este proyecto.

Esta monografía es una memoria técnica, resultado del proyecto FOPREDEN financiado por la Sectretaría de Gobernación para la actualización del mapa de peligros del volcán Popocatépetl.

REFERENCIAS

Acuña R., 1986, Relaciones Geográficas del Siglo XVI: México, Tomo Segundo, Instituto de Investigaciones Antropológicas, Serie: Antropología, 65, 316pp.

Ajofrín F (1765, 1964) Diario del viaje que hizo a la América en el Siglo XVII el P. fray Francisco de Ajofrín. Instituto Cultural Hispanoamericano vol. 2, México, 66pp.

Alamán L (1844, 1969). Disertaciones vol. 3. Ed. Jus, México, 381oo.

Alatorre-Ibargüengoitia M.A., Delgado-Granados H., Farraz-Montes I., 2001, Mapa de Peligros por Caída de Productos balísticos del Volcán Popocatépetl. Instituto de Geofísica, UNAM, y Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED), México.

Alatorre-Ibargüengoitia M.A., Delgado-Granados H., Farraz-Montes I.A., 2006, Hazard zoning for ballistic impact during volcanic explosions at Volcán de Fuego de Colima (Mexico). *Geological Society America Special Paper*, 402, 26-39.

Alatorre-Ibargüengoitia M.A., Scheu B., Dingwell D.B., Delgado-Granados H., Taddeucci, J., 2010, Energy consumption by magmatic fragmentation and pyroclast ejection during Vulcanian eruptions*. Earth and Planetary Science Letters*, 291, 60-69. doi:10.1016/j.epsl.2009.12.051.

Alatorre-Ibargüengoitia Miguel A., Delgado-Granados Hugo, 2006, Experimental determination of drag coefficient for volcanic materials: calibration and application of a model to Popocatépetl volcano (Mexico) ballistic projectiles. *Geophysical Research Letters*, 33, L11302, doi:10.1029/2006GL026195.

Alatorre-Ibargüengoitia Miguel A., Delgado-Granados H., Dingwell D.B., 2012, Hazards Map for Volcanic Ballistic Impacts at Popocatépetl Volcano (Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 74, 2155-2169 doi: 10.1007/s00445-012-0657-2.

Alberico I., Lirer L., Petrosino P., Scandone R., 2002, A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, 1, 63–78.

Alberico I., Lirer L., Petrosino P., Scandone R., 2008, Volcanic hazard and risk assessment from pyroclastic flows at ischia island (southern italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 1, 118–136.

Alcalá y Mendiola M (1664, 1997). Descripción en bosquejo de la imperial cesárea, muy noble y muy leal ciudad de Puebla de los Ángeles. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. México, 299pp.

Alvarado T (1609, 1998) Crónica Mexicayotl. Universidad Nacional Autónoma de México. México, 187pp.

Anónimo (1500) Códice Vindobonensis Mexicanus I. México.

Anónimo (1533-1569) Códice Franciscano. México.

Anónimo (1554-1563) Códice Telleriano Remensis. México.

Anónimo (1565) Códice Vaticano. México.

Aramaki S., 1956, The 1783 activity of Asama Volcano, part I. *Recent Progress of Natural Science in Japan*, 27, 2-4, 189-229.

Arana-Salinas L., Siebe C., Macías J.L., 2010, Dynamics of the ca. 4965 yr 14C BP "Ochre Pumice" Plinian eruption of Popocatépetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192, 212–231.

Archivo General de la Nación (1803) Sobre el estado ruinoso de la iglesia parroquial de Amecameca, Clero regular y secular, exp. 13, fs. 361-409.

Atlas Z. D., Dixon J. E., Sen G., Finny M., Martin Del Pozzo A. L. 2006, Melt inclusions from Volcán Popocatépetl and Volcán de Colima Mexico: Melt evolution due to vapor-sutured crystallization during ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153, 221-240.

Auker M., Sparks R., Siebert L., Crosweller H., Ewert J., 2013, A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology*, 2, 1.

Bagnold R. A., 1954, Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London*, 225 (series A), 49-63.

Barberi F., Ghigliotti M., Macedonio G., Orellana H., Pareschi M., Rosi M., 1992, Volcanic hazard assessment of guagua pichincha (Ecuador) based on past behaviour and numerical models. *Journal of volcanology and geothermal research*, 49, 1, 53–68.

Baxter, P. J., Boyle R., Cole P., Neri A., Spence R., Zuccaro G., 2005, The impacts of pyroclastic surges on buildings at the eruption of the Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Bulletin of volcanology*, 67, 4, 292–313.

Baxter P., Neri A., Todesco M., 1998, Physical Modelling and Human Survival in Pyroclastic Flows. *Natural Hazards*, 17, 2, 163–176, doi:10.1023/A:1008031004183.

Benavente T (1541, 1994) Historia de los Indios de la Nueva España. Universidad Nacional Autónoma de México. México, 154pp.

Beverage J. P., Culbertson J. K., 1964, Hyperconcentrations of suspended sediment. In: American Society of Civil Engineers. *Proceedings, Hydraulics Division Journal,* 90 (HY6), 117-128.

Blong, R.J., 1984, Volcanic hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions. Academic Press, Orlando, Florida.

Blong, R.J., 1984. Volcanic Hazards. A sourcebook on the effects of eruptions. Academic press, Sydney, p. 424.

Bonasia R., Scaini C., Capra L., Nathenson M., Siebe C., Arana-Salinas L., Folch A., 2014, Long-range hazard assessment of volcanic ash dispersal for a Plinian eruptive scenario at Popocatépetl volcano (Mexico): implications for civil aviation safety. *Bulletin of* Volcanology, 76, 789.

Boudal C., Robin C., 1988. Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde au Popocatépetl. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 7, 955-971.

Boudal C., 1985. Petrologie d'un grand volcan andesitique mexicain: le Popo—le rôle de mèlanges de magmas dans les dynamismes de l'activité. D. Sc. thesis, Université de Clermont-Ferrand II, Centre de Recherches Volcanologiques, 140pp.

Boudal C., Robin C., 1989, Volcan Popocatépetl: recent eruptive history, and potential hazards and risks in future eruptions, en Latter, J.H. (ed.), Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings in Volcanology: Berlin, Springer Verlag, 1, 110-128.

Bower S.M., Woods A.W., 1996, On the dispersal of clasts from volcanic craters during small explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 19-32.

Branney M.J., Kokelaar B.P., 2002, Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London.

Caballero C., Capra L., 2014, The use of FLO2D in lahar hazard evaluation at Popocatépetl volcano. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14, 3345-3355.

Caballero G., Nieto A., Espinasa R., Castañeda E., Hernández A., 2015, Reporte de la Actividad del volcán Popocatépetl durante el año 2014. CENAPRED. 63pp.

Caballero G., Nieto A., Espinasa R., Castañeda E., Hernández A., 2016, Reporte de la Actividad del volcán Popocatépetl durante el año 2015. CENAPRED. 52pp.

Caballero L., Capra L., 2016, Evaluating the performance of FLO2D for simulating past lahar events at the most active Mexican volcanoes: Popocatépetl and Volcán de Colima. In: Webley, P., Riley, K., Thompson, M.P. (eds) Natural Hazard Uncertainty Assessment: Modeling and Decision Support, AGU. Geophysical Monograph Series.

Cadoux A., Missenard Y., Martinez-Serrano R.G., Guillou H., 2011, Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine*, 148, 3, 492-506.

Camacho H., 1925, Notes about the current activity at Popocatépetl regarding seismology. *Anales del Instituto Geológico de México*, 1, 2, 38-48.

Capra L., Borselli L., Varley N., Norini G., Gavilanes J.C., Sarocchi D., Caballero C., 2010, Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: surface hydro-repellency as initiation process*. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 105-117.

Capra L., Macias J.L., Scott K.M., Abrams M., Garduno-Monroy V.H., 2002, Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - behavior, and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 1-2, 81-110.

Capra L., Manea V., Manea M., Norini G., 2011, The importance of digital elevation model resolution on granular flow simulations: a test case for Colima volcano using TITAN2D computational routine. *Natural Hazards*, 59, 665-680.

Capra L., Poblete M.A., Alvarado R., 2004, The 1997 and 2001 lahars of Popocatépetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 351-369.

Carrasco Nuñez G., Silva Mora L., Delgado Granados H., Urrutia Fucugauchi J., 1985, Geología y paleomagnetismo del volcán Popocatépetl. *Memorias de la Reunión Anual de la U.G.M.*, 205-225pp.

Caruso P., Pareschi M.T., 1993, Estimation of lahar and lahar-runout flow hydrograph on natural beds. *Environmental Geology*, 22, 141-152.

Cas R. A. F., Wright J.V., 1988, Volcanic Successions, Modern and ancient. Unwin and Hyman, London, 528pp.

Casadevall T.J., 1992, Volcanic hazards and aviation safety, lessons of the past decade. FAA Aviation Safety Journal, 2,1-11.

Casadevall T.J., Delos Reyes P.J., Shneider D.J., 1996, The 1991 Pinatubo eruptions and their effects on aircraft operations. In: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds.) Fire and mud-eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, Seattle. 1071-1085pp.

Casanova Becerra J. M., C. Rangel Placencia., Delgado Granados H., 1987, Popocatépetl: Guía turística, deportiva e histórica, Dir. Gral. Act. Dep. y Rec., U.N.A.M., Serie Volcanes de México, 252pp.

CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres), http://www.cenapred.gob.mx/es/Instrumentacion/InstVolcanica/MVolcan/.

Cervantes de Salazar F (1560, 1985) Crónica de la Nueva España. Porrúa; México, 860pp.

Charbonnier S. J., Gertisser R., 2012, Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block-and-ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: Towards a short-term hazard assessment tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231, 87–108.

Chavero A (1892, 1979) Lienzo de Tlaxcala 1550-1564. Cosmos; México, 78pp.

Chimalpahín D (1612, 1998). Las Ocho Relaciones y el Memorial de Colhuacan. Tomos I y II. CONACULTA, Cien de México; México, 300pp.

Clavijero F (1781, 2003) Historia antigua de México. Porrúa, México, pp 878.

Conte G., Urrutia Fucugauchi J., Goguitchaichvili A., Soler Arechalde A. M., Morton Bermea O., 2004, Paleoagnetic study of lavas from the Popocatepetl volcano region, central Mexico. *International Geology Reviews*, 46, 210-225.

Córdoba G., Villarosa G., Sheridan M.F., Viramontes J.G., Beigt D., Salmuni G., 2015, Secondary lahar hazard assessment for Villa la Angostura, Argentina, usign Two-Phase-Titan modelling. *Natural Hazards and Earth System Science*, 15, 757-766.

Cortés H (1520, 1985) "Cartas de Relación." Espasa-Calpe Mexicana, Colección Austral; México, pp 290.

Cortés Ramos J., 2016, Determinación de los regímenes glaciales en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl: factores físicos del retroceso y evolución glacial en México. Tesis doctoral. Posgrado en Ciencias de la Tierra, U.N.A.M. 167pp.

Costa J. E., 1988, Rheologic, geomorphic, and sedimentologic diffentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. In Flood geomorphology, Baker, V. R.,pp

Davies H.D., 1984, Structural Geology of Rocks and Regions. Wiley and Sons, New York, 492pp
De la Cruz Reyna S., Quezada J.L., Peña C., Zepeda O., Sánchez T., 2001, Historia de la actividad reciente del Popocatépetl (1354-1993). In: Las cenizas volcánicas del Popocatépetl y sus efectos para la Aeronavegación e infraestructura Aeroportuaria, SEGOB-CENAPRED, 3-20pp.

De la Cruz S., Quezada, J. L., Peña C., Zepeda O., Sánchez T., 1995, Historia de la actividad del Popocatépetl (1354–1995), Volcán Popocatépetl: Estudios Realizados durante la Crisis de 1994–1995. CENAPRED, México, D.F., 3–22pp.

De la Cruz S., Siebe C., 1997, The giant Popocatépetl stirs. *Nature*, 388, 227.

De la Cruz-Reyna S., Tilling R., 2008, Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatépetl Volcano, México: importance of an effective hazards warning system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 121–134.

De la Cruz-Reyna S., 1991, Poisson-distributed patterns of explosive eruptive activity. *Bulletin of Volcanology*, 54, 57–67.

De la Cruz-Reyna S., Tárraga M., Ortiz R., Martínez-Bringas A., 2010, Tectonic earthquakes triggering volcanic seismicity and eruptions. Case studies at Tungurahua and Popocatépetl volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193, 37–48.

de' Michieli Vitturi M., Neri A., Esposti Ongaro T., Lo Savio S., Boschi E., 2010, Lagrangian modeling of large volcanic particles: Applications to Vulcanian explosions. *Journal of Geophysical Research*, 115, B08206, doi:10.1029/2009JB007111.

Delgado Granados H., Julio Miranda P., Ontiveros González G., Cortés Ramos J., Carrasco Núñez G., Pulgarín Alzate B., Mothes P., Moreno Roa H., Cáceres Correa B.E., 2015, Hazards at Ice-clad volcanoes. In: W Haeberli (Ed.), Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier Book Series on Natural Hazard, 607-636pp.

Delgado Granados H., 1997, The glaciers of Popocatépetl volcano (Mexico): Changes and causes. *Quaternay International*, 43/44, 53-60.

Delgado Granados H., 2002, Patrones de viento en las cercanías del volcán Popocatépetl, los productos balísticos y sus efectos en: Las cenizas volcánicas del Popocatépetl y sus efectos para la Aeronavegación e infraestructura Aeroportuaria. SEGOB. CENAPRED, 51-81pp.

Delgado Granados H., Arciniega R., Calvario D., 1986, Estudios glaciológicos en los volcanes Popocatépetl e Iztaccíhuatl. En: Resúmenes de la Convención Nacional, Sociedad Geológica de México, 109pp.

Delgado Granados H., Carrasco Nuñez G., Urrutia Fucugauchi J., Casanova Becerra J. M., 1988, Analysis of the eruptive records of the Popocatépetl volcano, México, Kagoshima International Conference on volcanoes, Kagoshima, Japan, proceedings, 510-513pp.

Delgado Granados H., Julio Miranda P., Huggel C., Ortega Del Valle S., Alatorre Ibargüengoitia M.A., 2007, Chronicle of a death foretold: Extinction of the small-size tropical glaciers of Popocatépetl volcano (México). *Global and Planetary Change*, 56, 13–22.

Delgado Granados H., Vázquez Selem L., Cortés Ramos J., Julio Miranda P., Ontiveros González G., Soto Molina V.H., 2016, La Criósfera en México. In: Reporte Mexicano de Cambio Climático: Bases Científicas, Modelos y Modelacion, Grupo 1, C. Gay y J. C. Rueda Eds., UNAM-PINCC, Capítulo 4, 79-111pp.

Delgado-Granados H., Cárdenas-González L., Piedad-Sánchez N., 2001, Sulfur dioxide emissions from Popocatépetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 108, 107-120.

Díaz del Castillo B (1575, 1974) Historia verdadera de la conquista de la Nueva España. Porrúa; México, 700pp.

Díaz del Castillo, B., 1980, Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España, Ed. Porrúa, México, Colección Sepan Cuántos, 700 pp.

EASA, 2012, Possible courses of action for EASA to address the issue of volcanic ash ingestion in turbine engines. European Aviation Safety Agency. Advanced notice of proposed amendment (A-NPA), 21-18 pp.

Espinasa Pereña R., 2012, Historia de la Actividad del volcán Popocatépetl, 17 años de erupciones. CENAPRED, 69pp.

Espinasa-Pereña R., Martin-Del Pozzo A.L., 2006, Morphostratigraphic evolution of Popocatépetl volcano, México, In: Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre-Díaz, G.J., (eds.), Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 402, 101–123, doi:10.1130/2006.2402(05).

Fagents S. A., Baloga S. M., 2006, Toward a model for the bulking and debulking of lahars. *Journal of Geophysical Research*, 111, B10201, doi:10.1029/2005JB003986.

Fagents S.A., Wilson L., 1993, Explosive volcanic eruptions- VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophysical Journal International*, 113, 359-370.

Favalli M., Pareschi M.T., Zanchetta G., 2006, Simulation of syn-eruptive floods in the circumvesuvian plain (Southern Italy). *Bulletin of Volcanology*, 6, 349-362.

Ferrés D., Nieto A., Espinasa R., Reyes T., Flores X., González A., Ramírez A., 2012, Reporte de la Actividad del volcán Popocatépetl Durante el 2011. CENAPRED, 29pp.

Fisher R. V., 1995, Decoupling of pyroclastic currents: hazards assessments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 1, 257–263.

Fitzgerald R.H., Tsunematsu K., Kennedy B.M., Breard E.C.P., Lube G., Wilson T.M., Jolly A.D., Pawson J., Rosenberg M.D., Cronin S.J., 2014, The application of a calibrated 3D ballistic trajectory model to ballistic hazard assessments at Upper Te Maari, Tongariro. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 286, 248-262.

Folch A., Costa A., Macedonio G., 2009, FALL3D: A computational model for transport and deposition of volcanic ash. *Computers & Geosciences*, 35, 6, 1334-1342.

Folch A., Joroba O., Viramonte J., 2008, Volcanic ash forecast-application to the May 2008 Chaiten eruption. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 927-940.

Formenti Y., Druitt T.H., Kelfoun K., 2003 Characterisation of the 1997 Vulcanian explosions of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, by video analysis. *Bulletin of Volcanology*, 65, 587-605.

Friedländer I., 1921, La erupción del Popocatépetl, *Memorias de la Sociedad Científica "Antonio Alzate"*, 40, 219–227pp.

Fries C., 1960, Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología*. UNAM, 60, 236pp.

Fries C., 1962, Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. 20th International Geological Congress., Mexico, 1956, Fieldtrip guide No. C-9. UNAM, México, 17-53pp.

Fudali R.F., Melson W.G., 1972, Ejecta velocities, Magma Chamber Pressure and Kinetic Energy Associated with the 1968 Eruption of Arenal Volcano. *Bulletin of Volcanology*, 35, 383-401.

Goff F., Janik C.J., Delgado H., Werner C., Counce D., Stimac J. A., Siebe C., Love S.P., Williams S.N., Fischer T., Johnson L., 1998, Geochemical surveillance of magmatic volatiles at Popocatépetl volcano, México. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 6, 695-710.

Goff F., Love S.P., Warren R., Counce D., Obenholzner J., Siebe C., Schmidt S.C., 2001, Passive infrared remote sensing evidence for large, intermittent CO2 emissions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Chemical Geology*, 177, 133-156.

Gómez García L., Salazar Exaire C., Stefanón M., (Siglo XVII, 2000), Anales del Barrio de San Juan del Río: crónica indígena de la ciudad de Puebla Siglo XVII. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. México, 127pp.

Gonzalez-Huesca A., 2000, Estudio de detalle estratigráfico y sedimentológico del lahar de San Nicolas en el flanco noreste del Volcán Popocatépetl. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingenieria, UNAM, 110pp.

Gros, B., 1836, Ascention au Popocatépetl, Journal des de Bats, Octubre 1834, Nouv. Anual des Voyages, 34, pp. 44-68.

Guffanti M., Mayberry G. C., Casadevall T. J., Wunderman R., 2009, Volcanic hazards to airports. *Natural Hazards,* doi:10.1007/s11069-008-9254-2.

Guzmán Peredo M., (Recopilador), 1968, Las Montañas de México, Testimonios de los Cronistas, B. Costa Amic Ed., México, 230pp.

Heackel M., van Beusekom J., Wiesner M.G., Konig I., 2001, The impact of the 1991 Mount Pinatubo tephra fallout on the geochemical environment of the deep- sea sediments in the South China Sea. Earth Planetary Science Letters, 193, 151-166.

Heine K., Heide-Weise H., 1973, Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatépetl (Sierra Nevada, México) und ihre Bedeutung fur die Glazialgeologie, Palaeoklimatologie und Archaeologie. *Münstersche Forschungen in der Paläontologie und Geologie*, 31/32, 303–322

Herrera y Tordesillas A (1726, 1945) Historia General de los hechos de los castellanos en las islas y tierra firme del mar océano o Décadas. Universidad Complutense de Madrid. España, 788pp.

Huggel C., Delgado Granados H., 2000, Glacier monitoring at Popocatépetl volcano, Mexico: glacier shrinkage and possible causes. In: Hegg, C., VonderMuehll, D. (Eds.), *BeitraegezurGeomorphologie, Proceedings der Fachtagung der SchweizerischenGeomorphologischenGesellschaft*, Bramois (Kt. Wallis), Birmensdorf, Eidgenoessische Forschungsanstalt WSL, 97-106pp.

Huggel C., Schneider D., Julio Miranda P., Delgado Granados H., Kää A., 2008, Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: A case study on lahars from Popocatépetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 99–110.

Humboldt A (1844, 1944) Cosmos. Ensayo de una descripción física del mundo. Ed. Glem, Argentina, 601pp.

IAVATF-1, 2010. IAVATF-1 report – First meeting of the international volcanic ash task force – Agenda Item 5: Development of ash concentration thresholds. Document IAVTAF/1-DP/5.

Iverson R. M., 1997, The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 3, 245-296.

Jitousono T., Shimokawa E., Tsuchiya S., 1996, Debris flow following the 1994 eruption with pyroclastic flows in Merapi volcano, Indonesia. *Journal of the Japanese Society of Erosion Control Engineering*, 48, 109-116.

Julio-Miranda P., Delgado-Granados H., Huggel C., Kääb A., 2008, Impact of the eruptive activity on glacier evolution at Popocatépetl Volcano (México) during 1994-2004. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 86-98.

Julio-Miranda P*.,* González-Huesca A. E., Delgado Granados, H., Kääb A., 2005, Glacier melting formation during January 22, 2001, eruption, Popocatépetl volcano (Mexico). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 140, 93-102.

Kelfoun K., Samaniego P., Palacios P., Barba D., 2009, Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 71, 1057–1075.

Kochel R. C., Patton P.C., (eds.), New York, J. Wiley and Sons, 113-122.

Komorowski J.-C., Jenkins S., Baxter P., Picquout A., Lavigne F., Charbonnier S. J., Gertisser R., Preece K., Cholik N., Budi-Santoso A., Surono, 2013, Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: Processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261, 260–294.

Konstantinou K.I., 2015, Maximum horizontal range of volcanic ballistic projectiles ejected during explosive eruptions at Santorini caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 107-115.

Larocque A. C. L., Stimac J. A., Siebe C., Greengrass K., Chapman R., Mejía S. R., 2008, Deposition of high-sulfidation Au assemblage from a magmatic volatile phase, Volcán Popocatépetl, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 51-60.

Larocque A., Stimac J., Siebe C., 1998, Metal residence sites in lavas and tuffs from Volcán Popocatépetl, México: Implications for metal mobility in the environment. *Environmental Geology* 33, 197-208.

Lavarriere J., 1858, Exploración del Valle de México, Informe producido por la Comisión Agregada a la Exploración del Valle de México, a consecuencia de la excursión que verificó al Popocatépetl y al Iztaccíhuatl, Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, Época I, Tomo VI, 191-205pp.

Lavigne F., Thouret J.C., Voight B., Suwa H., Sumaryono A., 2000, Lahars at Merapi volcano, Central Java: an overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, 423-456.

López de Gómara F (1552, 1977) Historia de las Indias y conquista de México. Vol. 1. Condumex, México, 502pp.

Lorenzo J. L., 1964, Los glaciares de México. *Monografías del Instituto de Geofísica*, UNAM, 2ª. ed., 123pp.

Love S.P., Goff F., Counce D., Siebe C., Delgado H., 1998, Passive infrared spectroscopy of the eruption plume at Popocatépetl volcano, México. *Nature*, 396, 563-567.

Love S.P., Goff F., Schmidt S.C., Counce D., Pettit D., Christensen B., Siebe C., 2000, Passive infrared spectroscopic remote sensing of volcanic gases: Ground-based studies at White Island and Ruapehu, New Zealand, and Popocatepetl, Mexico. In: Mouginis-Mark, P., Crisp, J. and Fink, J. (Editors): Remote sensing of active volcanism. *Geophysical Monograph*, 116, 117-138, Amer. Geophys. Union, Washington.

Macías J. L., Carrasco G., Delgado H., Martin Del Pozzo A. L., Siebe C., Hoblitt R., Sheridan M. F., Tilling R. I., 1995, Mapa de peligros volcánicos del Popocatépetl. *Publicación Especial del Instituto de Geofísica*, UNAM. México, D.F.

Macías J. L., Siebe C., 2005, Popocatépetl's crater filled to the brim: Significance for hazard evaluation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 327–330

Macías J.L., Carrasco G., Siebe C., 1995, Zonificación de Peligros del Popocatépetl. In: Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatépetl, estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. Edición Especial, Secretaría de Gobernación, 79-91pp.

Malin M.C., Sheridan M.F., 1982, Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, 217.

Manville V., Németh K., Kano K., 2009, A review of three decades of progress in the understanding of volcaniclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220, 136-161.

Marshak S., Mitra G., 1988, Basic Methods of Structural Geology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 446pp.

Martin Del Pozzo A., Rodríguez A., Portocarrero J., 2016, Reconstructing 800 years of historical eruptive activity at Popocatépetl Volcano, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 78, 18.

Martin Del Pozzo A.L., González-Moran T., Espinasa-Pereña R., Butrón M. A., Reyes M., 2008, Characterization of the recent ash emissions at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 61-75.

Martin Del Pozzo A.L., Cifuentes-Nava G., Cabral-Cano E., Sanchez-Rubio G., Reyes M., Martinez-Bringas A., Garcia E., Arango-Galvan C., 2002b, Volcanomagnetic signal during the recent Popocatépetl (México) eruptions and their relation to eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 113, 415-428.

Martin Del Pozzo A.L., Aceves F., Espinasa R., Aguayo A., Inguaggiato S., Morales P., Cienfuegos E., 2002a, Influence of volcanic activity on spring water chemistry at Popocatépetl Volcano, Mexico. *Chemical Geology*, 190, 207-229.

Martin Del Pozzo A.L., 2012, Precursors to eruptions of Popocatépetl Volcano, Mexico. *Geofísica Internacional*, 51, 1, 87-107.

Martin-Del Pozzo A.L., Cifuentes G., Cabral-Cano E., Bonifaz R., Correa F., Mendiola I.F., 2003, Timing magma ascent at Popocatepetl Volcano, Mexico, 2000-2001. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125, 107-120.

Martin-Del Pozzo A.L., Rodríguez A., Portocarrero J., 2016, Reconstructing 800 years of historical eruptive activity at Popocatépetl Volcano, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 78, 3, 1-13.

Martin-del-Pozzo A.L., Espinasa-Pereña R., Armienta M.A., Aguayo A., Reyes M., Sánchez G., Cruz O., Ceniceros N., Lugo J., González V., Butrón M.A., Villarreal M., 1995, La emisión de cenizas y variaciones geoquímicas durante diciembre marzo en el volcán Popocatépetli in Volcán Popocatépetl Estudios Realizados Durante la Crisis de 1994–1995. Centro Nacional de Prevención de Desastres UNAM, México, DF, 285–294.

Mártir de Angleria P., 1526, 1965, Décadas del Nuevo Mundo Tomo II. Porrúa, México, 792pp.

Mastin L.G., 2001, A simple Calculator of Ballistic Trajectories for Blocks Ejected During Volcanic Eruptions. U.S. Geological Survey Open-file Report 01-45, 16pp.

Miller T.P., Casadevall T.J., 2000, Volcanic ash hazards to aviation in Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S., Rymes H., Stix J. (eds) Encyclopedia of volcanoes. Academic, San Diego, 915-930.

Mizuyama T., Kobashi S., Ou G. Prediction of debris flow peak discharge. Proc Interprevent Int Symp, Bern, 99-108.

Mooser F., 1967, Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. *Boletín Instituto Nacional de Antropología e Historia*, 30, 12–15.

Mooser F., Meyer-Abich H., McBirney A.R., 1958, Catalogue of the active volcanoes of the world, including Solfatara fields (part VI, Central America). Naples, Italy, International Volcanological Association, 26–30.

Muñoz-Salinas E., Castillo-Rodríguez M., Manea V., Manea M., Palacios D., 2010, On the geochronological method versus flow simulation software application for lahar risk mapping: a case study of Popocatépetl volcano, Mexico. Journal Compilation 2010. *Swedish Society for Anthropology and Geography*, 311-328.

Muñoz-Salinas E., Manea V.C., Palacios D., Castillo-Rodriguez M., 2007, Estimation of lahar flow velocity on Popocatépetl volcano (Mexico). *Geomorphology*, 92, 91-99.

Muñoz-Salinas E., Renchler C., Palacios D., Namikawa L.M., 2008, Updating cannel morphology in digital elevation models: lahar assessment for Tenenepanco-Huiloac Gorge, Popocatépetl, Mexico. Natural Hazards 45, 309–320.

Murcia H.F., Sheridan M.F., Macias J.L., Cortés G.P., 2010, TITAN2D simulations of pyroclastic flows at Cerro Machín Volcano, Colombia: Hazard implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 161-170.

Murillo G., 1939, The activity of Popocatépetl. Volcanoes of Mexico, Ed. Polis, México, 75pp.

Murillo G., 1939, Volcanes de México, El Volcán Popocatépetl, Ed. Polis, México, II, 127pp.

Nakamura K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 1-16.

Nieto A., 2015, Evaluación de dos efectos a la salud asociados a la caída de ceniza del volcán Popocatépetl (1994-2008).Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM.

Nieto A., Espinasa R., Ferrés D., Contreras M., Cárdenas L., 2014, Reporte de la Actividad del volcán Popocatépetl durante el año 2013. CENAPRED. 65pp.

Nieto A., Ferrés D., Reyes T., Espinasa R., Flores X., González A., Ramírez A., 2013, Reporte de la Actividad del volcán Popocatépetl durante el Año 2012. CENAPRED. 75pp.

Nixon G.T., 1989, The geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 219, 58pp.

Novelo-Casanova D.A., Valdés-González C., 2008, Seismic pattern recognition techniques to predict large eruptions at the Popocatépetl, Mexico, volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 583–590.

O'Brien J., Julien P., 1988, Laboratory analysis of mudflow properties. *Journal of Hydraulics Engineering-ASCE*, 114, 877-887.

O'Brien J., Julien P., Fullerton W., 1993, Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulics Engineering-ASCE*, 119, 244-261.

Orozco y Berra J., 1886, Efemérides seismicas. Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate. Ex Arzobispado, México, 560pp.

Orozco y Berra J., 1887, Seismología. Efemérides Seísmicas Mexicanas, Memorias y Revista de la Sociedad Científica Antonio Alzate, México, v. II, 305-337 (1888, p. 221-288).

Palacios D. 1996, Recent geomorphologic evolution of a glaciovolcanic active stratovolcano: Popocatépetl (México). *Geomorphology*, 16, 319-335.

Panfil M.S., Gardner T.W., Hirth K.G., 1999, Late Holocene stratigraphy of the Tetimpa archaeological sites, northeast flank of Popocatépetl volcano, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 204–218, doi: 10.1130/0016-7606(1999)111<0204:LHSOTT>2.3.CO;2.

Patra A.K., Bauer A.C., Nichita C.C., Pitman E.B., Sheridan M.F., Bursik M., Rupp B., Webber A., Stinton A.J., Namikawa L.M., Enschler C.S., 2005, Parallel adaptive simulation of dry avalanches over natural terrain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, 1-22.

Pickering E.E., Bockholt J.L., 1971, Probabilistic Air Blast Failure Criteria for Urban Structures. Standford Research Institute, Menlo Park, CA.

Pierson T.C., Costa J.E., 1987, A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. Geological Society of America, *Reviews in Engineering Geology*, 7, 1-12.

Pierson T.C., Scott K.M., 1985, Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21, 1511-1524.

Plunket P., Uruñuela G., 1998, Preclassic household patterns preserved under volcanic ash at Tetimpa, Puebla, Mexico. *Latin American Antiquity*, 9, 4, 287-309.

Plunket P., Uruñuela G., 2006, Social and cultural consequences of a late Holocene eruption of Popocatépetl in central Mexico. *Quaternary International*, 151, 19-28.

Plunket P., Uruñuela G., 2008, Mountain of sustenance, mountain of destruction: the prehispanic experience with Popocatépetl Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 111-120.

Plunket P., Uruñuela G., 2005, Recent research in Puebla prehistory. *Journal of Archaeological Research*, 13, 89-127.

Ragan D.M., 2009, Structural Geology. An introduction to Geometrical Techniques (Fourth Edition). Cambridge University Press. E-book (NetLibrary). ISBN-13, 978-0-511-64137-4. 602pp.

Rendón S., 1965, Relaciones originales de Chalco-Amecameca escritas por Domingo Francisco Chimalpahín. Palografiado y traducido por S. Rendón, Fondo de Cultura Económica, México, Bibliografía Americana, Serie: Literatura Indígena, 40, 365pp.

Rickenmann D., 1999, Empirical Relationships for Debris Flows. *Natural Hazards*, 19, 47-77.

Robin C., Boudal C., 1987, A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcán Popocatépetl. *Journal of Volcanolgy and Geothermal Research*, 31, 115-130.

Robin C., 1984, Le volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques. *Bulletin Volcanologique*, 47, 1, 1-23.

Robin C., and Boudal C., 1987, A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatépetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 115–130, doi: 10.1016/0377-0273(87)90009-6.

Rodríguez H, 2004, Volcanic ash impact on international airport of Mexico City (AICM) due to emissions of Popocatepetl volcano in Proceedings of the 2nd international conference on volcanic ash and aviation safety, NOAA Office of the Federal Coordinator for Meteorology, Alexandria, 21–24 June 2004, 4/15–17.

Rojas M., Catalan M., Martin Del Pozzo A.L., Villalba J., Perez-Neria J.A., 2001, Seven Month prospective Study of the Respiratory Effects of Volcanic Ash from Popocatepetl Volcano. *Environmental Geochemistry and Health*, 106, 1-14.

Röller K. y C.A. Trepmann, 2003 (2007), Stereo 32, Version 0.9.4, Rhur-Universität Bochum, Institute für Geologie, Mineralogie & Geophysic. http://www.ruhr-uni-bochum.de/hardrock/downloads.html

Rowland S.M., Duebendorfer E.M., 1994, Structural Analysis and Synthesis. A laboratory Course in Structural Geology. (Second Edition). Blackwell Science, Inc. 279pp.

Sahagun B., 1577, Historia General de las cosas de la Nueva España. Medicea Library.Italy, 729pp.

Schaaf, P., Martínez, R., Solís, G., Hernández, M. S., Morales, J., Hernández, T., Siebe, C., Carrasco, G., 2001. Los volcanes Popocatépetl, Nevado de Toluca y Pico de Orizaba: Datos isotópicos de Sr, Nd y Pb y modelos genéticos (abstract). GEOS 21, 234.

Schaaf P., Stimac J., Siebe C., Macías J. L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in products from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes. *Journal of Petrology*, 46, 1243-1282.

Schilling S., 1998, LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones: USGS Open-file Report, 98-638.

Schmincke H.U., 2006, Volcanism. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 324pp.

Scott, K. M., 1988, Origin, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1447-A.

Seele E., 1973, Restos de Milpas y poblaciones prehispánicas cerca de San Juan Buenaventura Nealtican, Puebla. *Comunicaciones*, 7, 77-86.

Self S., Kienle J., Huot J., 1980, Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and Formation of the 1977 Craters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 39-65.

Sheridan M.F., Macías J.L., 1995, Estimation of risk probability for gravity-driven pyroclastic flows at Volcan de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 251-256.

Sheridan M.F., Malin M.C., 1983, Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Volcano, Lipari and Vesivius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 187-202.

Sheridan M.F., Hubbard B., Bursik M.I., Siebe C., Abrams M., Macías J.L., Delgado G.H., 2001, Gauging short-term volcanic hazards at Popocatépetl. *EOS Transactions of American Geophysical Union*, 82, 16, 185-188.

Sherwood A.E., 1967, Effect of Air Drag on Particles Ejected during Explosive Cratering. *Journal of Geophysical Research*, 72, 6, 1783-1791.

Siebe C., Macías J.L., Abrams M., Rodríguez-Elizarrarás S., Castro R., Delgado H., 1995, Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: Implications for future hazards in Chacko John (Editor): Guidebook for the 1995 Annual Meeting of the Geological Society of America, New Orleans, Louisiana, 1-47.

Siebe C., 2000, Age and archaelogical implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 45-64.

Siebe C., Abrams M., Macias J.L., Obenholzner J., 1996, Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology*, 24, 5, 399-402.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatépetl. Volcán Popocatépetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994–1995 in Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatépetl, Edición Especial, Secretaría de Gobernación, 195–220.

Siebe C., Arana-Salinas L., Abrams M., 2005, Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 141, 3–4, 15, 225–243.

Siebe C., Macías J. L., Abrams M., Rodríguez S. & Castro R., 1997, Catastrophic eruptions at Popocateépetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán–Oriental Basin, East–Central Mexico. In: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Puerto Vallarta, Mexico. Field Trip Guidebook 4, 88pp.

Siebe C., Macías J.L., 2005, La actividad del coloso in El mito de dos volcanes. Popocatépetl - Iztaccíhuatl. Museo del Instituto Nacional de Bellas Artes, México. Editorial RM, España, 138-144.

Siebe C., Macías J.L., 2006, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatépetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. In: Siebe C., Macías J.L., Aguirre G. (Eds.): Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from Mexico. Geological Society of America Special Paper No. 402 Boulder, Colorado, 253-329.

Siebe C., Macías J.L., Abrams M., Obenholzner J., 1996, La destrucción de Cacaxtla y Cholula: Un suceso en la historia eruptiva del Popocatépetl. Facultad de Ciencias, UNAM, *Revista Ciencias*, 41, 36-45,

Siebe C., Salinas S., Arana-Salinas L., Macías J.L., Gardner J., Bonasia R., (en preparación). The ~23,500 and 14C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatépetl volcano, México.

Siebe C., Schaaf P., Urrutia-Fucugauchi J., 1999, Mammoth bones embedded in a Late Pleistocene lahar from Popocatépetl volcano, near Tocuila, Central Mexico. Bulletin Geological Society of America, 111, 10, 1550-1562.

Sigurdsson H., S. Carey, and J. Espindola, 1984, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 1, 11–37.

Smith G.A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: Terminology and depositional processes. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1-10.

Smith, G.A., Fritz, W.J., 1989, Popocatépetl. Cycles of dome growth and destruction; continuing activity. *Geology*, 17, 375-376.

Smithsonian Institution, 1998a. Popocatépetl. Growing lava body in crater leads to larger explosions. Bulletin of the Global Volcanism Network, 23, 11.

Smithsonian Institution, 1998b. Popocatépetl. Ash emissions, fires following energetic explosions in December. Bulletin of the Global Volcanism Network, 23, 12.

Smithsonian Institution, 2003, Popocatépetl. Cycles of dome growth and destruction; continuing activity. . Bulletin of the Global Volcanism Network 28, 2.

Solís y Rivadeneira A., 1684, 1968, Historia de la Conquista de México, población y progresos de la América Septentrional, conocida por el nombre de Nueva España. Ed. Porrúa, México, 395pp.

Sosa H.A. (Recopilador), 1948, Parque Nacional Iztaccíhuatl – Popocatépetl, Secretaría de Agricultura y Ganadería, México, Dirección General Forestal y de Caza, 416pp.

Sosa-Ceballos G., Gardner J., Lassiter J.C., 2014, Intermittent mixing processes ocurring before Plinian eruptions of Popocatépetl volcano, Mexico: Insights from textural-compositional variations in plagioclase and Sr-Nd-Pb isotopes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 167, 2, 1-19.

Sosa-Ceballos G., Gardner J.E., Siebe C., Macías J.L., 2012, A caldera-forming eruption ~14,100 14C yr BP at Popocatépetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 213-214, 27-48.

Sosa-Ceballos G., Macías J.L., García-Tenorio F., Layer P., Schaaf P., Solís-Pichardo G., Arce J.L., 2015, El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatépetl volcano: insights from geochronology and geochemistry. *Bulletin of Volcanology*, 77, 91.

Steinberg G.S., Lorenz V., 1983, External Ballistic of Volcanic Explosions. Bulletin Volcanologique, 46 ,4, 333-348.

Stevens N.F., Manville V., Heron D.W., 2002, The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119, 89-105.

Stewart C., Johnston D.M., Leonard G.S., Horwell C.J., Thordarson T., Cronin S.J., 2006, Contamination of water supplies by volcanic ash fall: a literature review and simple impact modeling. Journal Volcanology and Geothermal Research, 158, 296-306.

Stinton A.J., Sheridan M.F., Patra A., Dalbey K., Namikawa L., 2004, Integrating variable bed friction into Titan2D mass-flow model: application to the Little Tahoma Peak avalanches, Washington: Acta Vulcanologica, 16, 153-163.

Straub S.M, Martin Del Pozzo A.L., 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatépetl volcano (central Mexico*). Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 487-520.

Stremme W., Ortega I., Siebe C., Grutter M., 2011, Gas composition of Popocatépetl volcano between 2007 and 2008: FTIR spectroscopic measurements of an explosive event and during quiescent degassing. *Earth and Planetary Science Letters*, 301, 502-510.

Sulpizio R., Dellino P., Doronzo D., Sarocchi D., 2014, Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 36-64.

Sulpizio R., L. Capra, D. Sarocchi, R. Saucedo, J. Gavilanes-Ruiz, N. Varley, 2010, Predicting the block-and-ash flow inundation areas at Volcán de Colima (Colima, Mexico) based on the present day (february 2010) status. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193, 1, 49-66.

Suter M., Aguirre G., Siebe C., Quintero O., Komorowski J. C., 1991, Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic belt, Mexico. In: Walawender, M. J., Hanan, B. B. (Eds.), Geological Excursions in Southern California and Mexico. Guidebook for the 1991 Annual Meeting of the Geological Society of America.

Suter M., Quintero O., Johnson C. A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo fault. *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11993.

Swanson D, Zolkos S, Haravitch B, 2010, Ballistic blocks surrounding Kilauea's caldera. Eos, American Geophysical Union, Transactions 91, V33B–V0646B.

Taddeucci J., Alatorre-Ibarguengoitia M., Palladino D.M., Scarlato P., Camaldo C., 2015, High-speed imaging of Strombolian eruptions: Gas-pyroclast dynamics in initial volcanic jets. *Geophysical Research Letters*, 42, 6253–6260, doi:10.1002/2015GL064874

Tanarro L.M., Andrés N., Zamorano J.J., Palacios D., Renschler, C.S., 2010, Geomorphological evolution of a fluvial channel after primary lahar deposition: Huiloac Gorge, Popocatépetl volcano (Mexico). *Geomorphology* 122, 178–190.

Thouret, J.-C., F. Lavigne, K. Kelfoun, S. Bronto, 2000, Toward a revised hazard assessment at Merapi volcano, Central Java*. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, 1, 479–502.

Tilling R.I. (editor), 1993, Los peligros volcánicos. World Organization of Volcano Observatories, Estados Unidos.

Valdés C., Gonzalez G., Arciniega A., Nava E., Santoyo M., 1995, Sismicidad del volcan Popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. In: Volcan Popocatepetl, estudios realizados durante la crisis de 1994–1995, CENAPRED and UNAM, 129–138.

Valdés-González, C., Quaas-Weppen, R., De la Cruz-Reyna, S., Guevara, E., Martínez, A., Castelán, G., Alcocer, S., Gutiérrez, C., Espitia, G., Galicia, F., Galicia, M., Gómez, A., Jiménez, G., Morquecho, C., Ortiz, J., Ramos, E., Romero, H. 2000. December set records in tremor, dome extrusion rates, SO2 flux, and tilt. Bull. Glob. Volcanism Netw. 25 (12).

Vallance J.V., Scott K.M., 1997, The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentological and hazard implication of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 2, 143-163.

Vallance J.W., 2005, Volcanic debris flows. In Debris-flows hazards and related phenomena, Jakob M. and Hungr O. Springer, Berlin, 247-272.

Vetancourt A., 1697, 1982, Teatro Mexicano: Descripción breve de los sucesos ejemplares históricos y religiosos del Nuevo Mundo de las Indias y crónica de la provincia del santo evangelio de México. Porrúa, México, 224pp.

Von Erffa A., Hilger W., 1975, Geologische Karte des Gebietes von Puebla-Tlaxcala. Das Mexiko Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft. 1/200 000.

Von Menz B. M., 1982, México en el siglo XIX visto por los alemanes. Universidad Nacional Autónoma de México, México, Serie de Historia Moderna y Contemporánea, 12, 482pp.

Wadge G., Isaacs M., 1988, Mapping the volcanic hazards from Soufriere Hills volcano, montserrat, west indies using an image processor. *Journal of the Geological Society*, 145, 4, 541-551.

Waitt R.B., Mastin L.G., Miller T.P., 1995, Ballistic Showers During Crater Peak Eruptions of Mount Spurr Volcano, Summer 1992. U.S.G.S. *Bulletin*, 89-106.

Werner C., Janik C.J., Goff F., Counce D., Johnson L., Siebe C., Delgado H., Williams S.N., Fischer T.P., 1997, Geochemistry of summit fumarole vapors and flanking thermal/mineral waters at Popocatépetl Volcano, Mexico, Los Alamos National Laboratory Report LA-13289-MS, UC 903, 1-33.

Wilson L., 1972, Explosive Volcanic Eruptions II. The Atmospheric Trajectories of Pyroclasts. Geophys. Jour. Roy. Astr., 30, 381-392.

Witter J.B., Kress V.C., Newhall C.G., 2005, Volcán Popocatépetl, Mexico. Petrology, Magma Mixing, and Immediate Sources of Volatiles for the 1994-Present Eruption. *Journal of Petrology,* 46, 11, 2337-2366.

Wohletz, K., Heiken G., 1992, Volcanology and geothermal energy, University of California Press Berkeley.

Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatépetl, editado por la Unidad de apoyo editorial, se terminó de imprimir en el mes de noviembre 2017 en los talleres de *Impretei S. A. de C.V.* con domicilio en Almería No.17, C.P. 03410 México,D.F. El tiro consta de 1000 ejemplares impresos sobre papel couche de 150 grs. Para su composición se utilizaron los tipos Minion Pro, Myriad Pro y Symbol.

View publication stats