



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
VULCANOLOGÍA

**EVALUACIÓN DEL RIESGO ASOCIADO AL VULCANISMO MONOGENÉTICO
HACIA LA CIUDAD DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
AMIEL NIETO TORRES

DIRECTORA DE TESIS
Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo
Instituto de Geofísica.

COMITÉ TUTOR
Dra. Lucia Capra Pedol
Centro de Geociencias.

Dr. David Novelo Casanova
Instituto de Geofísica.

Ciudad Universitaria, Cd. Mx. Septiembre 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Of. No. PCT/CSG/495/20

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y asignación de jurado para examen de grado.

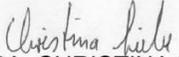
NIETO TORRES AMIEL
ESTUDIANTE DE DOCTORADO
P R E S E N T E,

El Comité Académico de Posgrado, reunido el 30 de junio del año en curso, aprobó el título de tesis "**Evaluación del riesgo por vulcanismo monogenético hacia la Ciudad de México**". Así mismo ratificó a la Dra. Ana Lilian Martín del Pozzo, como su asesora de tesis y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Juan Manuel Espíndola Castro	Presidente
Dra. Lucia Capra Pedol	Vocal
Dra. Ana Lilian Martín del Pozzo	Secretario
Dr. Gabriel Legorreta Paulín	Suplente
Dr. Benjamín Van Wyk de Vries	Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Ciudad Universitaria, Cd. Mx., a 10 de julio de 2020.
COORDINADORA DEL PROGRAMA


DRA. CHRISTINA SIEBE GRABACH

CSG*gaba

Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme continuar con mis estudios.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca 25160, otorgada para la realización de estudios de doctorado. A la Secretaría de Ciencia, Tecnología e Innovación de la Ciudad de México por la beca otorgada para la culminación de esta tesis, dentro del proyecto SECITI I160.

A mi tutora, la Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo por su amistad, apoyo y asesoría durante toda mi formación académica.

A la Dra. Lucia Capra Pedol y al Dr. David Novelo Casanova quienes hicieron comentarios y aportaciones muy pertinentes desde el inicio de esta investigación.

Al Dr. Gianluca Gropelli de la Universidad de Milán, Italia, por aceptarme para hacer una estancia de investigación y enseñarme a realizar las simulaciones probabilísticas de derrames de lava.

Los doctores Juan Manuel Espíndola Castro, Gabriel Legorreta Paulín, y Benjamín Van Wyk de Vries, revisaron el escrito e hicieron observaciones acertadas que permitieron mejorar este trabajo.

A lo largo de mis estudios de doctorado me beneficié ampliamente del conocimiento compartido de manera particular por Joan Martí, Laura Becerril, Costanza Bonadonna y Corine Frischknecht.

Gracias a la beca otorgada por la alianza entre la Asociación Latinoamericana de Vulcanología y la Universidad de Ginebra, pude formar parte del curso CERG-C, en donde profundicé sobre los temas de riesgo tratados en esta tesis.

A Carmen Jaimes Viera quien colaboró en el trabajo de campo y en la discusión de los aspectos vulcanológicos. A Dolors Ferres por proporcionarme el ELFM en una etapa inicial de esta investigación. A Ramón Espinasa, Carlos Gutiérrez y Carlos Valdés por permitirme trabajar en esta investigación durante mi permanencia en el CENAPRED.

A la Dra. Cristina Siebe, por el apoyo brindado y a las secretarías del posgrado Araceli Chaman, Ericka Ulloa y Gloria Alba, quienes siempre son muy amables y facilitan todos los trámites.

Mis compañeros y amigos Andrés Salinas, Crisóforo Torres, Alan Rodríguez, Mariana Sandoval, Alexia Fuentes, Montserrat Luna, Cesar Santos y Christian Kalmes colaboraron en el trabajo de campo.

Dedicatoria

A mi papá, a mi mamá y a mis hermanos.

A Carmen y a Leo.

Contenido	Pág.
Resumen	8
Abstract	9
1. Introducción.	11
1.1. Planteamiento del problema	11
1.2. Justificación.	13
1.3. Hipótesis.	15
1.4. Objetivos.	15
1.5. Metas.	15
2. Antecedentes y marco teórico	17
2.1. Estudios previos en el campo Chichinautzin.	17
2.2. Modelos de distribución espacio temporal del vulcanismo monogenético.	20
2.3. El riesgo por vulcanismo monogenético.	30
3. Área de estudio.	39
3.1. Geología regional.	39
3.2. Geología estructural	42
3.3. El campo volcánico Chichinautzin joven.	43
4. Metodología.	45
4.1. Análisis de peligro I. Modelo para identificar el sitio de una erupción futura en el Campo Chichinautzin Joven.	45
4.1.1. Análisis de parámetros geomorfológicos de los volcanes del Campo Volcánico Chichinautzin Joven y estimación de su edad.	45
4.1.2. Análisis de agrupamientos (<i>clusters</i>)	48
4.1.3. Tasa de recurrencia y probabilidad temporal	48
4.1.4. Probabilidad espacial	49
4.1.5. Mapa de probabilidad espacial	50
4.2. Análisis de peligro II. Estudio de los eventos eruptivos recientes.	51

4.2.1. Trabajo de gabinete	51
4.2.2. Trabajo de campo	52
4.2.3. Trabajo de laboratorio	52
4.3. Análisis de peligro III. Modelado del alcance de los productos de una erupción futura, construcción de escenarios.	52
4.4. Evaluación del riesgo.	54
4.4.1. Análisis de exposición.	55
4.4.2. Análisis de vulnerabilidad socioeconómica	55
4.4.3. Análisis de vulnerabilidad física	57
4.4.4. Análisis de la capacidad de respuesta	58
4.4.5. Análisis de la percepción social del riesgo	59
4.4.6. Costo asociado a los posibles daños	59
4.4.7. Propuesta de acciones de mitigación	60
5. Resultados	61
5.1. Peligro I. Erupciones recientes en el campo Chichinautzin joven.	61
5.1.1. Análisis de la edad en los grupos de conos (<i>cone clusters</i>)	66
5.2. Peligro II. Tasa de recurrencia y probabilidad temporal	68
5.3. Peligro III. Probabilidad espacial.	69
5.3.1. Tasa de recurrencia por celda	71
5.3.2. Mapa de probabilidad espacio-temporal	74
5.4. Peligro IV. Estilo eruptivo de las erupciones recientes en el campo Chichinautzin joven.	75
5.4.1. La erupción del volcán Chichinautzin: una erupción fisural	76
5.4.2. Volcán Tepozmayo	83
5.4.3. Volcán Xitle	87
5.4.4. Volcán Los Cardos, un grupo de conos (<i>cone cluster</i>)	94
5.4.5. El derrame Xicomulco	98
5.4.6. El derrame Tetequillo	100

5.5. Peligro V. Parámetros vulcanológicos observados en las erupciones recientes	102
5.6. Peligro VI. Actividad volcánica futura.	106
5.6.1. Escenarios eruptivos	109
5.6.2. Simulaciones de tefras	111
5.6.3. Simulaciones de lavas	121
5.7. Riesgo volcánico en el campo Chichinautzin joven	126
5.7.1. Exposición	126
5.7.2. Vulnerabilidades	133
5.7.3. Riesgo por caída de ceniza	137
5.7.4. Riesgo por derrames de lava	140
5.7.5. Costos	142
5.7.6. Capacidad de respuesta	143
6. Discusión.	146
6.1. Peligro I. Estimación de las edades de las erupciones	146
6.2. Peligro II. Probabilidad espacio-temporal de una erupción futura.	147
6.3. Peligro III. Estudio de los eventos eruptivos más recientes.	149
6.4. Peligro IV. Modelado del alcance de los productos de una erupción futura	150
6.5. Evaluación del riesgo a partir de escenarios	151
6.5.1. Exposición	152
6.5.2. Vulnerabilidades	153
6.5.3. Capacidad de respuesta	155
6.5.4. Costos	155
6.5.5. Propuesta de medidas de mitigación	157
7. Conclusiones	158
7.1. Peligro I. Probabilidad espacial y temporal de una erupción futura	158

7.2. Peligro II. Características de una erupción futura	158
7.3. Riesgo	159
7.4. Costos	161
7.5. Reducción del riesgo	162
8. Referencias.	164

Resumen

El Campo Volcánico Chichinautzin representa uno de los principales riesgos volcánicos para la Ciudad de México. Se llevó a cabo un análisis de probabilidad espacial y temporal para la formación de un nuevo volcán en este campo de ~2,200 km². El análisis se basó en la distribución espacio temporal de 157 erupciones pasadas. Se estimaron edades relativas para estas 157 erupciones a partir del análisis morfométrico de los conos y su correlación con 21 edades radiométricas, con un buen ajuste $R^2=0.901$, con lo que se calculó una tasa de recurrencia de ~0.0044 erupciones por año y una probabilidad temporal para una erupción en los próximos mil años de 0.98. Para calcular la probabilidad espacial se adaptó por primera vez para un campo monogenético en el mundo el análisis de probabilidad basado en celdas (GPA, por sus siglas en inglés). Se construyó una cuadrícula de 104 celdas de 5x5 km, basada en el análisis del vecino más cercano y se calculó la probabilidad de una erupción, en función del número de erupciones en cada celda y su edad máxima. Se identificaron, tres áreas que muestran alta probabilidad espacial para la formación de un nuevo volcán que se localizan en la parte central del campo, en la parte centro-norte y al noroeste, la probabilidad en estas áreas para albergar una erupción en mil años es de ~0.3. A partir del estudio de seis erupciones tipo características, así como la incorporación de trabajos previos, se propusieron tres escenarios probabilísticos. El escenario A una erupción estromboliana a estromboliana violenta en el límite noroeste del campo, con columnas eruptivas de 6-8 km de altura y la emisión de derrames de lava de baja viscosidad. El escenario B, en el límite centro-norte, con una erupción tipo Santiaguito con la emisión de derrames de lava gruesos de alta viscosidad, que fluyen lentamente y generan flujos piroclásticos tipo Merapi. El escenario C, en la parte central del campo, una erupción tipo hawaiana a estromboliana con columnas eruptivas <6 km de altura y la emisión de lavas de muy baja viscosidad. A partir de estos escenarios se realizaron simulaciones numéricas de lava y tefras con lo que se construyeron los mapas de peligro probabilísticos. Se llevó a cabo la evaluación del riesgo, integrada por el análisis de exposición, de vulnerabilidades, capacidad de respuesta y la estimación de los costos de los posibles daños con

indicadores físicos y sociodemográficos disponibles a nivel de manzana, la zona con mayor exposición es la que se encuentra en la parte noroeste del campo. Se elaboraron dos curvas de vulnerabilidad para las construcciones, una para lava, que es binaria, cualquier espesor de lava causa daño total a las construcciones; y otra para tefras que considera que un espesor acumulado en condiciones secas de 20 cm de tefra produce el daño generalizado a las estructuras. Combinando los mapas de vulnerabilidad y de peligro se construyeron dos mapas de riesgo, uno para lavas y otro para tefras. Se calculó el costo total directo de los daños esperados en cada escenario, con el valor catastral del suelo y las construcciones para cada predio en riesgo. Los costos para el escenario más probable y el más catastrófico ascienden a más de 14 mil millones de dólares, equivalente al 1.2 % del PIB nacional Finalmente, se propusieron medidas de mitigación del tipo no estructural, principalmente.

Abstract

The Chichinautzin Volcanic Field represents one of the main volcanic risks for Mexico City. A spatial and temporal probability analysis was carried out for the birth of a new volcano in this ~ 2,200 km² field. The analysis was based on the spatio-temporal distribution of 157 past eruptions. Relative ages for these 157 eruptions were estimated from the morphometric analysis of the cones and their correlation with 21 radiometric ages, with a good adjustment of $R^2 = 0.901$, with which a recurrence rate of ~ 0.0044 eruptions per year and a probability temporary for an eruption in the next thousand years of 0.98 was calculated. To calculate spatial probability, a grid-based probability analysis (GPA) was adapted for the first time for a monogenetic field in the world. A grid of 104 cells of 5x5 km was constructed, based on the analysis of the nearest neighbor and the probability of an eruption was calculated, based on the number of eruptions in each cell and its maximum age. Three areas of high spatial probability for the formation of a new volcano were identified. These are in the central part of the field, in the north-central part and to the northwest, the probability in these areas to host an eruption in a thousand years is of ~ 0.3. From the study of six characteristic type eruptions, as well as the incorporation of previous works, three probabilistic scenarios were proposed. The

scenario A, Violent Strombolian to Strombolian eruption at the northwestern edge of the field, with eruptive columns 6-8 km high and the emission of low-viscosity lava flows. Scenario B, in the north-central border, with a Santiaguito-type eruption with the emission of thick, high-viscosity lava flow, which move slowly and generate Merapi-type pyroclastic flows. Scenario C, in the central part of the field, a Hawaiian to Strombolian eruption with eruptive columns <6 km high and the emission of very low viscosity lavas. From these scenarios, numerical simulations of lava and tephra were carried out, with which probabilistic hazard maps were constructed. The risk evaluation was carried out, integrated by the analysis of exposure, vulnerabilities, response capacity and the estimation of the costs of possible damages with physical and sociodemographic indicators available at the block level, the area with the greatest exposure is the which is located in the northwestern part of the field. Two vulnerability curves were elaborated for the constructions, one for lava, which is binary. Any thickness of lava causes total damage to the constructions; and another for tephra that considers that an accumulated thickness in dry conditions of 20 cm of tephra produces generalized damage to the structures. By combining the vulnerability and hazard maps, two risk maps were constructed, one for lavas and the other for tephra. The total direct cost of the expected damages was calculated in each scenario, with the cadastral value of the land and buildings for each property at risk. The costs for the most probable and the most catastrophic scenarios amount to more than 14 billion dollars, equivalent to 1.2% of the national GDP. Finally, mitigation measures, mainly of the non-structural type were proposed.

1. Introducción.

1.1. Planteamiento del problema.

El Campo Volcánico Chichinautzin (CVC) se encuentra al sur de la Ciudad de México (Fig. 1) y representa uno de los principales riesgos volcánicos para la ciudad. El CVC forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana y está delimitado por los estratovolcanes Nevado de Toluca y Popocatepetl, la mayoría de sus volcanes monogenéticos son conos de escoria, que hicieron erupción durante los últimos 40 ka (Martin Del Pozzo, 1982; Wallace y Carmichael, 1999; Velasco-Tapia y Verma, 2001; Velasco-Tapia, 2003). Se han realizado estudios vulcanológicos, geomorfológicos, petrológicos y paleomagnéticos de algunos de los volcanes de Chichinautzin (Negendank, 1972; Bloomfield, 1973; Mooser et al., 1974; Herrero y Pal, 1978; Martin Del Pozzo et al., 1982, Martin Del Pozzo et al., 1997a; Urrutia-Fucugauchi y Martin-Del Pozzo, 1993; Wallace y Carmichael, 1999; Márquez et al., 1999; Verma, 2000; Straub y Martin Del Pozzo, 2001, Cervantes y Wallace, 2003; Siebe et al., 2004a; Straub et al., 2008, Jaimes-Viera et al., 2018); sin embargo, aún no se ha evaluado el riesgo que este campo representa para la ciudad.

En la zona metropolitana de la Ciudad de México viven más de 20 millones de personas y es la octava ciudad más rica del mundo ya que, junto con la zona metropolitana genera alrededor de 300,000 millones de dólares lo que representa el 20% del producto interno bruto (PIB) nacional y es el principal captador de inversión extranjera (SEDECO DF, 2011). Sobre los depósitos de las últimas erupciones del CVC se encuentran edificadas numerosas zonas habitacionales y el Campus CU de la UNAM, por lo que la actividad económica y social de la Ciudad de México puede verse alterada por el posible nacimiento de un nuevo volcán, lo que hace urgente prever la ubicación, la temporalidad y los alcances de la próxima erupción en este campo volcánico monogenético.

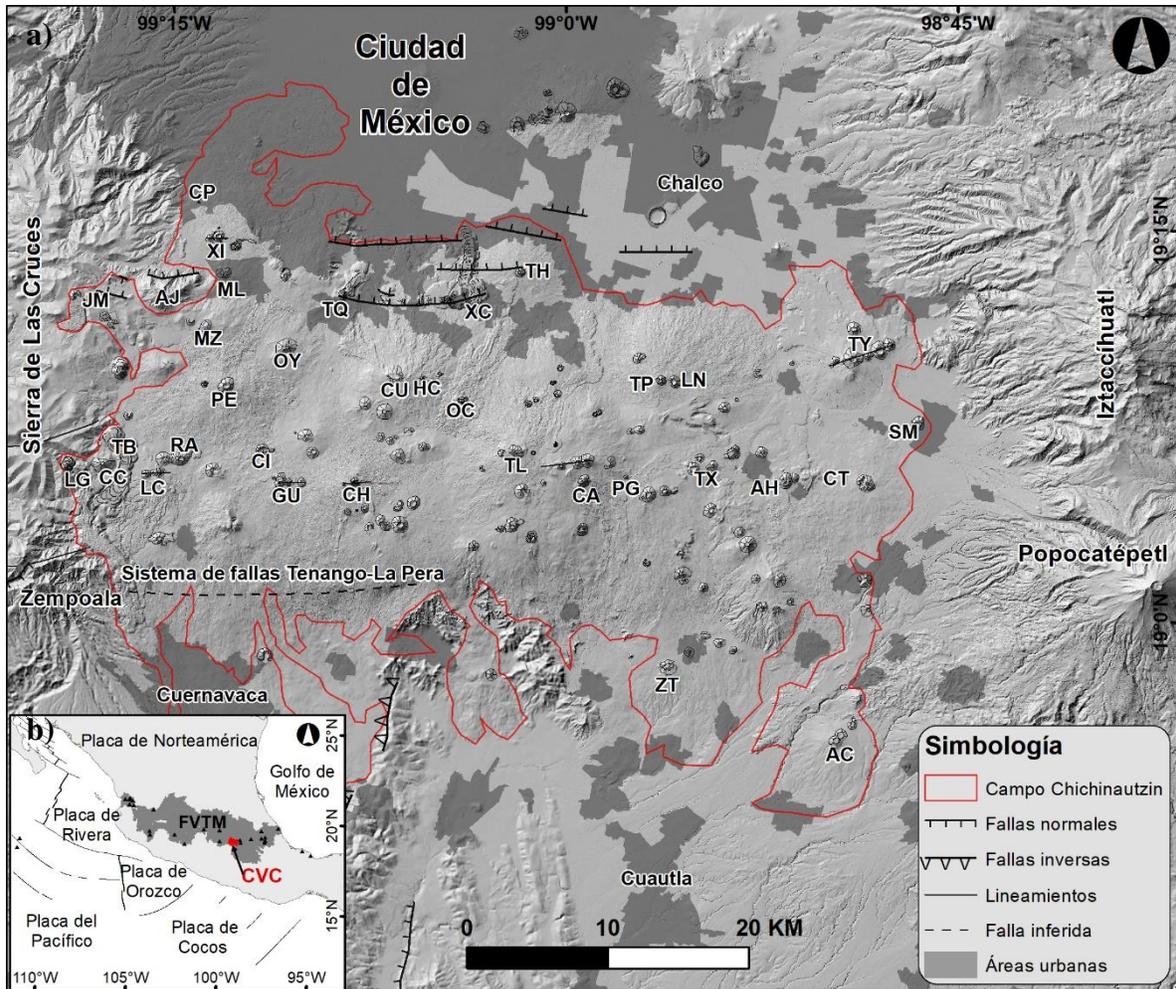


Fig. 1. Localización de la zona de estudio. a) Campo Chichinautzin, volcanes y fallas. b) contexto tectónico general.

Para evaluar el riesgo volcánico asociado al campo Chichinautzin es necesario identificar antes que nada el peligro. Reconocer cuáles son las zonas más susceptibles para presentar una erupción en el futuro dentro del campo y determinar cuáles son los peligros volcánicos a los que está expuesta la Ciudad de México permitirá evaluar los posibles daños y pérdidas ocasionados por una erupción futura. Para esto, se debe conocer con mayor precisión cuáles han sido los eventos volcánicos más recientes (< 10,000 años) del Campo Volcánico Chichinautzin, a través de la integración de las edades publicadas, la obtención de nuevos fechamientos, el análisis geomorfológico de las estructuras volcánicas y sus depósitos, así como la incorporación de datos paleomagnéticos, arqueomagnéticos y de geología estructural.

Por otro lado, la reconstrucción de las erupciones holocénicas y la cartografía a detalle de sus depósitos, la identificación de las variaciones de los estilos eruptivos, así como el cálculo de los volúmenes emitidos y la estimación de la duración de las erupciones, permite llevar a cabo el modelado probabilístico de los alcances de una erupción futura, así como estimar la duración de una posible erupción. Estos son elementos indispensables para identificar escenarios probabilísticos y evaluar el riesgo que representan para la Ciudad de México la actividad volcánica futura.

1.2. Justificación.

El riesgo que representa el vulcanismo monogenético para la Ciudad de México no ha sido evaluado. Además, son pocos los estudios que se han hecho sobre el peligro volcánico para la Ciudad de México debido al vulcanismo en el campo volcánico Chichinautzin (Córdova et al 1994; Martin Del Pozzo et al.,1997a; Siebe y Macías, 2005). Para evaluar el riesgo es necesario determinar a qué tipo de peligros volcánicos está expuesta la Ciudad de México mediante el estudio de erupciones pasadas, la determinación de la distribución espacial y temporal del vulcanismo monogenético en el Campo Volcánico Chichinautzin, la elaboración de un modelo probabilístico para una posible erupción dentro del campo y el modelado de la distribución de las caídas de ceniza y los derrames de lava a partir de la construcción de escenarios probabilísticos y la estimación de las posibles pérdidas. Esto, además, permitirá proponer medidas de mitigación. Este estudio plantea realizar una evaluación del riesgo por vulcanismo monogenético en la Ciudad de México y ampliar el conocimiento sobre las erupciones más recientes en el Campo volcánico Chichinautzin. Además, se propone un modelo probabilístico para estimar la localización espacial de una erupción futura en el Campo Volcánico Chichinautzin y sus posibles consecuencias. Los resultados de esta investigación aportarán al conocimiento científico sobre el vulcanismo monogenético y a los aspectos de evaluación y mitigación del riesgo volcánico.

En la actualidad en la Ciudad de México viven más de 20 millones de personas y es el centro político y económico del país y cuenta con el aeropuerto con más

tránsito de aviones y pasajeros de México. Ante una erupción volcánica el aeropuerto y todo el tránsito aéreo del país se vería afectado, como sucedió en Europa por la erupción del Volcán Eyjafjallajökull en 2010 que produjo diversas columnas de ceniza que causaron el cierre de una parte del espacio aéreo europeo por más de 6 días, costando a la industria de la aviación 200 millones de dólares por día, con un costo total de 280,000 millones de dólares a Estados Unidos y la Unión Europea, afectando a más de 10 millones de pasajeros en todo el mundo (Matschnigg, 2010; Petersen, 2010; Horwell et. al., 2011; Gislason et. al., 2011).

En Michoacán, el volcán monogenético Parícutín nació en 1943 y se mantuvo activo hasta 1952, produjo extensos flujos de lava y abundante caída de ceniza. Las cenizas de la erupción se distribuyeron hasta 26 km, cubriendo campos de cultivo y fueron perceptibles en la Ciudad de México y Guadalajara, mientras que las lavas ocasionaron el abandono de San Juan Parangaricutiro antes de que cubrieran el pueblo (Martin Del Pozzo et al., 1997b).

Actualmente la Ciudad de México está expuesta a eventos similares a los ocurridos en Michoacán en 1943 y al impacto en la aviación en todo el país como sucedió en Islandia en el 2010, sin que se haya evaluado el nivel de daño probable.

Varias erupciones en el Campo Volcánico Chichinautzin impactaron el área donde se levanta la Ciudad de México (Martin Del Pozzo, 1982; Córdova et al., 1994; Martin Del Pozzo et al., 1997a). Los flujos de lava del volcán Xitle que fueron alimentados por tubos, fluyeron hacia la ciudad de México, y cubrieron la mayor parte de las pirámides de Cuicuilco, hace 2,030 +/-60 años. (Córdova et al., 1994). La ceniza de esta erupción alcanzó una distancia de más de 10 km y puede verse actualmente debajo de la lava en la parte norte del área (Martin Del Pozzo et al., 1997a). El volcán Chichinautzin, que es el más joven del campo, entró en erupción hace 1,835 años (Siebe et al., 2004a). Los flujos de lava fluyeron en todas las direcciones, alcanzando en la parte sur de la Ciudad de México (Martin Del Pozzo

et al., 1997a). Una erupción futura podría tener mayores impactos ya que el área ahora está más densamente poblada.

1.3. Hipótesis.

La actividad volcánica futura en el Campo Volcánico Chichinautzin seguirá patrones espacio-temporales, de estilo eruptivo y de alcance de sus productos similares a los que han mostrado las erupciones en el pasado. El reconocimiento de estos patrones permite evaluar el riesgo que una erupción futura en este campo representa para la Ciudad de México.

1.4. Objetivos.

Objetivo general

Evaluar el riesgo que una erupción futura en el Campo Volcánico Chichinautzin representa para la Ciudad de México.

Objetivos particulares

- Formular un modelo probabilístico para inferir la localización espacial y temporal de una erupción futura en el Campo Volcánico Chichinautzin a partir del análisis de la distribución espaciotemporal de las erupciones pasadas.
- Completar y detallar el estudio de los eventos eruptivos más recientes (últimos 10 mil años) en el Campo Volcánico Chichinautzin para definir las características de una erupción futura.
- Estimar los posibles daños y pérdidas ocasionadas por una posible erupción futura en el Campo Volcánico Chichinautzin, así como sus consecuencias.

1.5. Metas.

- Plantear escenarios probables ante una erupción futura en el Campo Volcánico Chichinautzin.

- Hacer un análisis de los elementos sociodemográficos y económicos expuestos a los productos de una erupción monogenética en la Ciudad de México.
- Estimar el costo económico para la Ciudad de México de una erupción en el Campo Volcánico Chichinautzin.
- Identificar el nivel de preparación de la Ciudad de México ante una erupción monogenética.
- Proponer medidas de mitigación para la reducción del riesgo por vulcanismo monogenético en la Ciudad de México

2. Antecedentes y marco teórico

2.1. Estudios previos en el campo monogenético Chichinautzin.

Origen del vulcanismo

Algunos de los primeros estudios que se realizaron en el Campo Volcánico Chichinautzin son de tipo petrológico. Estos estudios fueron llevados a cabo por Negendank (1972) y posteriormente por Wallace y Carmichael (1999), relacionaron el origen del campo Chichinautzin con la subducción. Por su parte, Márquez et al. (1999) y Verma (2000) los relacionaron con un vulcanismo intraplaca. Straub y Martin Del Pozzo, (2001); Cervantes y Wallace (2003) y Straub et al. (2008) realizaron diversos estudios petrológicos y geoquímicos y relacionaron el origen de los magmas a un proceso de fusión parcial y cristalización fraccionada. Por su parte, Martin Del Pozzo (1990) propuso que el vulcanismo en el CVC es predominantemente andesítico, aunque se presentan rocas basálticas y dacíticas, que se asocia generalmente a procesos de subducción. Además, propuso que los magmas del CVC provienen de tres tipos de fuentes que se forman tanto del manto como de la corteza inferior y presentan contaminación cortical y mezcla de magmas. Esto se evidencia con los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que son bajos y aspectos petrográficos de plagioclasa, piroxenos con bordes enriquecidos en magnesio, xenocristales de cuarzo, plagioclasa, piroxeno y hornblenda con bordes de reacción. Además, menciona que estos magmas están enriquecidos en MgO, Cr, Ni y P_2O_5 . Propuso también que la cristalización fraccionada no es un proceso dominante en la evolución de los magmas y ocurre solo a nivel de ciertos volcanes individuales. Estudios realizados en olivinos pertenecientes a andesitas y andesitas basálticas de la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana, indican la presencia de una placa subducida hidratada, rica en Si y Na que transforma el manto peridotítico en un manto rico en ortopiroxeno (Straub et al., 2008). De acuerdo con Wallace y Carmichael (1999), el CVC tiene rocas intermedias (andesitas y dacitas) de afinidad calcoalcalina y rocas basálticas con afinidad alcalina. A diferencia de otros autores, Verma (2000) interpretó, a través de análisis isotópicos y geoquímicos que el vulcanismo en el

campo Chichinautzin es probablemente generado en un ambiente distensivo por la fusión parcial del manto.

Actividad volcánica reciente

Los estudios de tipo vulcanológico llevados a cabo por Martin Del Pozzo (1982) y Martin Del Pozzo et al. (1997a) permitieron identificar, dentro del Campo Volcánico Chichinautzin, alrededor de 22 periodos eruptivos durante el Holoceno (últimos 10 mil años) en el que aparecieron 50 volcanes monogenéticos, también calcularon el volumen total de lavas emitidas en 20 km^3 en un área de 414 km^2 . Martin Del Pozzo (1982) también hace notar que existen flujos de lava no relacionados con conos volcánicos como el Xicomulco al NE y el Tabaquillo al SE, con espesores de entre 70 hasta 300 m, e identificó alrededor de 36 derrames delgados de lava provenientes del volcán Chichinautzin con un volumen de 3 km^3 .

Estilo eruptivo

El estilo eruptivo en Chichinautzin es principalmente estromboliano, con algunas manifestaciones de tipo estromboliano violento hasta hawaiano. La composición química de las rocas es fundamentalmente andesítica, aunque varía de basáltica a dacítica (Martin Del Pozzo, 1982; Márquez et al., 1999; Martínez-Serrano et al., 2004).

En cuanto a las estructuras dentro del CVC, Bloomfield, (1975) y Martin Del Pozzo (1982) definieron tres tipos principales:

- I. Conos de escoria con flujos de lava, se caracterizan por tener pendientes externas de 30° como El Panza, el Xitle y Los Cardos.
- II. Volcanes escudo, coronados con un cono de escoria como el Pelado, el Tláloc y Chichinautzin
- III. Flujos de lava sin cono. Estas estructuras tienen espesores de entre 70 y 300 metros y tienen composición andesítica-dacítica. Ejemplos de este tipo de estructuras son el Tetequillo, el Xicomulco y el Tabaquillo.

Estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos llevados a cabo en el Campo Monogenético Chichinautzin

Se han llevado a cabo diversos estudios de paleomagnetismo y arqueomagnetismo en el campo Chichinautzin, principalmente en las lavas del volcán Xitle (Urrutia-Fucugauchi, 1996; Morales et al., 2001; Alva-Valdivia 2005, Urrutia-Fucugauchi et al., 2016). Estos autores han analizado 120 muestras de 11 distintos flujos de lava de los volcanes Pelado, Huilote, Acopiaco y Xitle, las paleodirecciones del polo geomagnético virtual y su intensidad se correlacionaron con las edades obtenidas por métodos absolutos (Tabla 1). La polaridad magnética de las rocas de este campo es de tipo normal, por lo que las rocas se formaron durante el Cron Brunhes, el cual tiene un límite de 0.72 Ma (Böhnel y Molina-Garza, 2002; Urrutia-Fucugauchi y Martin Del Pozzo, 1993). Edades radiométricas de ^{14}C publicadas por diversos autores muestran un rango de 38,592±3210 a 1,670±35 yr. B.P. (Bloomfield, 1975; Kirianov et al., 1990; Córdova et al., 1994; Siebe et al., 2005; Jaimes-Viera et al., 2018). Las paleointensidades geomagnéticas varían de 25.9 a 61.4 μT . El valor medio es de 49.7±13.6 μT . Se encontró para los volcanes holocénicos que la dirección media del polo magnético es Dec=4-13.8°, Inc=10.8°-23.1°, k=198-353 y α_{95} =3.3-3.9°, mientras que para los volcanes de mayor edad como el Ajusco es de Dec=342°, Inc=21.5°, k=371 y α_{95} =2.9°.

Tabla 1. Dirección del polo geomagnético para algunos de los volcanes del Campo Chichinautzin.

Volcán	N	Dec	Inc	k	α_{95}	Referencia	Edad
Xitle	26	359.8	32.8	167	2.2	Urrutia et al 2016	2030+/-60
Xitle	19	359	35.1	247	2.1	Urrutia et al 2016	2030+/-60
Xitle	7	1.5	26.7	338	3.3	Urrutia et al 2016	2030+/-60
Xitle	10	1.1	34.1	531	2.1	Alva-Valdivia, 2005	2030+/-60
Xitle	13	352	36	269	2.5	Morales et al., 2001	2030+/-60
Huilote	8	13.8	10.8	353	3	Morales et al., 2001	<10000
Huilote	8	4	23.1	277	3.3	Morales et al., 2001	<10000
Pelado	8	10.4	17	198	3.9	Morales et al., 2001	10000+/-65
Acopiaco	13	352.8	33	498	1.9	Morales et al., 2001	<39000

2.2. Modelos de distribución espacio temporal del vulcanismo monogenético.

La evaluación del riesgo volcánico en un campo monogenético constituye un problema complejo que requiere del análisis conjunto de datos proporcionados por diversas disciplinas. Las limitaciones de los estudios hechos hasta el momento hacen necesaria la creación de un método que pueda aprovechar los datos disponibles en muchas de las técnicas de estudio (Geología, Vulcanología, Petrología, Geoquímica, Paleomagnetismo, etc.) e integrar la distribución de los centros eruptivos, y la evaluación de escenarios.

La distribución espacial y temporal del vulcanismo dentro de un campo monogenético debe ser estudiada para conocer la probabilidad de actividad futura y pronosticar los peligros volcánicos potenciales (Scandone, 1979; Connor and Hill., 1995; Connor et al., 2000; Alberico et al., 2002, Bebbington, 2013)

Entender la naturaleza de las erupciones en los campos monogenéticos para la evaluación del riesgo, depende de la identificación de los patrones espaciales y temporales de la actividad volcánica, sus relaciones con las estructuras cartografiadas en la superficie y las inferidas en la parte interna de la corteza y el manto a través de la interpretación de la geología, geoquímica, edades y, la integración de datos geofísicos.

El vulcanismo monogenético está ampliamente distribuido por todo el mundo, en diferentes ambientes tectónicos, que van desde el extensional hasta el convergente. Los campos volcánicos monogenéticos incluyen estructuras volcánicas diversas tales como conos de ceniza, maares, conos de toba, anillos de toba, pequeños escudos y domos de lava. Comprender las similitudes y diferencias del vulcanismo dentro de un campo monogenético es indispensable para identificar las características que determinan los distintos estilos eruptivos (Le Corvec et al., 2013) y por lo tanto el peligro que representan.

Los campos volcánicos evolucionan a lo largo del tiempo, y los depósitos se extienden de manera variable. En campos con muchos centros eruptivos, algunos eventos antiguos son cubiertos por los productos de volcanes más jóvenes.

Además, la vegetación, la erosión y la actividad humana enmascaran o borran algunos centros eruptivos, impidiendo su reconocimiento en los modelos de elevación y en las imágenes de satélite, lo que produce una subestimación en el conteo del número de centros eruptivos. Por el contrario, el número de centros eruptivos reconocidos en cualquier campo puede sobreestimarse en los campos donde han ocurrido erupciones fisúrales simultáneas que se encuentran alineadas.

Los análisis sobre la distribución espacial de los centros eruptivos dentro de un campo monogenético, tratados como patrones de puntos, consideran la relación de cada centro eruptivo con el ambiente geológico, como es el análisis de densidad por *kernel* (Connor y Hill, 1995; Lutz y Gutmann, 1995; Connor y Conway, 2000; Martin et al., 2003; Kiyosugi et al., 2010), el análisis de densidad gaussiano por *kernel* (Weller et al., 2006), análisis por *cluster* (Connor, 1990; Connor et al., 1992; Magill et al., 2005), análisis de distribución por leyes de potencia (Mazzarini, 2007, 2010; Pérez-López et al., 2011); y por modelos estadísticos (Connor y Hill, 1995; Baloga et al., 2007; Bishop, 2008; Bleacher et al., 2009; Richardson et al., 2013). Estos modelos de pronóstico espacial y temporal casi siempre han sido llevados a cabo de forma retrospectiva. La baja tasa de erupciones en los campos monogenéticos no ha dado la oportunidad de llevar a cabo un análisis prospectivo (Bebbington, 2013).

Estas técnicas de análisis de patrones de puntos se pueden dividir en: análisis de autocorrelación espacial (Goodchild, 1987), las técnicas de análisis de agrupaciones de puntos o análisis *clúster* (Driver & Kroeber, 1932) o los modelos de autorregresión espacial (Smirnov y Anselin, 2001) y los mapas de densidad de puntos (Silverman, 1986).

Análisis de patrones de puntos

Para llevar a cabo este análisis se supone que la estructura espacial de un patrón dado es el resultado de un proceso puntual. Se entiende por proceso puntual un proceso estocástico que genera tales patrones, compartiendo todos ellos una similar estructura. Los puntos son eventos de dicho proceso. Describiendo el tipo

de patrón se obtiene información sobre el proceso puntual que lo ha originado (Diggle, 1983).

Un proceso de puntos puede generar tres tipos de patrones (Fig. 2):

- Agregado. La densidad de los puntos es muy elevada en ciertas zonas.
- Aleatorio. Sin ninguna estructura, las posiciones de los puntos son independientes entre sí.
- Regular. La densidad es constante y los puntos se disponen alejados entre sí.

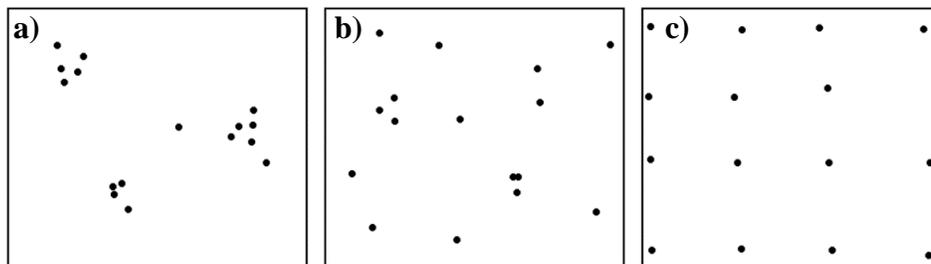


Fig. 2. Patrones de puntos. a) agregado, b) aleatorio, c) regular. Modificado de Diggle (1983).

El análisis de patrones de puntos se fundamenta en la comparación entre las propiedades de la distribución observada y una distribución teórica que cumple con una aleatoriedad espacial completa (distribución de Poisson) (CSR, Complete Spatial Randomness, en inglés). De este modo, se puede decidir si la distribución observada es también aleatoria en caso de existir similitud, o bien es agregada o irregular, según sea la discrepancia existente (Diggle, 1983). Las propiedades para comparar pueden ser:

La intensidad del proceso λ (h), definida como la densidad (número de puntos por unidad de área). En general, se supone que es una propiedad estacionaria, esto es, constante a lo largo de la zona de estudio. Existen distribuciones como la distribución no homogénea de Poisson que suponen una variabilidad de la intensidad a lo largo de la zona de estudio (Diggle, 1983).

Distancia entre puntos. Relaciones de distancia entre cada punto con los de su entorno. Estas relaciones pueden ser, la distancia máxima, mínima, la distancia promedio o alguna otra relación como el cuadrado de la distancia máxima (Diggle, 1983).

Análisis de cuadrantes

La metodología de análisis de cuadrantes divide la zona de estudio en unidades regulares, cuadrantes, y estudia el número de puntos que aparecen dentro de cada una. La forma de estas unidades puede ser cualquiera, aunque lo habitual es emplear unidades cuadradas, de ahí la denominación. Debido a los efectos de escala, el tamaño de estas unidades tiene una gran influencia en los resultados obtenidos. Un tamaño habitual es el doble del área media disponible para cada punto, es decir, cuadrados cuyo lado tendrá una longitud:

$$l = \sqrt{\frac{2A}{N}} \quad (1)$$

Donde N el número de puntos y A el área de la zona de estudio (Cressie, 1991).

Con la serie de datos que indica el conteo de puntos en cada cuadrante, se procede al análisis estadístico. Éste puede hacerse comparando los conteos en los cuadrantes o según la relación entre la media y la varianza de la serie. En este segundo caso, partimos de que en una distribución aleatoria es de esperar una varianza igual a la media (Cressie, 1991). Por tanto, el cociente entre la varianza y la media debe ser cercano a 1. Si en la distribución analizada este cociente está próximo a ese valor, se tratará de una distribución aleatoria. En una distribución uniforme, la varianza y el cociente con la media serán cercanos a 0. En la distribución agrupada, la varianza será mayor, y el cociente por tanto superior a 1 (Cressie, 1991).

El análisis de cuadrantes no es en realidad una medida del patrón, sino de la dispersión. Además, debido al uso de una unidad de análisis (el cuadrante) fija, puede no ser capaz de identificar agrupamientos locales en esta. Otra debilidad de este método es que no es capaz de diferenciar entre distribuciones tales como las de la fig. 3, claramente distintas pero que arrojan un resultado idéntico al aplicar esta metodología con los cuadrantes mostrados (Cressie, 1991).

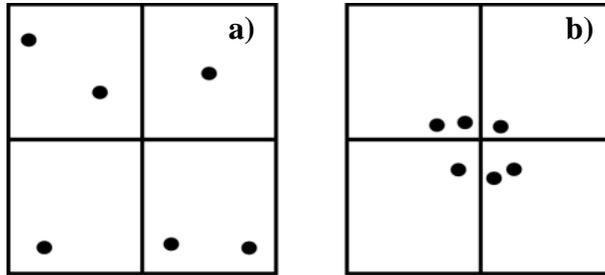


Fig. 3. Disposiciones de puntos que darían un mismo resultado al analizarse por el método de cuadrantes. a) distribución aleatoria, b) distribución agrupada.

Análisis de vecino más cercano

El método de vecino más cercano (Evans y Evans, 1954) permite solventar algunos de los problemas asociados al análisis de cuadrantes. Para ello, se basa en las distancias de cada punto a su vecino más cercano. Comparando estas distancias con el valor que cabe esperar en una distribución aleatoria, puede deducirse el tipo de estructura en la distribución observada. El valor que define el patrón de puntos a estudiar es el índice de vecino más cercano, que se calcula como:

$$I_{mc} = \frac{\bar{d}_{mc}}{E(\bar{d}_{mc})} \quad (2)$$

donde \bar{d}_{mc} es la media de las distancias al punto más cercano, según

$$\bar{d}_{mc} = \frac{\sum_{i=1}^N \bar{d}_{mc}}{N} \quad (3)$$

Y $E(\bar{d}_{mc})$ es la media esperada en una distribución de Poisson, y se calcula según la expresión

$$\hat{\mu} = \frac{1}{2\sqrt{\lambda}} \quad (4)$$

siendo λ la densidad de puntos por unidad de área, es decir:

$$\lambda = \frac{N}{A} \quad (5)$$

Para corregir el efecto de borde Donnelly (1978) propone corregir lo anterior utilizando la siguiente expresión:

$$\hat{\mu} = \frac{1}{2\sqrt{\lambda}} + 0.0514 + \frac{0.041}{\sqrt{N}} \frac{B}{N} \quad (6)$$

donde B es la longitud del perímetro del área estudiada.

El índice de vecino más cercano tiene un valor de 1 en una distribución aleatoria, menor de 1 en una distribución agregada y mayor en una distribución regular (Evans y Evans, 1954).

Análisis de Densidad por *kernel*

El análisis de densidad de *kernel* toma cantidades conocidas del fenómeno estudiado y las expande a través del territorio basándose en la cantidad que se mide en cada ubicación y la relación espacial de las cantidades medidas. La densidad representa la intensidad (propiedad de primer orden) del patrón de puntos, que es una realización concreta del proceso de puntos que lo ha generado. Para ello además del análisis de cuadrantes también puede realizarse un análisis de densidad de *kerne* (Silverman, 1986).

La densidad de *Kernel* genera una superficie curvada suave sobre cada punto en estudio, usando cálculos de vecindad local definida por bloques y una función simétrica radial, de manera de que el valor de densidad más alto se da sobre el punto y tiende a disminuir progresivamente a medida que se aleja del mismo, hasta el radio máximo de búsqueda llamado también ancho de banda (*bandwidth*) donde el valor de densidad llega a 0 (Silverman, 1986) (Fig.4).

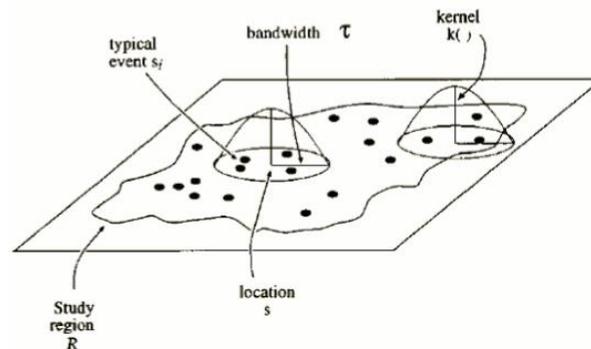


Fig.4. Parámetros a considerar en un análisis de kernel. Imagen de ESRI.

Conceptualmente, se ajusta una superficie curva uniforme sobre cada punto. El valor de superficie es más alto en la ubicación del punto y disminuye a medida que aumenta la distancia desde el punto y alcanza cero con la distancia. Sólo es posible un vecindario circular. Los análisis de densidad por *kernel* permiten

identificar zonas dentro de un área donde se encuentran el mayor número de elementos (Silverman, 1986) (Fig. 5).

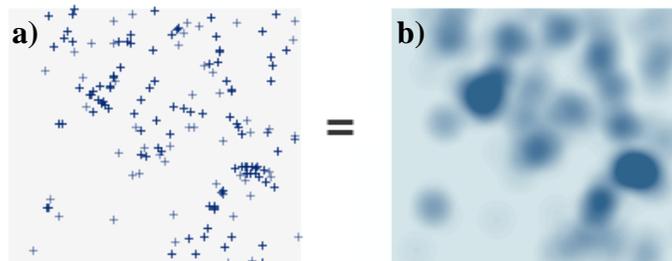


Fig.5. Análisis de densidad por kernel. a) puntos de entrada, b) superficie suavizada por kernel. Imagen de ESRI.

Los valores grandes del parámetro del radio de búsqueda producen resultados de densidad más generalizado y suave. Los valores inferiores producen un resultado con más detalles (Fig. 6).

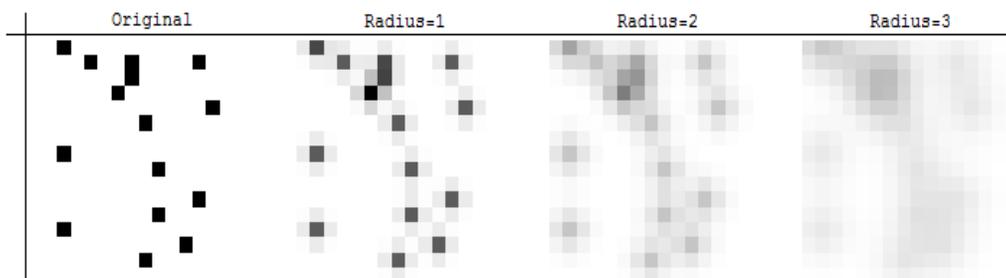


Fig. 6. Análisis de densidad con diferentes radios de búsqueda. La superficie se vuelve más suavizada a medida que se incrementa el radio de búsqueda. Imagen de ESRI.

El radio de búsqueda predeterminado (ancho de banda) se calcula basándose en la configuración espacial y en el número de puntos de entrada. Este enfoque corrige la presencia de valores espaciales atípicos (puntos de entrada que están muy alejados del resto) de tal modo que estos puntos no generen un radio de búsqueda demasiado grande para ser razonable. Aumentar el radio no cambiará en gran medida los valores de densidad que se calcularon. Aunque cabrán más puntos dentro de la vecindad de mayor tamaño, este número se dividirá por un área más grande cuando se calcule la densidad (Silverman, 1986).

Los cálculos de densidad dependen de la precisión en los cálculos de las distancias y las áreas. Un adecuado radio de búsqueda se obtiene de la siguiente manera:

- Calcular el centro medio de los puntos de entrada.
- Calcular la distancia desde el centro medio (ponderado) para todos los puntos.
- Calcular la distancia media (ponderada) de esas distancias, D_m .
- Calcular el valor de la distancia estándar (ponderada), SD . A través de la siguiente ecuación de Silverman (1986):

$$rb = 0.9 * \min \left(SD \sqrt{\frac{1}{\ln(2)}} * D_m \right) * N^{-0.2} \quad (7)$$

Donde:

- SD es la distancia estándar
- D_m es la mediana de la distancia
- N es el número de puntos

Análisis de la distribución espacial en distintos campos volcánicos monogenéticos

La estimación del peligro volcánico en los campos volcánicos se ha basado hasta ahora en el análisis cuantitativo de la actividad volcánica pasada: datación, cartografía geológica, análisis de alineaciones estructurales, fisuras eruptivas, fracturas y diques; estudios petrológicos y la determinación de los parámetros volcanológicos físicos de erupciones pasadas (p. e., Sobradelo et al., 2014; Galindo et al., 2016). Para cuantificar el peligro volcánico, es necesario estimar las probabilidades de ocurrencia de una erupción en el tiempo y el espacio a través de modelos teóricos que reconocen patrones espaciotemporales (Scandone, 1979; Connor y Hill, 1995; Connor y Conway, 2000; Alberico et al., 2002; Bebbington, 2013; Sobradelo et al., 2014). Entre los métodos que se han utilizado para evaluar el peligro volcánico se encuentran: el análisis fractal de la distribución de los conos (Mazzarini et al., 2010), los árboles de eventos bayesianos para la evaluación del riesgo volcánico a largo plazo (Newhall y Hoblitt, 2002; Marzocchi et al., 2008, Neri et al., 2008, Sobradelo y Martí, 2010), obtención de un procedimiento a partir de la

elicitación de expertos (Aspinall, 2006) y análisis de densidad de kernel (Martí et al., 2008; Sobradelo et al., 2011).

El método más utilizado para estimar el peligro volcánico hasta ahora ha sido el *kernel*, donde la variación espacial en el número de volcanes por kilómetro cuadrado se estima en función de la distancia. Uno de los primeros trabajos sobre la distribución espacial con métodos de densidad de *kernel* se llevó a cabo en el Cinturón Volcánico Trans-mexicano (TMVB) por Connor (1990). Después de eso, los métodos de densidad del *kernel* han mejorado, principalmente mediante la modificación del algoritmo de selección del radio de búsqueda (ancho de banda), como en el Grupo de Volcanes Monogenéticos de Abu en Japón (Kiyosugi et al., 2010). El análisis de *kernel* para diferentes conjuntos de datos (ubicaciones de centros eruptivos, alineaciones de cráteres, diques) ha sido utilizado para construir funciones de densidad de probabilidad (PDF) para la isla de Lanzarote, España (Galindo et al., 2016, Becerril et al., 2017) e Isla Decepción en la Antártica (Bartolini et al., 2014, Bartolini et al., 2017).

Recientemente Richardson et al., (2013) realizaron análisis de distribución en la zona volcánica de Tharsis cercana al Ecuador de Marte y análisis del vecino más cercano en la zona conocida como Syria Planum también en Marte donde se encuentran 263 estructuras de las cuales 205 está catalogadas como bocas volcánicas y 53 como probablemente bocas volcánicas. Richardson et al., (2013) y Pozzobon et al., (2014) encontraron que la distribución de las bocas muestra una población única y que existe al norte un espaciamiento que separa 22 bocas, pero es consistente con una distribución aleatoria.

Por otra parte, Bebbington (2015) desarrolló un modelo espacio-volumétrico para el campo volcánico de Auckland, Nueva Zelanda, suponiendo que se esperan volúmenes más grandes en los espacios entre volcanes, en donde aún no se ha presentado vulcanismo.

Estos distintos tipos de análisis para la distribución del vulcanismo en campos volcánicos han sido integrados recientemente en el software QVAST (software QGIS para la sensibilidad volcánica), que fue desarrollado por Bartolini et al.

(2013) para generar evaluaciones cuantitativas de la susceptibilidad volcánica, entendida como la probabilidad de que se produzca una nueva erupción (Bartolini et al., 2017). Esta herramienta construye una función de densidad probabilística (PDF) utilizando un estimador de densidad de *kernel*, en el que se pueden combinar diferentes tipos de datos para obtener un mapa de susceptibilidad de suma ponderada. QVAST se ha utilizado en Lanzarote, España (Becerril et al., 2017) y en la Isla Decepción en la Antártica (Bartolini et al., 2014).

En todos los análisis de densidad para la evaluación del riesgo volcánico en campos monogenéticos, es importante identificar si los volcanes con una distribución agrupada pertenecen a la misma erupción o no. Runge et al. (2014) definieron un evento volcánico como una erupción continua en el tiempo y el espacio, basada en la edad de la erupción y las dimensiones del elipsoide (semieje mayor y menor). Un cráter independiente se definió como un evento único y una fila de cráteres como un evento con múltiple bocas.

Scandone (1979), a través del análisis de la distribución de eventos volcánicos, publicó la primera evaluación de la amenaza volcánica en el sur del Valle de México. Estimó una tasa de erupción de 10^{-3} erupciones/año basado en un análisis de densidad y propuso que la probabilidad máxima de erupción se encuentra en una banda E-W a través de la parte central del campo Chichinautzin. Esta tendencia fue confirmada posteriormente a través de un análisis fractal de la distribución del cono por Mazzarini (2010). Sin embargo, el área en la que podría ocurrir una futura erupción no se ha definido con mayor precisión. Este análisis forma parte de este proyecto de investigación.

Los métodos de densidad del *kernel* solo tienen en cuenta la distribución espacial de los volcanes, y no toman en cuenta el tiempo y la evolución del campo volcánico. Dado que los campos volcánicos evolucionan con el tiempo (Jaimes-Viera et al., 2018), los lugares donde ocurren las erupciones cambian. Por lo tanto, la estimación del peligro volcánico debe considerar también la edad, especialmente las de las erupciones más recientes.

Un desafío importante en la estimación del peligro volcánico en campos monogenéticos es completar las edades de los volcanes dentro del campo. Sin embargo, el uso de parámetros morfométricos como la relación entre la altura y el diámetro basal (h/wb), el ángulo de pendiente y el grado de preservación de las características de la superficie en los flujos de lava puede proporcionar datos adicionales para la estimación de la edad (Colton, 1937; Scott y Trask 1971; Porter, 1972; Bloomfield, 1975; Settle, 1979; Wood, 1980; Martin Del Pozzo, 1982; Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1987; Hooper 1995; Hooper y Sheridan, 1998; Aguirre-Díaz et al. 2006; Kereszturi y Németh, 2012; Kereszturi et al., 2013; Jaimes-Viera et al., 2018).

En esta investigación se aplicó por primera vez en el mundo el análisis de probabilidad por cuadrícula (GPA) para calcular la probabilidad espacio temporal de la formación de un nuevo volcán (Nieto-Torres y Martin-Del Pozzo, 2019).

2.3 . Riesgo por vulcanismo monogenético.

El riesgo es la probabilidad de daños y pérdidas futuras asociadas con el impacto de un evento físico externo sobre una sociedad vulnerable, donde la magnitud y extensión de éstos son tales que exceden la capacidad de la sociedad afectada para recuperarse autónomamente de ellos (Lavell, 1996, 2003). El riesgo volcánico se entiende entonces como la probabilidad de que dicho evento físico sea una manifestación volcánica. El riesgo se compone de cuatro elementos básicos: peligro, exposición, vulnerabilidad y resiliencia.

Peligro.

Se entiende como peligro a la probabilidad de ocurrencia de una manifestación volcánica potencialmente perjudicial en un tiempo y espacio determinado (De la Cruz-Reyna, 2010). Los principales peligros volcánicos asociados a las erupciones monogenéticas son:

- **Caída de ceniza.**

Se considera como ceniza volcánica a los fragmentos de material volcánico (con tamaño menor a 2 mm, y lapilli a aquellos fragmentos con tamaño entre 2

y 64 mm (Fisher and Schmincke, 1984). Las construcciones pueden colapsar debido al peso de grandes cantidades de ceniza. La ceniza en condiciones secas tiene un peso volumétrico que varía de 1.10 a 1.6 ton/m³, pero si se humedece, el peso volumétrico de la ceniza saturada alcanza 1.50 a 2 ton/m³ (medida en laboratorio del CENAPRED) por lo que en condiciones de lluvia el peligro asociado a la ceniza se incrementa. La caída de ceniza puede ocasionar serios daños a la agricultura, carreteras, a las actividades económicas y a la industria aérea.

- **Proyectiles balísticos.**

Los productos balísticos son fragmentos de material volcánico de tamaño mayor a 64 mm y pueden llegar a tener diámetros de algunos metros (Fisher and Schmincke, 1984). La caída de rocas es causada por explosiones que ocurren en el cráter; las bombas volcánicas son lanzadas a alta velocidad por el aire para después caer en la superficie del suelo. En una erupción de un volcán monogenético una roca masiva con un diámetro de hasta un metro es capaz de alcanzar distancias de pocos cientos de metros desde el cráter. Cuando los fragmentos de roca caen pueden dañar estructuras o lastimar a la gente. Si las rocas caen a altas temperaturas sobre el bosque o casas pueden causar incendios.

- **Flujos de lava.**

Los flujos de lava son un fenómeno en el cual, la lava emitida por el cráter o bocas adventicias en los flancos del volcán fluye pendiente abajo debido a la acción de la gravedad. Los factores de peligrosidad de la lava son gobernados principalmente por la viscosidad, la tasa de emisión de la lava y la topografía a lo largo de su camino. La lava basáltica es poco viscosa y se mueve rápido pendiente abajo. Esta puede alcanzar, algunas veces, distancias de decenas de kilómetros desde la fuente. La lava andesítica es más viscosa que la basáltica por lo que su velocidad de flujo es menor. Por consiguiente, los flujos de lava andesítica son más gruesos que los de lava basáltica, pero recorren distancias menores y generalmente forman bloques. Las lavas dacíticas y

riolíticas son mucho más viscosas y raramente forman flujos, estos tipos de lava generalmente forman domos o coladas de corto alcance (Cas and Wright, 1987). Los flujos de lava pueden incendiar las zonas de bosque, cultivos y construcciones.

- **Flujos piroclásticos.**

Los flujos piroclásticos son una mezcla turbulenta de fragmentos de roca, ceniza y gases que se mueven a nivel del suelo con temperaturas cercanas a los 700° C. Se considera que muchos flujos piroclásticos están compuestos por una fase basal que tiene una alta densidad y una porción superior que tiene una densidad mucho menor, parecida a una nube (Cas and Wright, 1987). Aunque los flujos piroclásticos no son comunes en los volcanes monogenéticos, se ha observado que algunos desprendimientos de rocas de los frentes de las coladas gruesas de lavas producen flujos piroclásticos tipo Merapi, como se ha observado en la erupción del volcán Santiaguito en Guatemala.

Exposición

Se refiere a la población, las propiedades, medios de vida, sistemas económicos y otros elementos presentes en las zonas susceptibles a ser dañados o perdidos (Olcina, 2006; Turnbull et al, 2013).

Vulnerabilidad

Es la propensión de un sistema para ser afectado por los efectos de un peligro y la dificultad para recuperarse después de éste. Una población es vulnerable cuando se interrelacionan factores de tipo cultural (forma de reaccionar frente al riesgo), ideológico (concepción del mundo, en especial frente a los desastres), educativo (la forma en que una comunidad se informa y se prepara frente a los peligros), político (existencia o no de regulaciones legales encaminadas a mitigar los efectos del riesgo), estructural (presencia y estado de diseños y estructuras adecuadas para afrontar situaciones de riesgo), entre otros (UNISDR, 2005).

La manera formal de cuantificar la vulnerabilidad física es a través de funciones de vulnerabilidad, que son expresiones matemáticas que tratan de establecer una relación entre el nivel del parámetro o variable considerada para representar la intensidad del fenómeno que representa el peligro y la probabilidad de que se presente daño (Blong, 2003). Los modos de falla condicionan fuertemente la forma de una función de vulnerabilidad. Si una construcción es altamente vulnerable alcanzará su colapso para intensidades relativamente bajas, en tanto que una construcción con baja vulnerabilidad lo alcanzará para intensidades altas. La construcción de escenarios proporciona información valiosa para la toma de decisiones. Los principales peligros asociados a las erupciones en los campos volcánicos son los derrames de lava y la caída de ceniza.

En el caso de las lavas, se ha observado en distintas erupciones volcánicas como en la erupción de 2014-2015 en *Fogo volcano* en Cabo Verde, que en algunas viviendas donde no hubo daños estructurales, los edificios quedaron inhabitables, debido a la cantidad de lava acumulada (Jenkins et al. 2017). Donde los flujos de lava habían entrado en un edificio a través de una puerta o ventana, se formaron fracturas diagonales en cada esquina que se irradiaban hacia afuera. En algunos casos, donde los flujos de lava alcanzaron un grosor lo suficientemente grande, el ingreso causó la deformación de las losas de concreto, dejándolos inservibles, mientras que en otros casos la lava sepultó por completo las estructuras (Jenkins et al. 2017). Cuando las estructuras metálicas estaban expuestas a la lava, incluidas las barras de refuerzo, era evidente el daño por corrosión y el daño térmico directo. Por lo tanto, el daño térmico y de corrosión al refuerzo metálico de las estructuras de concreto puede ser significativo en el debilitamiento de estas si se exponen a lava caliente y gases fumarólicos por largos períodos, al igual que la descarbonización y la deshidratación del cemento en condiciones de calor extremo (Jenkins et al. 2017). Un muro de un edificio perpendicular al flujo o hacia el flujo experimentará las presiones laterales más grandes (estáticas o dinámicas) y es más probable que la estructura se derrumbe por la falla del muro tal como sucede con los flujos piroclásticos (Blong 1984).

El efecto de las cenizas en las construcciones depende de muchos factores como son el material de construcción, los materiales utilizados, el estilo arquitectónico (pendiente de los techos), entre otros. Existen pocos trabajos en el mundo en los que se haya evaluado el efecto de las cenizas en las construcciones. A partir de estos trabajos se han propuesto diversas curvas de vulnerabilidad que consideran como parámetro principal la carga que representa la ceniza sobre las estructuras (Blong, 2003; Spence et al., 2005; Jenkins et al., 2014). De tal manera que se han distinguido a las funciones de vulnerabilidad como la expresión los costos de las pérdidas como una función de la intensidad de la caída de ceniza. Mientras que, las funciones de fragilidad expresan la probabilidad de un nivel de daño para una intensidad de caída de ceniza (Rossetto et al. 2013; Blong et al. 2017).

Debido a que la densidad de la ceniza puede variar ampliamente de 500-2,000 kg/m³, dependiendo de factores como vesicularidad, composición química o si se deposita en condiciones secas o húmedas, los estudios de vulnerabilidad por caída de ceniza se han centrado más que en el espesor del depósito, en la carga estática que la ceniza representa para las estructuras Shipley and Sarna-Wojcicki 1982; Blong 1984; Spence et al. 2005; Macedonio and Costa 2012; Jenkins et al. 2014). Además, se han considerado aspectos como la pendiente de los techos de las estructuras así como el desplante de los techos (Spence et al. 1996; Blong 2003). Estudios recientes han encontrado que la ceniza no puede resbalarse en techos con pendientes menores a 35°, e incluso si la ceniza está húmeda puede adherirse a techos aún con mayor pendiente (Hampton et al. 2015).

Estimación de pérdidas

Las obras de ingeniería en general pueden experimentar distintas formas de falla o de daños físicos, que pueden tener consecuencias diversas, entre las que se encuentran los costos directos, como los de reparación, o los indirectos, como son los asociados a la interrupción de las funciones del sistema, a la pérdida de vidas humanas y la generación de problemas de salud, u formas de impacto socioeconómico.

Entre las formas de falla o de daños físicos en vivienda los más frecuentes se encuentran el colapso debido a la falla de la estructura o de la cimentación, daños en elementos estructurales, daños en elementos no estructurales, daños en instalaciones, equipo y contenidos, e Inclinaciones remanentes y deformaciones residuales. Una parte de los costos esperados de daños está asociada a la posible falla última de un sistema (colapso, falla total), mientras que otra se refiere a daños que se presentan en condiciones de supervivencia del sistema.

El daño físico en el caso de un sismo se relaciona con el costo de reparación de la construcción. En este caso, generalmente, no se incluye el costo del terreno pues se supone que aun ante un colapso total el propietario sigue siendo dueño del predio en donde se reconstruiría de forma inmediata o casi inmediata la edificación. En el caso de las erupciones volcánicas, el terreno suele quedar inservible por lo que en la estimación de los costos a una erupción volcánica debe también considerarse el valor del terreno.

Resiliencia

Es la capacidad de las personas, comunidades o sistemas que hacen frente a catástrofes o crisis para preservarse de los daños y recuperarse rápidamente. En este sentido las acciones dirigidas a mejorar las condiciones de vida de las poblaciones tanto en la infraestructura de las viviendas que habita, como en los medios de producción sustentables e instituciones comprometidas con políticas de reducción del riesgo, son indispensables para disminuir la vulnerabilidad y, por tanto, para aumentar la capacidad de respuesta frente a los desastres. Una población con buenas prácticas en el medio que habita será una población con capacidad para recuperarse frente a un evento catastrófico (UNISDR, 2005).

Percepción del riesgo

El análisis de percepción social del riesgo permite evaluar el conocimiento que la población tiene sobre el peligro que representa un fenómeno, esto incide directamente en la capacidad de respuesta de la población ante un desastre. Generalmente este tipo de análisis se realiza a través de encuestas directas con la población en las que se preguntan cuestiones como la experiencia de la población

con el fenómeno estudiado, el nivel de conocimiento que tiene la población sobre el fenómeno, si considera que su vivienda puede ser afectada por el fenómeno, si tiene un familiar que haya fallecido a consecuencia del fenómeno estudiado o si ha perdido algún bien, entre otras (UNISDR, 2005).

Mitigación

Una correcta evaluación del riesgo permite identificar medidas de mitigación que ayuden a minimizar el impacto de los fenómenos en las sociedades. Controlar un fenómeno natural es imposible, por lo que prevenir un desastre es adelantar acciones mediante la intervención en uno o más de los otros factores que constituyen el riesgo. La reducción de la exposición y de la vulnerabilidad, así como el monitoreo de los fenómenos suelen ser la forma más eficaz de prevención de desastres (UNISDR, 2005).

Capacidad de respuesta

La capacidad de respuesta se refiere a la preparación antes y después de que un evento tenga lugar. Se evalúa la capacidad tanto de las autoridades como de la población, considerando acciones para planificar, organizar y mejorar las condiciones existentes frente a los posibles efectos de los eventos adversos (UNISDR, 2005).

Riesgo

La UNISDR (2005) define al riesgo como una función de la amenaza, la exposición de la población y sus bienes, y de la situación de vulnerabilidad a la que se expone la población y sus activos

Los parámetros que determinan el riesgo volcánico son: el peligro que está determinado por la probabilidad de ocurrencia, la localización del centro eruptivo, el tipo de erupción probable y las condiciones de dispersión de sus productos; la exposición de los diferentes elementos que pueden ser afectados; la vulnerabilidad, que es la propensión de los elementos expuestos a ser afectados por distintas intensidades de la manifestación del peligro; y, la resiliencia, que es la

capacidad que tienen las poblaciones de afrontar las situaciones de riesgo. De tal manera que la evaluación del riesgo está dada por la expresión:

$$\text{Riesgo}=(\text{Peligro}*\text{Exposición}*\text{Vulnerabilidad})-\text{Resiliencia} \quad (8)$$

La evaluación del riesgo debe seguir una secuencia lógica de análisis de cada uno de sus componentes (Tabla 2).

Tabla2. Elementos de la evaluación del riesgo por fenómenos naturales (modificado de Aye et al. 2016 y Chen et al. 2016).

Factores de análisis							
Evaluación del peligro de origen natural	Datos del medio		Factores detonantes	Inventario de amenazas	Análisis estadístico	Probabilidad Modelos numéricos	
	Estáticos	Dinámicos					
	Geología	Covertura del suelo	Sismos	Deslizamientos	Magnitud del fenómeno	Probabilidad espacial	
	Geomorfología	Uso del suelo	Erupciones	Inundaciones	Intensidad del fenómeno	Probabilidad temporal	
	Hidrología	Obras de infraestructura	Lluvia	Erosion	Periodos de retorno	Probabilidad de la intensidad del fenómeno	
Climatología		Viento	Incendios	Alcance del fenómeno	Modelado de un evento futuro con distintas intensidades		
Análisis de los elementos presentes (exposición)	Análisis geoespacial	Análisis del número de habitantes	Líneas vitales	Áreas industriales y edificios	Patrimonio intangible		
	Sobreposición espacial de la amenaza y los elementos expuestos	Cuantificación del número de viviendas	Infraestructura pública	Edificios públicos	Zonas de patrimonio cultural	Zonas arqueológicas, museos, universidades, etc.	
		Cuantificación del número de habitantes	Agua, electricidad, gasoductos, comunicaciones	Fuentes de empleo	Reservas naturales	Zonas de conservación, zonas de excepcional belleza.	
Evaluación de la vulnerabilidad	Análisis de las características de los elementos expuestos ante distintas intensidades de los fenómenos. Todos los tipos de peligro. Todos los periodos de retorno. Todos los factores decadenantes	Vulnerabilidad física	Vulnerabilidad socioeconómica	Vulnerabilidad económica	Vulnerabilidad ambiental	Vulnerabilidad sistémica o funcional	
		Antigüedad de las estructuras	Indicadores sociales	Presencia de actividades económicas primarias	Degradación del medio	Interdependencia	
		Tipo de construcción	Índice de pobreza	Presencia de actividades económicas secundarias	Condiciones hídricas	Transferibilidad	
		Uso	Acceso a la información	Diversidad de actividades económicas	Indicadores del suelo	Redundancia	
		Material de construcción	Acceso a servicios básicos	Ingresos	Índices de deforestación		
		Modificaciones realizadas	Creencias	Egresos	Contaminación		
		Curvas de fragilidad	Nivel de representatividad				
Estimación de pérdidas-evaluación multirisgo							
Construcción de escenarios	Peor escenario	Possible pérdida de viviendas	Possible pérdida de vidas humanas	Posibles costos económicos	Posibles daños ambientales	Posibles consecuencias sociales	
	Escenarios más factible						
Resiliencia Capacidad de afrontar la amenaza	Medidas estructurales						
	Mitigación	Monitoreo		Sistemas de alerta temprana	Obras de contención		
		Medidas no estructurales					
	Leyes de protección civil	Códigos de construcción	Covertura de seguros catastróficos	Ordenamiento territorial	Actividades educativas		
	Capacidad de respuesta	Planes operativos					
		Plan de evacuación					
		Refugios disponibles					
Análisis costo-beneficio		Análisis costo-efectividad		Análisis multicriterio			
Expresado en términos económicos		Expresado en vidas humanas		No expresable en vidas ni moneda			

3. Área de estudio.

3.1. Geología regional.

Las unidades geológicas más antiguas que se conocen en el CVC son del Paleozoico (PcmMV, PdMG, pE(¿)PdMs, Fig. 7). Estudios realizados en la zona del Valle de Toluca y el Campo Volcánico Valle de Bravo, indican un basamento metamórfico (Formación Ixtapan-Teloloapan) que consiste principalmente de filitas, esquitos verdes, esquitos de muscovita, y depósitos calcáreos del Jurásico Medio (JmAr-Lu) al Cretácico Inferior (KiCgp-Cz, KapMVs, KapceCz, KaMCz) (Macías et al., 1997, Jaimes-Viera, 2004; Aguirre-Díaz et al., 2006; Arce et al., 2008). Al SE, en el área de Chalcatzingo, Gómez-Tuena et al., (2008) reportan un basamento sedimentario (calizas) de edad Cretácica (KapceCz), y también indican la presencia de rocas metamórficas del Complejo Acatlán de edad Paleozoica (PcmMV, PdMG).

El cretácico está representado por una secuencia sedimentaria de ambiente marino de plataforma continental, que consta de: 1) Formación Xochicalco (Barremiano-Aptiano medio, KiCgp-Cz), constituida por calizas de espesor variable, con intercalaciones de pedernal; 2) Formación Morelos (Albiano inferior-Cenomaniano, KapceCz), que sobreyace discordantemente a la unidad anterior y está conformada por una secuencia de calizas y dolomitas interestratificadas con bandas, nódulos y lentes de pedernal; 3) Formación Cuautla (Turoniano), calizas masivas, con nódulos y lentes de pedernal (KsCz-Pe) y 4) Formación Mezcala (Coniaciano-Campaniano medio), una secuencia de flysch formada por estratos de calizas arcillosas, limolitas y lutitas (KsAR-Lu) (Fries, 1956, 1960; De Cserna et al., 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes- Palomera, 1989).

Al sur del campo Chichinautzin es posible encontrar al periodo Terciario que incluye al Grupo Balsas (Eoceno medio-Oligoceno medio), que se compone de evaporitas, calizas de ambiente lacustre, conglomerados calcáreos y volcánicos, areniscas, brechas y flujos piroclásticos con lavas interestratificadas (ToGd) (Fries, 1956, 1960; Schlaepfer, 1968; De Cserna y Fries, 1981; García-Palomo et al., 2002). También está la Formación Tilzapotla cuyas riolitas (ToR) fueron fechadas

por K-Ar entre 24.8 ± 1.3 a 38.2 ± 1.0 Ma (Morán-Zenteno et al., 1999), y 49 ± 3 Ma (Linares y Urrutia-Fucugauchi, 1981). La Formación Tepoztlán (Mioceno) se compone de una secuencia de flujos de escombros que varían en edad de 7.5 a 21.6 Ma (TmplLh) (Fries, 1960; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; García-Palomo et al, 2000, Siebe et al., 2004b; Arce et al., 2008). El complejo de domos Chalcatzingo tiene una edad Ar-Ar ~ 20.7 Ma (TmPA), conformada por tres domos pequeños alineados NNE. La composición de estos domos es trondhjemítica, $K_2O/Na_2O \approx 0.11$ con $\sim 70\%$ SiO_2 , con cristales de plagioclasa y anfíbol, en matriz de plagioclasa, cuarzo y óxidos de hierro y titanio (Gómez-Tuena, et al., 2008). La Formación Las Cruces (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) consta de dos miembros: el inferior, la brecha Cantimplora, que es una secuencia de brechas piroclásticas, flujos de ceniza y lahares (TmplLh), con espesor de ~ 150 m, y el miembro superior que es la Dacita Apilulco (QpthoT-DA) y tiene un espesor de ~ 400 m (Delgado-Granados y Martín Del Pozzo, 1993); su edad varía de 0.6 a 3.7 Ma (Osete et al., 2000). Al sur de las Cruces se encuentra la Andesita Zempoala (Plioceno superior), que está representada por brechas volcánicas, derrames de lava y depósitos volcanoclásticos interestratificadas, con un espesor total de ~ 800 m (QpthoDA-A) (Fries, 1960; Arce et al., 2008). La Formación Cuernavaca (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) consiste en depósitos clásticos derivados principalmente del volcán Zempoala (QptLh-TA) (Arce et al., 2008).

La Formación Ajusco y la Formación Chichinautzin se formaron en el Cuaternario. La Formación Ajusco (Pleistoceno medio) está formada por el emplazamiento y posterior colapso de varios domos rojizos de composición andesítica con espesores de hasta 900 m, así como depósitos piroclásticos y de avalancha, la edad para esta formación es de 0.6 Ma (QptA) (Osete et al., 2000; Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993). Estudios paleomagnéticos muestran tanto polaridad reversa como normal, indicando entonces edades mayores al límite con el cron Brunhes (0.72 Ma) (Fig. 7).

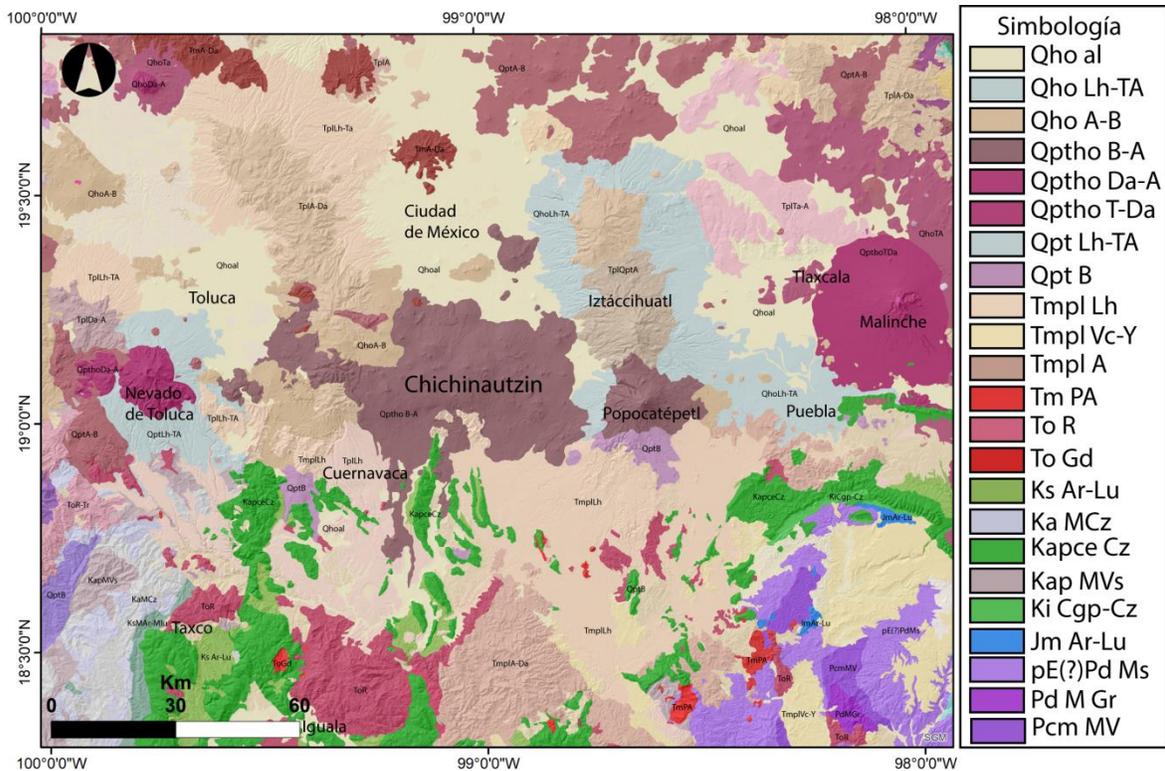


Fig. 7 Geología regional del área de estudio. PcmMV: Paleozoico, carbonífero-mississippiense, MetaVolcánico; PdMG: Paleozoico, devónico, MetaGranítico; pE(?)PdMs: Precámbrico?, Proterozoico-devónico, Metasedimentario; JmAr-Lu: Jurásico medio, Arenisca-Lutita; KiCgp-Cz: Cretácico inferior, conglomerado poligénico-Caliza; KapMVs: Cretácico, aptiano, Metavolcánico sedimentario; KapceCz: Cretácico, aptiano-cenomaniano, Caliza; KaMCz: Cretácico, Albiano, Metacaliza; KsAR-Lu: Cretácico superior, Arenisca-Lutita; ToGd: Terciario, oligoceno, Granodiorita; ToR: Terciario, oligoceno, Riolita; TmPA: Terciario, Mioceno, Pórfido Andesítico; TmplA: Terciario, mioceno-pliceno, Andesita; Tmpl Vc-Y: Terciario, mioceno-pliceno, Volcanoclástico-Yeso; Tmpl Lh: Terciario, mioceno-pliceno, Lahar; QptA: Cuaternario, pleistoceno, Andesita; QptB: Cuaternario, pleistoceno, Basalto; Qpt Lh-TA: Cuaternario, pleistoceno, Lahar-Toba andesita; QpthoT-DA: Cuaternario, pleistoceno-holoceno, Toba dacítica; QpthoDA-A: Cuaternario, pleistoceno-holoceno, Dacita-Andesita; Qptho B-A: Cuaternario, pleistoceno-holoceno, Andesita-Basalto; Qho Lh-TA: Cuaternario, holoceno, Lahar, Toba andesítica; Qhoal: Cuaternario, holoceno, aluvién.

Los depósitos del Campo Volcánico Chichinautzin (Pleistoceno superior al Reciente) son de espesor variable (hasta de 1,800 m) emitido por volcanes monogenéticos con actividad de naturaleza hawaiana a estromboliana. Las lavas emitidas en el CVC incluyen basaltos alcalinos y andesitas basálticas calcoalcalinas, andesitas y dacitas (QhoA-B, QhoLh-TA) (Martin Del Pozzo, 1982; Márquez et al, 1999; Wallace y Carmichael, 1999).

3.2. Geología estructural

Se ha propuesto que el CVC se localiza sobre una serie de fallas con dirección E-W. Debido a la diferencia de altura entre las rocas calizas del Mesozoico en el valle de México (a profundidades entre 1500 y 3000 m) y que al sur hacia Cuernavaca afloran a 1500 msnm, se propuso que el campo Chichinautzin fue emplazado a lo largo de una falla normal regional (Márquez et al., 1999; Ferrari et al., 1994, Ferrari et al., 2000). Alaníz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005), proponen la existencia de un sistema de fallas mayor llamado La Pera. Más recientemente, el sistema de fallas de Tenango, situado al W, se ha relacionado con la falla La Pera (García-Palomo et al, 2002, 2008; Norini et al, 2006). El sistema de fallas Tenango tiene una deformación típica de un régimen de esfuerzos transtensionales con una cinemática lateral-izquierda y un componente normal, siguiendo una tendencia general E-W que pasa por el Nevado de Toluca. Se compone de dos conjuntos principales de fallas, el primero corre E-W al este del Nevado de Toluca, mientras que el otro conjunto corre de W-NE al E-SW del otro lado del volcán (Norini et al., 2006). En la vertiente de la cuenca de México, Martin Del Pozzo (1981) propuso, mediante la interpretación de las alineaciones volcánicas en la zona, que las fallas Xochimilco y Xicomulco con dirección E-W son la continuación del sistema de fallas Tenango.

La mayoría de los volcanes dentro de los campos volcánicos muestran una distribución agrupada de sus centros eruptivos. Esto podría indicar que los mecanismos de generación de magma son similares a los que controlan su propagación a través de la litósfera (Le Corvec et al., 2013). Una mejor permeabilidad de la corteza puede deberse a las fracturas preexistentes, pero también se ha observado que los procesos de fracturamiento de roca ocurren al momento de la actividad volcánica. Una fuerte correlación entre las fracturas y las alineaciones de los centros eruptivos ha sido identificada en campos volcánicos activos (Mazzarini et al., 2010). El eje de orientación preferencial de numerosos campos monogenéticos alrededor del mundo está influenciado por el ambiente tectónico en que se encuentran. Estudios realizados sobre la geología estructural en la zona del Chichinautzin muestran que los volcanes monogenéticos se alinean

en dirección E-W (Bloomfield, 1975; Martin Del Pozzo, 1982; Martin Del Pozzo et al., 1997a; Alaníz-Álvarez et al., 1998; Márquez et al., 1999).

3.3. El Campo Volcánico Chichinautzin Joven

Jaimes-Viera et al. (2018) dividieron el campo volcánico Chichinautzin en cuatro grupos, basados en análisis químicos, fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, análisis morfométrico y la distribución espacial de 227 volcanes. Este estudio versa sobre el campo más joven.

El Grupo Volcánico Monogenético Peñón es el vulcanismo más antiguo ($1,294 \pm 36$ a 765 ± 30 ka) inició en la parte norte del área con el volcán Peñón Del Marqués y la última erupción ocurrió en el sur. Estos conos basáltico-andesíticos están ampliamente espaciados y forman un alineamiento NE-SW ($N60^\circ\text{E}$). Después de esta actividad volcánica, el vulcanismo monogenético aparentemente se detuvo por ~ 527 ka.

El vulcanismo monogenético se reactivó después de esta primera interrupción, con el nacimiento del volcán Tezoyuca 1, marcando el inicio del segundo grupo volcánico (Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo; 238 ± 51 a 95 ± 12 ka) en la parte sur del área de estudio. En estos conos basálticos, andesíticos y dacíticos se identificaron dos grupos, uno con alto MgO y otro con bajo MgO. Posterior a la última erupción en el Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo, el vulcanismo monogenético se detuvo de nuevo, ahora por ~ 60 ka.

Hace ~ 35 ka, la actividad monogenética comenzó otra vez, pero ahora en la parte este del área de estudio, cerca del volcán Popocatepetl, con la erupción del volcán Zitlaltépetl. Esto dio inicio a la formación del tercer grupo, el Grupo Volcánico Chichinautzin Joven ($< 35 \pm 4$ ka). Los conos de este grupo están alineados E-W y las muestras analizadas varían de basaltos a dacitas. El Grupo Volcánico Chichinautzin Joven se considera aún activo ya que las últimas erupciones tuvieron lugar hace menos de 2 ka.

El cuarto grupo descrito por Jaimes-Viera et al., (2018) es la Sierra Santa Catarina (132 ± 70 a 23 ± 4 ka) está localizada en la parte norte del área, en el antiguo

Lago de Chalco y está separada del resto de los volcanes, considerándose una sierra diferente.

Los límites espaciales al norte y sur de cada grupo volcánico se fueron reduciendo con el tiempo: 78 km en el Grupo Volcánico Monogenético Peñón, ~40 km en el Grupo Volcánico Chichinautzin Antiguo y ~25 km en el Grupo Volcánico Chichinautzin Joven, concentrando los volcanes más jóvenes en la parte central del área. Los alineamientos de los conos también cambiaron progresivamente de NNE-SSW a NE-SW a E-W a través del tiempo, estos cambios probablemente son debidos a variaciones en el campo de esfuerzos presente en el área. La rotación de estos campos de esfuerzos en sentido horario parece controlar la distribución de los campos volcánicos, en la que la extensión N-S incrementa con el tiempo permitiendo la alineación de los conos E-W.

Este estudio trata sobre el grupo más reciente, el Campo Volcánico Chichinautzin Joven (CVCJ), que se compone de 157 erupciones (151 conos y 6 flujos de lava sin un cono) que tienen menos de 35 Ka (Jaimes-Viera et al., 2018).

El CVCJ limita al este con el volcán Popocatepetl y al oeste con los volcanes andesíticos poligénicos del Pleistoceno y el Plioceno pertenecientes a la Sierra de Las Cruces, Ajusco y Zempoala (Delgado y Martin Del Pozzo, 1993; Arce et al., 2013). El volcán Cuilotepec, un pequeño cono cubierto por las lavas Xitle, marca el borde más septentrional del CVCJ y Achichipilco marca el límite sur. Más al oeste, hay otro campo de conos monogenéticos, el campo volcánico monogenético de Tenango (TMVF), que a veces se conoce como parte del Campo Chichinautzin (Bloomfield, 1973), pero consideramos que es un campo independiente ya que está separado morfológicamente por las sierras mayores.

4. Metodología.

La metodología de esta investigación comprende cuatro etapas principales:

- Elaboración de un modelo para inferir el sitio de una erupción futura en el Campo Volcánico Chichinautzin Joven, a partir del análisis de la distribución espaciotemporal de las erupciones pasadas.
- Estudio de los eventos eruptivos más reciente.
- Modelado del alcance de los productos de una erupción futura, basado en las zonas de más alta probabilidad de una erupción y la definición de escenarios eruptivos probabilísticos a partir de las características de las erupciones más recientes.
- Evaluación del riesgo, a partir de la construcción de escenarios de una erupción futura.

4.1. Análisis de peligro I. Modelo para identificar el sitio de una erupción futura en el Campo Chichinautzin Joven.

Para identificar dónde y cuándo podría ocurrir la próxima erupción en el CVCJ, se analizó la distribución temporal y espacial de eventos pasados, asumiendo que la actividad futura seguirá una tendencia similar. Se estimaron las edades de los volcanes monogenéticos no fechados basados en análisis morfométricos de conos correlacionados con fechas radiométricas publicadas.

4.1.1. Análisis de parámetros geomorfológicos de los volcanes del Campo Volcánico Chichinautzin Joven y estimación de su edad.

Los parámetros geomorfológicos de un cono de escorias (Fig. 8) están relacionados con su edad, como se ha observado en otros campos volcánicos en el mundo (Wood, 1980; Hopper, 1995). De tal manera que se analizó la relación (H/W_b); donde H es la altura de cono y W_b su diámetro (W_b) (Wood, 1980). Los volcanes jóvenes tienen una relación H/W_b alta, mientras que en los volcanes viejos la relación es más baja, a esta relación Hooper la llama índice de juventud y está dada por la expresión (9):

$$I_j = H_{co} / W_{co}$$

Donde:

I_j = índice de juventud

H = altura del cono

W_b = diámetro volcán

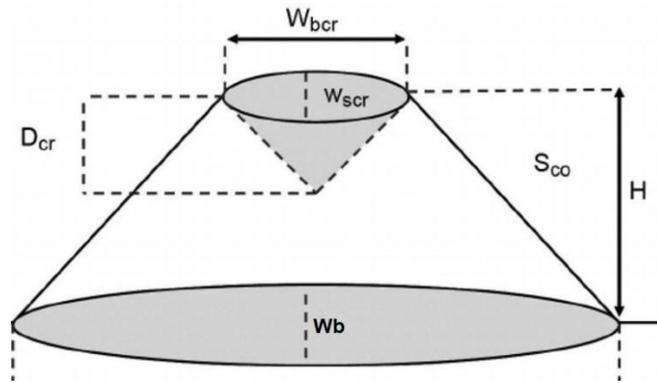


Fig. 8. Parámetros geomorfológicos de un cono de escorias. Modificado de Wood 1980.

Bloomfield (1975); Martin Del Pozzo (1982); Marquez et al. (1999) y Verma (2000) realizaron diversos análisis geomorfológicos en conos de escoria del CVC. Sin embargo, este análisis fue hecho con datos obtenidos a partir de cartas topográficas 1:50 000 que tienen curvas de nivel cada 20 metros.

En este trabajo, la distribución de los volcanes y los parámetros morfométricos: altura (h) y diámetro basal (W_b) de los conos se midieron en imágenes multiespectrales Landsat 8, SPOT con resolución de 10 y 5 metros y Digital Globe, fotografías aéreas verticales 1:15,000, mapas topográficos (INEGI 1: 20,000) y en el Modelo Digital de elevación (DEM, por su siglas en inglés) LIDAR con resolución horizontal de 5 m, (INEGI), así como a través de trabajo de campo. El diámetro basal del cono (W_b) se obtuvo a partir del promedio entre el diámetro más grande y el más pequeño, ya que muchos conos no tienen una base circular, sino que son más bien elípticos. La altura se midió a partir de perfiles elaborados con el DEM de 5 m, utilizando el Sistema de Información Geográfica ArcGis 10.1 y vistas en 3D generadas en el software comercial SURFER 12. Para obtener la altura se consideró la diferencia entre la curva de nivel más baja como la base del cono y la curva de nivel más alta, como el borde del cráter.

Los derrames de lava sin cono (6 derrames) se trataron por separado. Su relación de aspecto se calculó midiendo el grosor, la longitud y el ancho del flujo. Además, tanto para los conos como para los derrames de lava otros elementos geomorfológicos fueron contemplados en la estimación de la edad, como son: el desarrollo de cárcavas (*gullies*), desarrollo y espesor del suelo, presencia y tipo de

vegetación, conservación de las estructuras primarias de los derrames de lava (levees, crestas de presión, líneas de flujo), según los criterios morfológicos señalados por Martin Del Pozzo (1982).

La relación altura/ancho basal (h/wb) de 21 volcanes (conos) con fecha radiométrica se calculó y se correlacionó con su edad. Para tener un conjunto de datos de edad más completo y estimar la edad de los volcanes sin fecha, también se midió la relación h/wb para los otros 130 conos y se interpoló la edad (de tal manera que se estudiaron 151 conos más 6 derrames, haciendo un total de 157 erupciones). Las edades interpoladas para aquellos volcanes que no habían sido datados se ajustaron linealmente con la ecuación:

$$y = y_0 + (x - x_0) \frac{y_1 - y_0}{x_1 - x_0} \quad (10)$$

Donde y es la edad desconocida del cono, x es la relación h/Wb calculada para ese cono sin fecha, y_0 y y_1 son las edades radiométricas mínima y máxima, x_0 y x_1 son las relaciones h/wb para los conos fechados radiométricamente, considerando que $x_0 < x < x_1$. La interpolación se realizó considerando pares de puntos continuos, donde $N=21$ es el número de volcanes con edades radiométricas (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019). Los resultados de este análisis se compararon con el método de los mínimos cuadrados, en el que ajusta una línea recta para todo el conjunto de datos como sigue:

$$m = \frac{\Sigma xy - \frac{(\Sigma x)(\Sigma y)}{n}}{\Sigma x^2 - \frac{(\Sigma x)^2}{n}} \quad (11)$$

$$b = \bar{y} - m\bar{x} \quad (12)$$

El error de la estimación se calculó de la siguiente manera:

$$Ee = \frac{\sqrt{\Sigma y^2 - b\Sigma y - m\Sigma xy}}{n-2} \quad (13)$$

Donde m es la pendiente y b es la coordenada de intercepción en y , mientras que \bar{x} y \bar{y} son las medias de los valores x y y .

La definición de los volcanes y las fisuras eruptivas se llevó a cabo siguiendo los criterios establecidos por Becerril et al. (2013) para la isla de El Hierro, España: se

identificaron (i) cráteres de conos aislados, (ii) cráteres de conos coalescentes que pertenecen a la misma fisura eruptiva y (iii) cráteres sin un cono asociado. Los hornitos y los bocas eruptivas sin conducto (*rootless vents*) se descartaron para evitar sobrevaluar el análisis.

4.1.2. Análisis de agrupamientos (cone *clusters*).

Un *cluster* se define como un grupo de conos superpuestos. Para identificar si los conos en un grupo pertenecen a la misma erupción o no, se midió la relación h/W_b y la dirección elipsoide de cuatro grupos de conos: Tlálloc, Los Cardos, Raíces y Ocusacayo. De tal manera que un evento volcánico se definió como una erupción continua en el tiempo y el espacio (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019). Los cráteres independientes se consideraron como una sola erupción, mientras que las filas de cráteres y agrupaciones se consideraron como un solo evento eruptivo con múltiples bocas (Runge et al., 2014). En los grupos de conos donde se encontraron volcanes con morfometrías muy diferentes entre los conos del grupo y que además tenían diferente dirección de elipsoide, cada uno de los conos fueron tomados como diferentes erupciones. Cuando se estimó la edad de un grupo (*cluster*) a partir de sus parámetros geomorfométricos, sólo se consideró el cono principal para el análisis.

4.1.3. Tasa de recurrencia y probabilidad temporal.

El nacimiento de un volcán monogenético se considera un proceso de Poisson y un evento puntual aleatorio independiente en el tiempo y el espacio (De la Cruz-Reyna, 1991, 1996; Felpeto et al., 2007). De esta manera, la probabilidad de una erupción se estima a partir de la tasa de recurrencia temporal de la siguiente manera:

$$P[N(T) \geq 1] = 1 - \exp[-\lambda \cdot \Delta T] \quad (14)$$

Donde $N(T)$ es el número de eventos futuros que pueden ocurrir durante el tiempo T de interés, λ es la tasa de recurrencia temporal, que es el número de erupciones ocurridas en el período estudiado (erupciones/año) y ΔT es el periodo de interés (De la Cruz-Reyna, 1991, 1996; Ho, 1991; Connor y Hill, 1995; Connor y Conway,

2000; De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez, 2002; Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna, 2009; Bartolini et al., 2015).

En el Campo Volcánico Chichinautzin Joven la tasa de recurrencia temporal se obtuvo a partir de las 157 erupciones (151 conos y 6 flujos gruesos de lava sin un cono) divididas entre la edad de la erupción más antigua, ~35,000 años.

Una vez calculada la tasa de recurrencia, se obtuvo la probabilidad de una erupción en el Campo Volcánico Chichinautzin Joven para diferentes períodos (ΔT), resolviendo la ecuación 14. La probabilidad temporal de una erupción se calculó para 10, 50, 100, 200, 500 y 1,000

4.1.4. Probabilidad espacial.

Al evaluar el peligro para los volcanes poligenéticos donde se establece que la próxima erupción tendrá lugar en el cráter principal, el análisis de la distribución de eventos pasados se realiza en términos del tamaño de la erupción (VEI) (De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez, 2002). En el caso del CVCJ, se supuso que una diferencia en el volumen de las erupciones (menos de 3 km³) no es significativa. Por lo tanto, el peligro en los campos volcánicos monogenéticos se centra en evaluar dónde se realizará la próxima erupción, ya que la actividad eruptiva puede extenderse ampliamente (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019).

Debido a la extensión del campo volcánico, es difícil identificar el lugar donde ocurrirá la próxima erupción y los métodos de densidad solo consideran la distribución espacial de los volcanes, sin tener en cuenta la edad de cada evento. Por estas razones, en este trabajo se adecuó el Análisis de Probabilidad por Cuadrícula (GPA, por sus siglas en inglés). Se han utilizado modelos espaciales basados en cuadrículas, por ejemplo, para analizar el comportamiento de los individuos en entornos microespaciales, como son museos y centros comerciales (p. e., Song et al., 2013), y en la predicción del crimen en ciudades (p. e., Ying-Lung et al., 2018). Se aplicó el GPA para la evaluación de riesgo volcánico en el CVCJ, dividiéndolo en celdas pequeñas, basado en el análisis de la Distancia del Vecino más Cercano al volcán (NND, Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019). En

este análisis, las erupciones se trataron como puntos únicos en el espacio, en los que la distancia promedio entre los volcanes se calculó de la siguiente manera:

$$NN\bar{D} = \frac{\sum_{i=1}^n di}{n} \quad (15)$$

Donde di es igual a la distancia entre los puntos y su vecino más cercano y n es el número total de puntos.

Se definió una cuadrícula de 5x5 km, que es la distancia del volcán más aislado a su vecino más cercano, lo que resultó en 96 celdas. La tasa de recurrencia (λ) en cada celda se calculó en función del número de volcanes y la edad de la erupción más antigua dentro de la celda (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019). Se calcularon las probabilidades para los siguientes 50, 200 y 1,000 años para cada celda como en la ecuación 14.

4.1.5. Mapa de probabilidad espacial.

Los mapas de probabilidad muestran la probabilidad espacial de una erupción futura en un área determinada. Este término ha sido usado comúnmente por algunos autores en otros campos volcánicos para los mapas probabilísticos (Felpeto et al., 2007; Cappello et al., 2010; Cappello et al., 2011; Cappello et al., 2012; Martí y Felpeto, 2010; Vicari et al., 2011; Alcorn et al., 2013; Bartolini et al., 2013; Becerril et al., 2013).

Las probabilidades espaciotemporales que se calcularon en cada celda de la cuadrícula se representaron en un mapa de probabilidad que se realizó mediante un ajuste con *splines* por medio del software ArcGis 10.1. Este método interpola una superficie a partir de datos distribuidos en la misma utilizando una función de curvatura bidimensional que minimiza la curvatura general de la superficie. El resultado es una superficie suave y gradualmente cambiante que pasa exactamente a través de los puntos conocidos. Los puntos de datos interpolados se centraron en cada celda (96) y se calcularon los valores de probabilidad para cada una (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019). La superficie resultante ayudó a identificar la distribución de las probabilidades en el área de estudio.

4.2. Análisis de peligro II. Estudio de los eventos eruptivos más recientes.

Los estudios de peligrosidad volcánica se deben basar en la hipótesis de que las erupciones futuras serán del mismo tipo que las que tuvieron lugar en el pasado, con una frecuencia similar a la que presentaron entonces (Tilling, 1989). En este tipo de estudio se analiza y se proyectan al futuro: la naturaleza de las erupciones, determinada por la escala o magnitud de la erupción, su estilo y el tipo de fenómenos volcánicos asociados.

Se estudiaron a detalle las erupciones de seis volcanes para inferir el tipo de erupción que puede presentarse en el futuro, con base en la clasificación de las estructuras volcánicas propuesta por Bloomfield, (1975) y Martin Del Pozzo (1982). Además, se realizó la integración y análisis de las edades publicadas, los rasgos estructurales, datos paleo y arqueomagnéticos, así como la distribución espacial y composición química. Se seleccionaron dos volcanes por cada tipo de estructura para detallar los mecanismos de emplazamiento de sus depósitos. Para los conos de escoria se seleccionaron los volcanes el Xitle y Los Cardos; para los volcanes escudo, coronados con un cono de escoria se seleccionaron el Chichinautzin y el Dos Cerros (Tepozmayo); finalmente para los flujos de lava sin cono, el Tetequillo, el Xicomulco. Para llevar a cabo los análisis antes mencionados se realizaron los siguientes trabajos:

4.2.1. Trabajo de gabinete.

Se adquirieron imágenes de satélite SPOT; una imagen multiespectral con resolución de 10 m y una pancromática con resolución de 5 m y dos imágenes LANDSAT 8 (1 imagen de temporada de secas y una imagen de temporada de lluvias. Estas imágenes se procesaron con técnicas de falso color usando las bandas 7, 4, 2 y 7, 5, 4 que proveen el máximo contraste morfológico y permiten la identificación de la oxidación del hierro muy común en los volcanes basálticos (Ricchetti y Palombella, 2005; Kervyn et al., 2007; Lesti et al., 2008).

Se procesó el modelo digital de elevación LIDAR con resolución horizontal de 5 metros del elaborado por el INEGI. Este DEM consta de 72 archivos, fue necesario procesar cada archivo de manera individual para después unirlos en uno solo,

conservando sus características. En el estereoscopio se revisaron las fotografías aéreas 1:5,000 para identificar los parámetros geomorfológicos de los volcanes. También se revisaron las cartas topográficas 1:20,00 disponibles para el área.

Todo esto permitió la identificación de los volcanes más jóvenes y la selección de dos volcanes de cada estilo eruptivo para profundizar su estudio.

4.2.2. Trabajo de campo.

Se realizaron más de 30 campañas de trabajo de campo para cartografiar a detalle los depósitos de los volcanes Xitle, Los Cardos, Chichinautzin, Dos Cerros (Tepozmayo) y los derrames de lava Tetequillo y Xicomulco. A través de la elaboración de 119 secciones estratigráficas en distintos sitios de estos seis volcanes se describieron las características de los depósitos piroclásticos y se cartografiaron las distintas unidades de los derrames de lava de cada volcán, además se tomaron 41 muestras para realizar análisis de laboratorio. Esto permitió identificar el alcance de los productos, medir su espesor, calcular sus volúmenes y detallar las relaciones estratigráficas con sus volcanes vecinos y elaborar la cartografía de cada volcán.

4.2.3. Trabajo de laboratorio.

En el laboratorio se prepararon las muestras de ceniza para realizar análisis texturales, esto con el fin de conocer el grado de fragmentación de los materiales y el nivel de explosividad de los conos. Este análisis es esencial para la determinación de los parámetros de entrada en las simulaciones numéricas de dispersión de cenizas.

4.3. Análisis de peligro III. Modelado del alcance de los productos de una erupción futura.

La dispersión de los productos volcánicos depende de las características propias de la erupción; estas son: la tasa de efusión, el volumen, la altura de la columna, y el grado de fragmentación de los piroclastos, También, la dispersión de los productos depende de los valores que tomen, en el momento de la erupción una serie de variables del medio físico de las cuales, las más significativas, son la

topografía y las condiciones meteorológicas. El control que cada una de ellas ejerce sobre la dispersión de los productos depende del tipo de fenómeno considerado. En conjunto, estas variables determinan las características que tendrá una erupción en un punto determinado y las condiciones existentes para la distribución de sus productos, por lo que, a partir del estudio de las erupciones pasadas y la cartografía de sus depósitos, trabajo que se realizó en campo, se pudieron determinar distintos parámetros para modelar cómo será una erupción futura.

La dispersión de las tefras se modeló utilizando el código Tephra 2, disponible a través de la plataforma del VHUB (Courtland et al. 2012). Este software permite realizar simulaciones para columnas eruptivas pequeñas como las que se presentan en las erupciones estrombolianas. El uso del código requiere distintos parámetros de entrada como son el perfil de vientos (dirección y velocidad del viento a distintas alturas) en el sitio a evaluar, así como las características de la erupción, altura de la columna, volumen y granulometría. Estos parámetros se obtuvieron a partir del estudio de las erupciones representativas seleccionadas. Además, Se obtuvo el campo de vientos mes por mes con base en los datos de 30 años de radiosondeos realizados por el Servicio Meteorológico Nacional de la estación Tacubaya, Ciudad de México, clave 76679. Con estos parámetros se hizo una simulación por cada mes del año.

Posteriormente, con estos mismos parámetros y teniendo en cuenta la curva de vulnerabilidad para cenizas, se realizó un análisis probabilístico a partir de la integración de 100 simulaciones en el módulo *Tephra2 probabilistic runner* (Bonadonna et al., 2016) disponible también en la plataforma VHUB, para encontrar aquellas áreas en las que el umbral de depósito de ceniza puede producir el colapso de las estructuras.

En el caso de los derrames de lava los parámetros obtenidos para cada unidad de flujo son: la longitud, el área que cubren y espesor, con lo que se pudo calcular el volumen individual de cada unidad. El volumen de cada una de las unidades de flujo individuales se sumó para obtener el volumen total de lava emitida por la

erupción. Además, se obtuvo la composición química de los distintos volcanes a partir de los trabajos publicados. La integración de estos parámetros permitió estimar la tasa de efusión para cada tipo de lava de acuerdo con los trabajos de Walker (1973a) y Pieri y Baloga (1986), que compararon el volumen emitido con el tiempo que tardaron en emitirse 38 derrames de lava de 20 erupciones históricas observadas, tanto para lavas basálticas, basalto-andesitas y andesita-dacita. La duración de las erupciones se estimó a dividiendo el volumen total calculado entre la tasa de efusión. En el caso de las tefras, además se obtuvo la granulometría mediante el método de tamizado en el laboratorio.

Para el modelado de los derrames de lava se utilizaron dos códigos probabilísticos. El Etna Lava Flow Model (ELFM, Damiani et al., 2006) y el Q-LAVHA (Mossoux et al., 2016). Estos códigos probabilísticos permiten determinar las trayectorias potenciales de los derrames de lava, en función de los parámetros de entrada como el modelo digital de elevación, el alcance de las lavas, el espesor y su reología. En el Q-LAVHA se debe definir el tipo de boca eruptiva, que puede ser puntual o fisural, o múltiples bocas. En el ELFM, es necesario, además, determinar el modelo del incremento del espesor del flujo, que puede ser constante, lineal o logarítmico. Los códigos se calibraron simulando distintos derrames de lava existentes para comprobar que los resultados de la longitud de los derrames de lava simulados y las áreas inundadas fueran acordes a los derrames conocidos para lo cual, además fue necesario reconstruir el paleorelieve. Se utilizaron las variables vulcanológicas obtenidas a partir del estudio de los volcanes seleccionados.

4.4. Evaluación del riesgo.

La evaluación del riesgo, además de realizar el análisis del peligro como ya se describió en secciones anteriores, comprendió tres etapas más; la primera fue el análisis de exposición donde se determinó la cantidad de bienes que pueden ser afectados por el fenómeno. La segunda etapa comprendió el análisis de vulnerabilidad de estos bienes, en la que se determina qué daño pueden sufrir los bienes expuestos. El análisis de vulnerabilidad se subdividió en otras cuatro

etapas, el análisis de la vulnerabilidad socioeconómica, el análisis de la vulnerabilidad física (precariedad), la capacidad de respuesta de la sociedad y la percepción del riesgo. Finalmente, la última etapa de la evaluación del riesgo comprendió la estimación de los posibles daños y pérdidas, en las que se analizaron cuáles son las consecuencias del impacto del fenómeno y se propusieron medidas de mitigación.

4.4.1. Análisis de exposición

En el análisis de elementos expuestos por una erupción futura en el campo Chichinautzin, se consideraron los polígonos de afectación por lavas y cenizas para los distintos escenarios eruptivos, tomando en cuenta el área de distribución de cada fenómeno y su probabilidad. Se analizó en ArcGis 10.1 la información vectorial de diversos sistemas expuestos y se cuantificó para cada polígono el número de habitantes y su género, la cantidad de viviendas, así como otros sistemas sensibles como la cantidad de hospitales y centros de salud de las distintas dependencias, escuelas de todos los niveles educativos, estaciones de servicio (gasolineras), centros comerciales, bancos, hoteles, la red de transporte público, infraestructura hidráulica como pozos, presas, ríos y canales, además del tipo de vegetación presente y el uso del suelo, áreas ganaderas, áreas naturales protegidas, suelo de conservación, así como sitios de interés arqueológico, zonas declaradas patrimonio de la humanidad, monumentos históricos, museos y bibliotecas. La mayoría de estos datos vectoriales se encuentran disponibles como *shapefile* en el portal de datos abiertos de la Ciudad de México <https://datos.cdmx.gob.mx/>

4.4.2. Análisis de la vulnerabilidad socioeconómica

La evaluación de la vulnerabilidad socioeconómica se realizó en ArcGis 10.1 integrando la información vectorial de distintos indicadores a nivel manzana para toda la Ciudad de México. Los indicadores socioeconómicos que se eligieron son la densidad de población (número de habitantes/superficie de la manzana), porcentaje de niños de 0-14 años, porcentaje de personas mayores a 60 años, porcentaje de población con discapacidad, promedio de escolaridad (el valor

medio de grados escolares aprobados por los habitantes de cada manzana) y acceso a la salud (porcentaje de derechohabientes a los servicios de salud). Estos indicadores se enfocan principalmente a la identificación de las condiciones que inciden e incluso acentúan los efectos de un desastre. Esta información a nivel manzana se obtuvo a partir del Inventario Nacional de Viviendas elaborado por el INEGI y el Índice de Desarrollo Social elaborado por el Consejo de Evaluación del Desarrollo Social de la Ciudad de México a partir de los Censos Generales y Conteos de Población y Vivienda.

Cada uno de los indicadores analizados fue normalizado en función de los valores máximos y mínimos de cada indicador, asignándole un valor de 1 al porcentaje máximo y un valor de cero al porcentaje mínimo. Esto se hizo modificando la tabla de atributos del *shapefile* de cada uno de los indicadores en ArcGis. Los indicadores densidad de población, porcentaje de niños, adultos mayores de 60 años y población con discapacidad fueron normalizados en función de su valor máximo, considerando que entre más alto sea este valor, mayor es la vulnerabilidad asociada; de tal manera que se le asignó un valor de 1 al porcentaje más alto y un valor de 0 al porcentaje más bajo. Los indicadores promedio de escolaridad y acceso a la salud fueron normalizados en función de su valor mínimo, considerando que entre menos años de estudio tenga una persona y entre menor sea el porcentaje de personas derechohabientes a los servicios de salud, mayor será su vulnerabilidad. Así que, a estos dos indicadores se les asignó un valor de 1 al porcentaje más bajo y un valor de 0 al más alto, donde 1 representa la vulnerabilidad más alta y 0 la más baja.

Finalmente, los seis indicadores analizados fueron ponderados para obtener un valor único de vulnerabilidad socioeconómica, asignándole el mismo peso a cada uno de ellos y sumándolos para obtener un valor de vulnerabilidad. Este valor fue nuevamente normalizado de 0-1. Al resultado final se le asignarán valores categóricos, a través de los cuales se estableció un grado de vulnerabilidad socioeconómica que se dividió en 5 categorías como se muestra en la tabla 3:

Tabla 3. Categorización de la vulnerabilidad socioeconómica.

Valor de vulnerabilidad	Categoría
0-0.15	Muy baja
0.151-0.3	Baja
0.31-0.45	Media
0.451-0.6	Alta
>0.6	Muy alta

4.4.3. Análisis de la vulnerabilidad física.

En esta evaluación del riesgo volcánico, se espera que todo lo afectado por un flujo de lava se destruya por completo, de modo que la función de vulnerabilidad se consideró binaria: la lava resulta en una destrucción completa; la ausencia de lava no produce daños (Jenkins et al. 2013; Jenkins et al. 2014; Jenkins et al. 2017):

En las erupciones de diversos volcanes alrededor del mundo se ha observado que la cantidad de ceniza que produce daño total a diversos tipos estructuras se encuentra entre 200-1000 mm de espesor de caída (20 cm a 1 m), mientras que las estructuras que reciben menos de 100 mm de ceniza (10 cm) presentan daño menor y menos de 50 mm (5 cm) no sufren daño. Los estilos arquitectónicos presentes en la Ciudad de México tienen techos con pendientes incluso menores a 6° por lo que podrían acumular prácticamente toda la ceniza recibida. De esta manera se propuso una curva de vulnerabilidad general para las estructuras presentes en la Ciudad de México.

El posible efecto de la caída de ceniza en las viviendas se cuantificó considerando el nivel de precariedad de las construcciones. La vulnerabilidad de una vivienda puede reflejarse tanto en los materiales de construcción, como en los servicios básicos con los que cuenta o los que carecen. Cuando el estado de una vivienda es precario, el número y la intensidad de los factores de riesgo que se presentan por diversos fenómenos resultan ser elevados. Para analizar la vulnerabilidad física de las viviendas de un área tan grande como la Ciudad de México y con el nivel de detalle propuesto (análisis por manzana) fue necesario simplificar el análisis de acuerdo con la información disponible, calculando un nivel de precariedad de las viviendas que está relacionado con su vulnerabilidad. Una gran

cantidad de viviendas que no cuenta con servicios básicos pertenece al sector informal de la construcción, y se localiza en zonas altamente expuestas a peligros naturales, zonas de reserva ecológica o fuera de planes de desarrollo urbano, lo anterior las hace altamente vulnerables.

Igual que se hizo con la vulnerabilidad socioeconómica, para analizar el nivel de precariedad de las viviendas se analizó en un sistema de información geográfica (ArcGis 10.1) la información vectorial de las características de las viviendas a nivel manzana para toda la Ciudad de México, información obtenida del Inventario Nacional de Viviendas del INEGI.

Los indicadores utilizados fueron: densidad de viviendas habitadas (viviendas habitadas/manzana), porcentaje de viviendas con recubrimiento en piso (cemento, mosaico, madera u otro material), porcentaje de viviendas con servicio de energía eléctrica, porcentaje de viviendas con agua entubada, porcentaje de viviendas con drenaje, porcentaje de viviendas con servicio sanitario. Además, se evaluó la densidad de las viviendas (número de viviendas habitadas por manzana). Estos siete indicadores de vivienda fueron normalizados y ponderados de la misma manera que se hizo para la evaluación de la vulnerabilidad socioeconómica. Al resultado final se le asignarán valores categóricos, a través de los cuales se estableció un grado de precariedad de las estructuras que se dividió en 5 categorías como se muestra en la tabla 4.

Tabla 4. Categorización del nivel de precariedad de las estructuras.

Valor de precariedad	Categoría
0-0.15	Muy baja
0.151-0.3	Baja
0.31-0.45	Media
0.451-0.6	Alta
>0.6	Muy alta

4.4.4. Análisis de la capacidad de respuesta

La capacidad de respuesta se refiere a la preparación antes de que un evento tenga lugar y es la capacidad de las comunidades a preservarse de los daños y recuperarse rápidamente. En este análisis se evaluó si la ciudad cuenta con una unidad de protección civil o con algún comité u organización comunitaria de

gestión del riesgo que maneje la prevención, mitigación, preparación y la respuesta, si se cuenta con algún plan de emergencia, si existe una normatividad que regule las funciones de la unidad de Protección Civil, si se cuenta con algún mecanismo de alerta temprana, si se cuenta con canales de comunicación a través de los cuáles se puedan coordinar las instituciones, áreas o personas en caso de una emergencia, si las instituciones de salud cuentan con programas de atención a la población (trabajo social, psicológico, vigilancia epidemiológica) en caso de desastre. Se evaluó también la existencia de sitios que pueden funcionar como refugios temporales en caso de un desastre, si hay un *stock* de alimentos, cobertores, colchonetas y pacas de lámina de cartón para casos de emergencia, centros de acopio, si se llevan a cabo simulacros en las distintas instituciones (escuelas, centros de salud) sobre qué hacer en caso de una emergencia. También se analizaron las centrales de bomberos, estaciones de policía, centros de control y comando (C5), y la distribución de la red de video vigilancia de la ciudad, que puede ser utilizada durante la atención a una emergencia, la distribución de los puntos de acceso gratuito a internet y los altoparlantes de la alerta sísmica. También se evaluó si la ciudad se cuenta con algún Sistema de Información Geográfica (SIG) para procesar y analizar información cartográfica y estadística con el fin de ubicar con coordenadas geográficas los puntos críticos en su localidad. Finalmente se evaluó la densidad y distribución de la red de monitoreo sísmico de la Ciudad de México que, podría ser utilizada como sistema de alerta temprana en el caso del nacimiento de un volcán.

4.4.5. Análisis de la percepción social del riesgo

En este trabajo se consideró que la población en general y las autoridades tienen un pobre o nulo conocimiento sobre el peligro que representa el vulcanismo monogenético al sur de la Ciudad de México.

4.4.6. Costo asociado a los daños

En el caso de una erupción con emisión de derrames de lava, que modificarían sustancialmente la topografía y dejarían el terreno inhabitable por varios años, la estimación del costo del daño debe estimar además del costo total del inmueble, el

costo del terreno. Para esto se obtuvieron los datos de costos catastrales de las edificaciones que se encuentran en el área de inundación de las lavas y que estarían propensas a ser destruidas. Esta información se obtuvo a partir de los Programas Delegacionales de Desarrollo Urbano (PDDU) en el Sistema de Información del Patrimonio Ambiental y Urbano de la CDMX, de la Procuraduría Ambiental y de Desarrollo Territorial (PAOT) y la lista de valores unitarios para el suelo y las construcciones de la Secretaría de Administración y Finanzas de la Ciudad de México y la Secretaría de Desarrollo Urbano y Vivienda de la Ciudad de México (SEDUVI). Se hizo un cruce de la información de estas dependencias, esto permitió obtener el valor catastral por cada tipo y uso de construcción de las zonas afectadas y se calculó el costo total de las posibles pérdidas en ArcGis 10.1.

4.4.7. Propuesta de acciones de mitigación

Se propusieron diversas medidas de mitigación para disminuir el impacto de una posible erupción futura en el campo volcánico Chichinautzin. Estas acciones incluyen principalmente medidas del tipo no estructural, dada la naturaleza del fenómeno.

5. Resultados.

5.1. Peligro I. Erupciones recientes en el Campo Volcánico Chichinautzin Joven.

En el área de estudio, se identificaron 157 centros eruptivos (151 conos de escoria y 6 flujos de lava gruesos sin cono) (Fig. 9) que son menores a 35,000 años. Los conos de escoria y los conos de ceniza tienen alturas (h) de entre 15 m (Tlalpexcua) y 315 m (Chalchihuites) y diámetros basales (wb) de 200 a 1,500 m (Cuilotepec y Chalchihuites, respectivamente). Las relaciones h/wb para todos los conos medidos varían de 0.04 a 0.26. La relación h/wb para el cono de Chichinautzin que es el más joven (1835 +/- 55 años BP. Siebe et al., 2004a), es de 0.26 y 0.1 para el más antiguo, que es Zitlaltepētī (34,932 +/- 4,000 años BP, Jaimes-Viera et al., 2018), pero también hay algunos volcanes con edades intermedias como Malinale (18,900 +/- 600 BP. Jaimes-Viera et al., 2018) que tiene una relación h/wb de 0,15. Los volcanes con edades menores a 10 ka tienen relaciones h/wb mayores a 0.2 (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019) (Tabla 5).

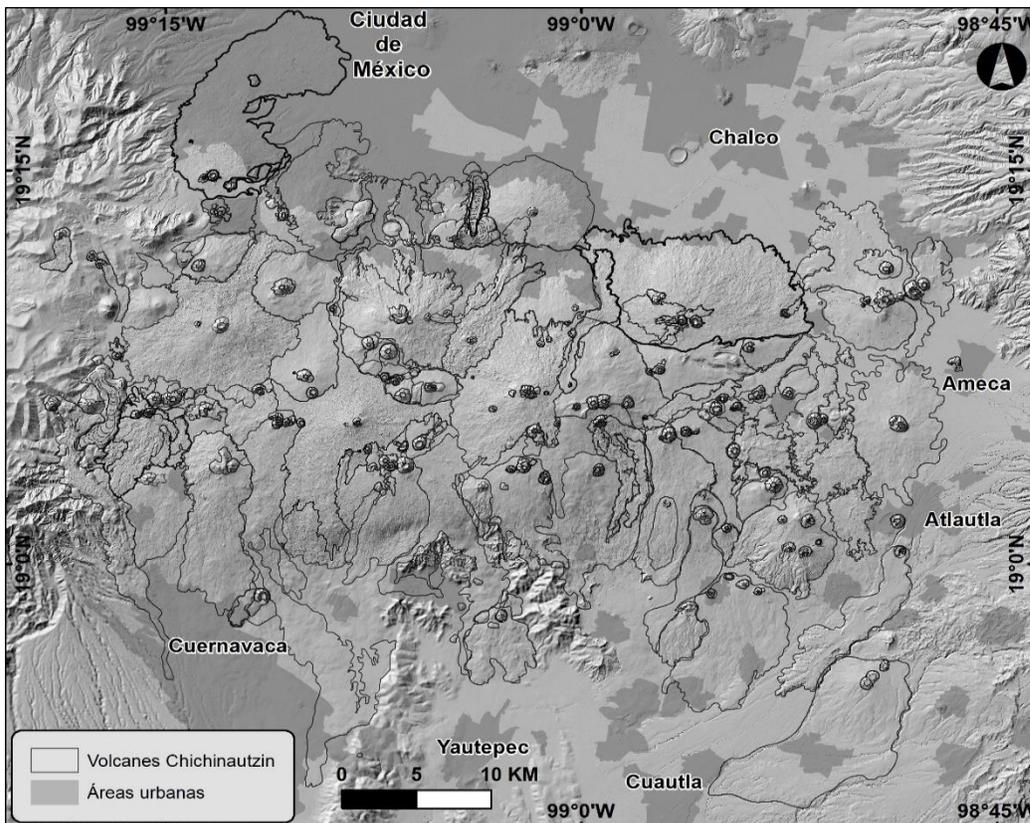


Fig. 9. Volcanes del campo volcánico Chichinautzin joven

Tabla 5. Parámetros morfométricos, fechas radiométricas y edades estimadas de los volcanes en el CVCJ.

Volcán	h (m)	wb (m)	h/wb	Edad radiométrica y estimada (años)	Volcán	h (m)	wb (m)	h/wb	Edad radiométrica y estimada (años)	Volcán	h (m)	wb (m)	h/wb	Edad radiométrica y estimada (años)
Chichinautzin	160	620	0.260	1835±55 ⁽¹⁾	Tlacuayol	60	350	0.171	≥19540	Yeteco	80	675	0.119	≥33150
Jumento	155	600	0.256	2010±30 ⁽²⁾	Cahu	85	500	0.170	≥19540	Xistune VI	20	170	0.118	≥33150
Xitle	160	700	0.240	2030±60 ⁽³⁾	H. Cuahutzin	70	400	0.175	20895±245 ⁽⁶⁾	Zoyazal	80	680	0.118	≥33150
Pelagatos	65	300	0.224	>2520±105 ⁽⁴⁾	Magdalena	110	650	0.169	≥20900	Xistune IV	60	515	0.117	≥33150
Guespalapa	100	410	0.244	>2835±885 ⁽¹⁾	Atlalcorra	150	900	0.167	≥20900	Cuatepel	160	1200	0.133	33932±5000 ⁽⁷⁾
Tlacotenco	60	250	0.240	≥2880	Huipilo	250	1500	0.167	≥20900	Achichipilco	60	650	0.092	33932±6000⁽⁷⁾
Cerro del Agua	160	620	0.258	≥3530	Los Otates II	50	300	0.167	≥20900	Huiloitepec	50	440	0.114	≥34000
Los Otates	80	310	0.258	≥3530	Tenayo	150	900	0.167	≥20900	Tetzacoatl	90	800	0.113	≥34000
Pelado	220	980	0.224	4070±150⁽⁵⁾	Tesoyito	50	300	0.167	≥20900	Huiztomayo	70	625	0.112	≥34000
Xicomulco	-	-	-	≥4000	Toxtepec	50	300	0.167	≥20900	Zoceyuca	100	900	0.111	≥34000
Cuiloitepec	50	200	0.250	≥4840	Ahua	100	610	0.164	≥20900	Ocotecat III	45	410	0.110	≥34000
San Bartolome	70	280	0.250	≥4840	Oyametepec	150	920	0.163	≥20900	Escobeta	120	1100	0.109	≥34000
Tetequillo	-	-	-	≥4840	Tulmiac	170	1050	0.162	≥20900	Chiconquiast	150	1400	0.107	≥34000
Texoxocol	90	375	0.240	≥6150	Tlalpexcua II	120	750	0.160	≥20900	Texquixtle	80	760	0.105	≥34000
Tlaloc	155	680	0.228	<6200±85⁽⁶⁾	Ocoxusco	150	940	0.160	≥20900	Zitaltepetl	120	1200	0.100	34932±4000⁽⁷⁾
Tabaquillo	-	-	-	6932±9000⁽⁷⁾	Ocusacayo	70	400	0.175	>21675±220⁽⁶⁾	Moyocalco	60	580	0.103	≥35000
Cuahtzin	190	850	0.224	7360±120 ⁽⁶⁾	Tezontle	165	930	0.177	≥21860	Aire	80	800	0.100	≥35000
Tepozmayo	155	680	0.228	≥7450	Yololica	110	750	0.147	≥21860	Chingueriteria	50	500	0.100	≥35000
Panza	140	620	0.226	≥7450	Aholo	75	630	0.119	22932±15000 ⁽⁷⁾	Ocotecat II	80	800	0.100	≥35000
Cuahutzin II	70	310	0.226	8225±130 ⁽⁶⁾	Cuatzontle	80	520	0.154	≥23620	Pole	50	500	0.100	≥35000
Los Cardos	110	460	0.239	<8440	Tzompoli	-	-	-	≥23620	Tlaloc III	30	300	0.100	≥35000
Old Los Cardos	140	610	0.230	8440±150⁽⁸⁾	Sochol	90	595	0.151	≥23620	Xistune I	40	410	0.098	≥35000
Suchiuc	160	730	0.219	≥8750	Joyacan	120	800	0.150	≥23620	Xistune II	40	420	0.095	≥35000
Mixte	110	520	0.212	≥9410	Tesoyo	150	1000	0.150	≥23620	Xistune V	20	210	0.095	≥35000
Chalchihuites	315	1500	0.210	≥9410	Cilcuayo VI	50	340	0.147	≥24980	Sacromonte	20	215	0.093	≥35000
La Cima	100	500	0.200	10410±70 ⁽⁶⁾	Teuhtli	110	750	0.147	≥24980	Cilcuayo I	65	700	0.093	≥35000
Hijo del Cuahutzin	60	300	0.200	≥10720	Xaxa	90	620	0.145	≥24980	Cuajoma	50	540	0.093	≥35000
La Gloria	-	-	-	≥10720	Oclayuca	130	900	0.144	≥26340	Teziolo	80	900	0.089	≥35000
Mezontepec I	150	750	0.200	≥10720	Cohuazalo	80	560	0.143	≥26340	Xistune III	30	340	0.088	≥35000
Teoca	-	-	-	≥10720	Ninfa	130	925	0.141	≥26340	Tepeyehualco	50	600	0.083	>35000
Mezontepec	160	810	0.198	10932±3000 ⁽⁷⁾	Acopiaco I	70	500	0.140	≥26340	Tecuilco	50	600	0.083	>35000
Otates	130	660	0.197	≥11370	Barbara	140	1000	0.140	≥26340	Piripitillo	45	550	0.082	>35000
Oyameyo	190	1000	0.190	13755±95 ⁽⁹⁾	Joya	130	940	0.138	≥27700	Mesa II	60	750	0.080	>35000
Suchiuc I	180	950	0.189	≥14100	Apozonalco	50	370	0.135	≥27700	Tetzacoatl II	20	250	0.080	>35000
Tuxtepec	100	530	0.189	≥14100	Dolores	90	670	0.134	≥29060	Tulmiaqui II	20	250	0.080	>35000
San Miguel	75	400	0.188	≥15450	Amoloc	110	825	0.133	≥29060	Cima II	30	390	0.077	>35000
Teoquita	85	460	0.185	≥15450	Cilcuayo III	120	900	0.133	≥29060	Guarda	25	330	0.076	>35000
Malinalito I	90	500	0.180	≥15450	Judio	100	750	0.133	≥29060	Cuiloyo	35	480	0.073	>35000
Qumistepec	90	500	0.180	≥15450	Malinalito II	40	300	0.133	≥29060	Huihuilanco	40	550	0.073	>35000
Raices	150	800	0.188	15740±80⁽⁶⁾	Pajonal	100	750	0.133	≥29060	Cilcuayo VII	30	420	0.071	>35000
Ocotecat I	170	950	0.179	≥16810	San Bartolito	60	450	0.133	≥29060	San Bartolo	70	1000	0.070	>35000
Quištepec	100	560	0.179	≥16810	Sxoyacan	80	600	0.133	≥29060	Mesa I	40	575	0.070	>35000
Acopiaco	160	900	0.178	≥16810	Tapeixte	200	1500	0.133	≥29060	Huehuelcon	45	680	0.066	>35000
Cilcuayo I	80	450	0.178	≥16810	Tepencasco	40	300	0.133	≥29060	Cima II	25	410	0.061	>35000
Mezontepecito	160	900	0.178	≥16810	Tuxtepec	80	600	0.133	≥29060	Cuiloyito	20	360	0.056	>35000
Huehuel	180	1020	0.176	≥16810	Cilcuayo IV	125	950	0.132	≥29060	Tezoyo	70	1300	0.054	>35000
Ayaqueme	130	740	0.176	≥16810	Tlalamac	150	1140	0.132	≥29060	Canta I	40	800	0.050	>35000
Chalchu	170	970	0.175	≥18170	La Comalera	170	1300	0.131	≥29060	Coronilla	30	600	0.050	>35000
Micro	60	350	0.171	≥18170	Guarda	90	700	0.129	≥30420	Tulmiaqui I	15	300	0.050	>35000
Malinala	115	750	0.153	18900±600⁽⁶⁾	Chingueriteria	50	400	0.125	≥30420	Tlaloc II	20	430	0.047	>35000
Yecahuazac	115	850	0.135	≥19500	Cilcuayo V	100	800	0.125	≥30420	Tlalpexcua	15	350	0.043	>35000
Partido	95	550	0.173	≥19540	Teteconzi	80	650	0.123	≥31780					
Ahuazatepel	120	700	0.171	≥19540	Loreto	72	600	0.120	≥31780					

(1) Siebe et al., 2004; (2) Arce et al., 2015; (3) Córdova et al., 1994; (4) Guilbaud et al., 2009; (5) Kirianov et al., 1990; (6) Siebe et al., 2005; (7) Jaimes-Viera et al., 2018; (8) Martin Del Pozzo, 1982; (9) Wallace & Carmichael, 1999.

Las edades de los volcanes sin fechamiento fueron estimadas a partir de la interpolación de las relaciones h/wb de los volcanes fechados y se muestran en la tabla 5. Por ejemplo, en el caso del volcán Suchiuc que tiene una h/wb de 0.22, se le asignó una edad de $\sim 8,750$ años (Tabla 5, Figs. 10 y 11). La relación h/wb del Suchiuc se encuentra en medio de dos volcanes fechados, Los Cardos ($h/wb = 0.23$) con fecha de $8,440 \pm 150$ años BP y el volcán La Cima ($h/wb = 0.20$) con fecha $> 10,410 \pm 70$ años BP. El cono Suchiuc está bien conservado y sus flujos de lava muestran características de flujo distintivas (p. e., crestas de presión, frentes de flujo, túmulos) que concuerdan con la edad joven asignada de $\sim 8,750$ años. Otro ejemplo de edad estimada a partir de dos edades radiométricas es el Ayaqueme que tiene una relación h/wb de 0.18 y una edad asignada de $\sim 16,810$ años que cae en medio del Raíces ($h/wb = 0.19$) con una fecha de $15,740 \pm 80$ años BP. y Malinale ($h/wb = 0.15$) con fecha de $18,900 \pm 600$ años BP en la interpolación. La pómez de caída con líticos característicos Pómez con Andesita (PWA por sus siglas en inglés) del volcán Popocatepetl se fechó por Mooser (1967) en ~ 14 mil años y en $14,065 \pm 500$ años BP (Sosa-Ceballos et al., 2012). Esta pómez, se usó como capa marcadora, se encuentra sobre los volcanes Ayaqueme y Raíces, lo que confirma las edades interpoladas (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019).

Las relaciones h/wb para todos los conos dentro del CVCJ y sus edades estimadas se muestran en la Fig. 10. Las relaciones h/wb muestran cierta dispersión para los volcanes más jóvenes, sin embargo, están bien limitadas por más fechas radiométricas. Esto se retomará en la discusión.

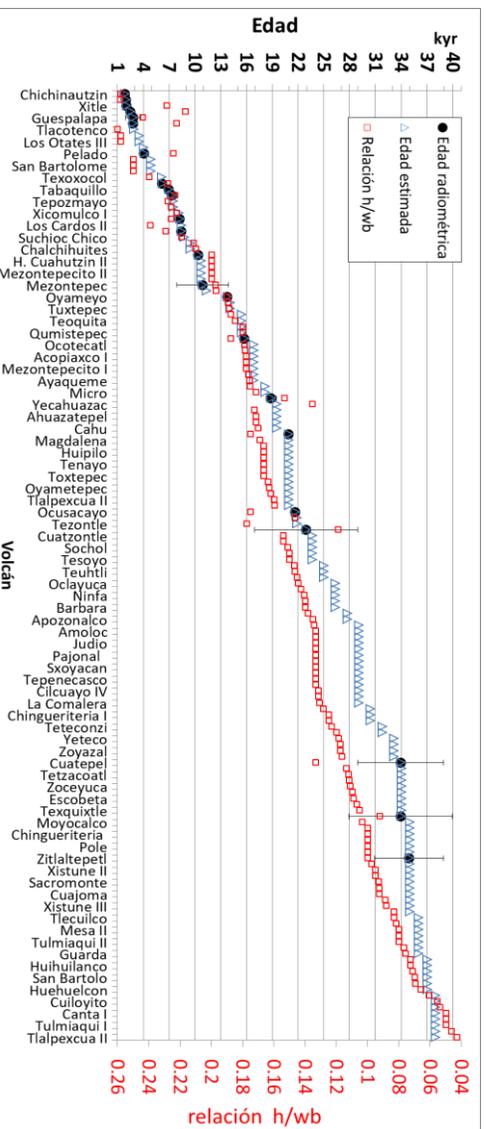


Fig. 10. Edad estimada y relaciones h/wb de los volcanes en CVCJ. Se muestran las fechas radiométricas con barras de error (todas las barras de error están incluidas, pero, en algunos casos están dentro del círculo negro).

Las edades asignadas a los volcanes sin fecha, estimada a partir de la interpolación de los volcanes con fecha radiométrica y sus parámetros morfométricos tienen un coeficiente de correlación de $R^2 = 0.901$ (Nieto-Torres y Martín Del Pozzo, 2019. Fig. 11). Los valores obtenidos a partir de la interpolación por pares de puntos fueron comparados con los obtenidos a partir del método de mínimos cuadrados y se encontró que muestran estimaciones similares con un valor de la pendiente de $-4E-06x$ y un corte en y de 0.25 (Fig. 11, Tabla 6).

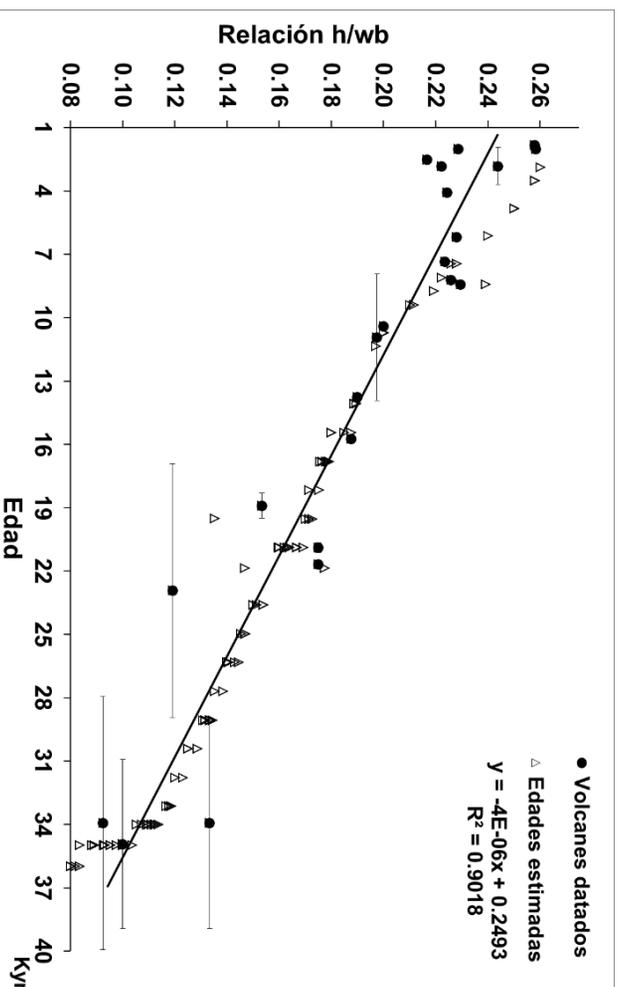


Fig. 11. Correlación entre h/wb y edades estimadas (se incluyen las barras de error, en algunos casos, dentro del círculo). El ajuste fue calculado con mínimos cuadrados, muestra tendencia similar al método de pares de puntos.

Tabla 6. Ajuste de la estimación de la edad con el método de mínimos cuadrados

Volcán	n	Edad	h/Wb	Edad*h/Wb	(Edad)²	(h/Wb)²
Chichinautzin	1	1835	0.26	473.55	3367225	0.0666
Jumento	2	2010	0.26	519.25	4040100	0.0667
Xitle	3	2030	0.24	487.20	4120900	0.0576
Pelagatos	4	2520	0.22	546.00	6350400	0.0469
Guespalapa	5	2835	0.24	691.46	8037225	0.0595
Pelado	6	4070	0.22	913.67	16564900	0.0504
Tlálloc	7	6200	0.23	1413.24	38440000	0.0520
Cuauhtzin	8	7360	0.22	1645.18	54169600	0.0500
Cuauhtzin II	9	8225	0.22	1838.53	67650625	0.0500
Los Cardos	10	8440	0.23	1932.76	71233600	0.0524
La Cima	11	10600	0.20	2120.00	112360000	0.0400
Mezontepec	12	10932	0.19	2022.42	119508624	0.0342
Oyameyo	13	13755	0.19	2613.45	189200025	0.0361
Raíces	14	15570	0.19	2911.59	242424900	0.0350
Malinale	15	18900	0.15	2891.70	357210000	0.0234
Hijo del Cuautzin	16	20895	0.18	3656.63	436601025	0.0306
Ocusacayo	17	21675	0.18	3901.50	469805625	0.0324
V. Aholo	18	22932	0.12	2728.91	525876624	0.0142
V. Cuautepel	19	33932	0.13	4512.96	1151380624	0.0177
Achichipilco	20	33932	0.09	3121.74	1151380624	0.0085
Zitlaltepeltl	21	34932	0.10	3493.20	1220244624	0.0100
Σ		283580	4.06	44434.93	6249967270	0.83
Medias		13503.81	0.193			
Ajuste recta						
	Valor	Error estimación				
Pendiente (m)	-4.29E-06	0.3506				
Corte en y (b)	0.2512	2.03E-06				

Derrames de lava sin cono

Los derrames gruesos de lava que carecen de cono tienen espesores de 100 m (Tzompoli) a 310 m (La Gloria) y longitudes de 3,500 m (Tetequillo) a 15,200 m (La Gloria) con anchuras que varían de 1,000 m a 1,500 m (Tabla 7). Uno de estos flujos, Tabaquillo, fue fechado por Jaimes Viera et al. (2018) en 6,932 años BP. A partir de este fechamiento se estimó la edad de los otros derrames de lava sin cono, analizando la relación de aspecto de cada derrame de lava (longitud/anchura). Los *levees* en los flujos de lava dacítica están mucho mejor

preservados que los de los flujos de lava basáltica, ya que son más grandes en estos flujos más viscosos (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019).

Tabla 7. Parámetros morfológicos para los derrames gruesos de lava sin cono en el CVCJ.

Volcan	Espesor (m)	Longitud (m)	Anchura (m)	Área (m ²)	Aspect ratio
La Gloria	310	15200	1100	30000	0.282
Tabaquillo	300	6700	1100	9300	0.273
Tetequillo	200	3500	1500	4000	0.133
Xicomulco	150	4000	1300	9500	0.115
Teoca	130	4500	1200	7500	0.108
Tzompoli	100	4500	1000	5500	0.100

5.1.1. Análisis de la edad en los grupos de conos (*cone clusters*).

El análisis morfométrico de las agrupaciones de conos (*cone clusters*) y su dirección elipsoidal permitió agrupar los diferentes conos superpuestos en eventos e identificar si se formaron al mismo tiempo o no. En el grupo del Tláloc, los conos a-e pertenecen a la misma erupción, ya que tienen relaciones h/wb similares, de 0.221 a 0.228 con una edad radiométrica de 6200+/- 85 (Siebe et al., 2005) (Tabla 8, Fig. 12a). Por otro lado, el cono f, que se separó previamente debido a la distancia al grupo, resultó ser de un evento más antiguo ya que su relación h / wb es 0.18. Las lavas del grupo más joven rodean al cono f, lo que es consistente con la edad más antigua del cono f y la edad más joven del grupo. Además, las lavas del grupo mantienen sus levas y crestas de presión, que generalmente son desgastadas por la erosión en los volcanes de mayor edad (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019).

El grupo de conos de Los Cardos se formó en dos erupciones diferentes (Tabla 8, Fig. 12b). El volcán Viejo Cardos se formó a partir de una fisura con dirección SW-NE, con una relación h/wb de 0.229, mientras que los conos de Los Cardos aparecieron en una fisura con dirección E-W con una relación h/wb para sus conos de 0.233 a 0.242, lo que sugiere que son más jóvenes.

En el caso de la erupción del volcán Raíces, todos los conos también están alineados en una fisura con una tendencia de E-W (Tabla 8, Fig. 12c). La relación

h/wb de los conos varía de 0.183 a 0.189, lo que sugiere que todos los conos se formaron en el mismo evento.

Los conos de Ocusacayo tienen relaciones h/wb de 0.171 a 0.179, lo que sugiere que todos los conos se formaron en el mismo evento (Tabla 8, Fig. 12d).

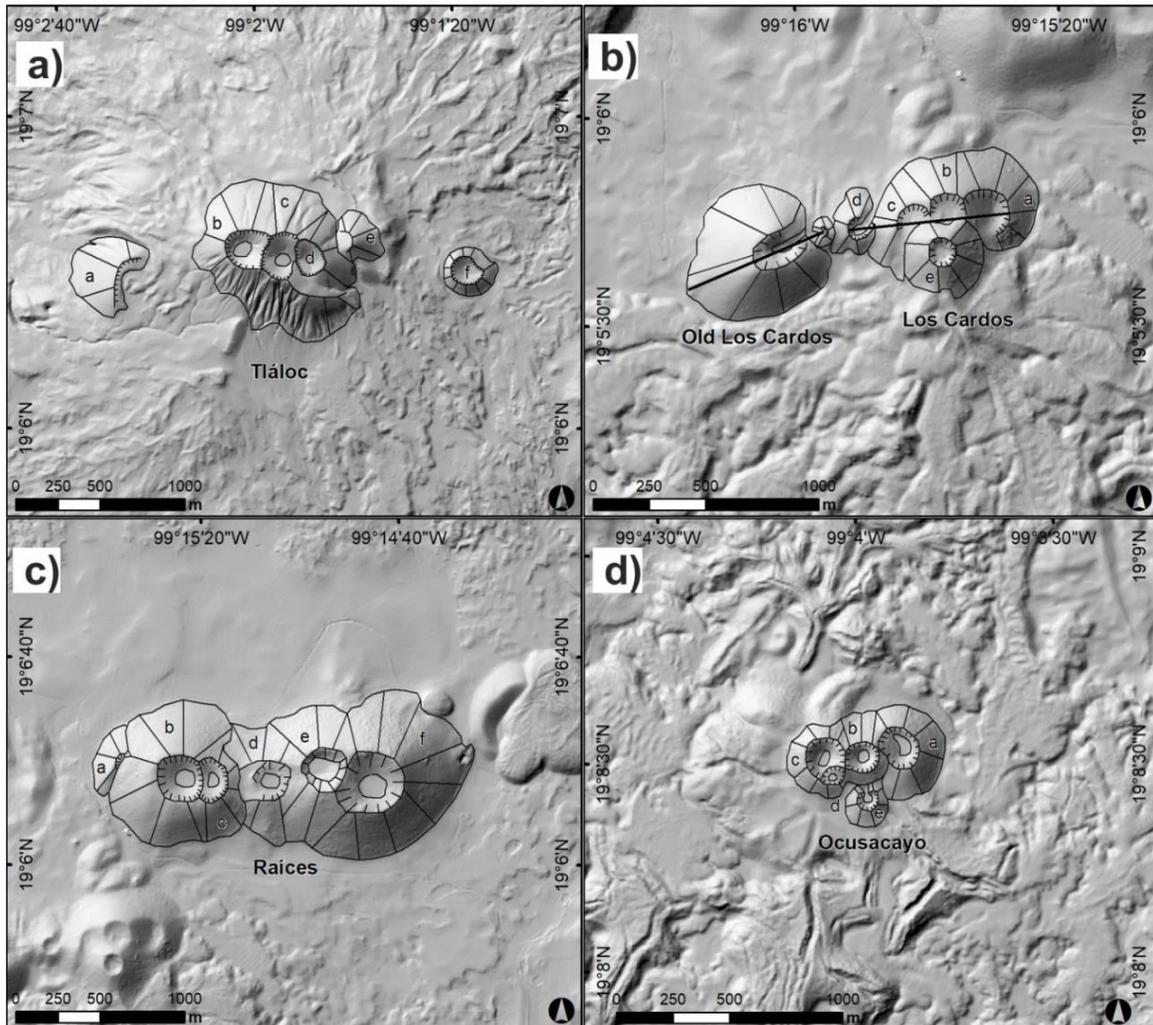


Fig. 12. Grupos de conos pertenecientes a una misma erupción. a) Grupo Tláloc, b) grupo Los Cardos, c) grupo Raíces y d) grupo Ocusacayo.

Tabla 8. Parámetros morfométricos de los conos presentes en los grupos de conos (cone clusters).

Cone Cluster	h (m)	wb (m)	h/wb	Edades radiométricas y estimadas (años)
Tlálóc a	100	440	0.227	
Tlálóc b	155	680	0.228	
Tlálóc c	180	815	0.221	<6200 ⁽⁶⁾
Tlálóc d	160	730	0.219	
Tlálóc e	75	335	0.224	
Tlálóc f	60	320	0.188	>6200
Old Los Cardos	140	610	0.229	8440±150 ⁽⁸⁾
Los Cardos a	110	460	0.239	
Los Cardos b	100	430	0.233	
Los Cardos c	80	330	0.242	<8440
Los Cardos d	55	230	0.239	
Los Cardos e	85	360	0.236	
Raíces a	75	410	0.183	
Raíces b	150	800	0.188	
Raíces c	110	600	0.183	
Raíces d	85	450	0.189	15740±80 ⁽⁵⁾
Raíces e	140	750	0.187	
Raíces f	160	860	0.186	
Ocusacayo a	70	400	0.175	
Ocusacayo b	60	340	0.176	
Ocusacayo c	60	350	0.171	>21675±220 ⁽⁶⁾
Ocusacayo d	25	145	0.172	
Ocusacayo e	35	195	0.179	

Autores de edad igual que en tabla 5.

5.2. Peligro II. Tasa de recurrencia y probabilidad temporal.

La tasa de recurrencia se calculó a partir del número de erupciones que se han presentado en el campo entre la edad más antigua registrada. En los últimos 35,000 años han ocurrido 157 erupciones en el CVCJ, esto representa una tasa de recurrencia de ~0.0044 erupciones por año, siguiendo la ecuación 14, las probabilidades de una nueva erupción en los próximos 10, 50, 100, 200, 500, 1000 y 2000 años en el CVCJ se muestran en la Tabla 9 y la Fig. 13. Las probabilidades más bajas se calcularon para intervalos de tiempo cortos de 10 a 100 años, 0.043 y 0.361, respectivamente. La probabilidad de 200 años aumenta a 0.59, mientras que la probabilidad a 1,000 años es de 0.98 por y la de 2,000 años a 0.999 (Nieto-

Torres y Martin Del Pozzo, 2019). La erupción más reciente en el CVCJ fue fechada en 1,835 +/- 55 años BP (Siebe et al., 2004a).

Tabla 9. Probabilidades de al menos una erupción en el CVCJ.

Años	Probabilidad
10	0.043
50	0.201
100	0.361
200	0.592
500	0.893
1000	0.988
2000	0.999

La probabilidad temporal de una nueva erupción dentro del CVCJ se distribuye en un área de 2,500 km².

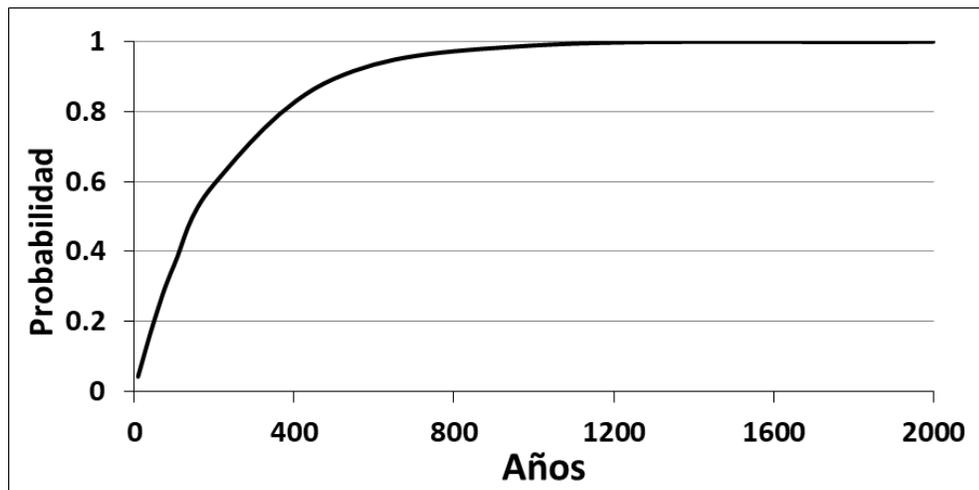


Fig. 13. Probabilidades de al menos una erupción en el CVCJ.

5.3. Peligro III. Probabilidad espacial

Los volcanes más jóvenes se distribuyen principalmente en la parte noroeste y central de CVCJ. La parte oriental del CVCJ es más antigua ya que las edades radiométricas y estimadas son >20,000 años (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019. Fig. 14). Los conos en esta parte del área están cubiertos por varios depósitos piroclásticos del volcán Popocatepetl. Siebe et al. (2017) fecharon uno de los grandes eventos de colapso en ~23,500 años BP, Las corrientes de densidad de esta erupción y de otras erupciones mayores como las de ~14 ka, ~5 ka, ~2 ka también cubrieron algunos de los conos de Chichinautzin lo que suaviza

la morfología de los conos y de los derrames de lava (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019).

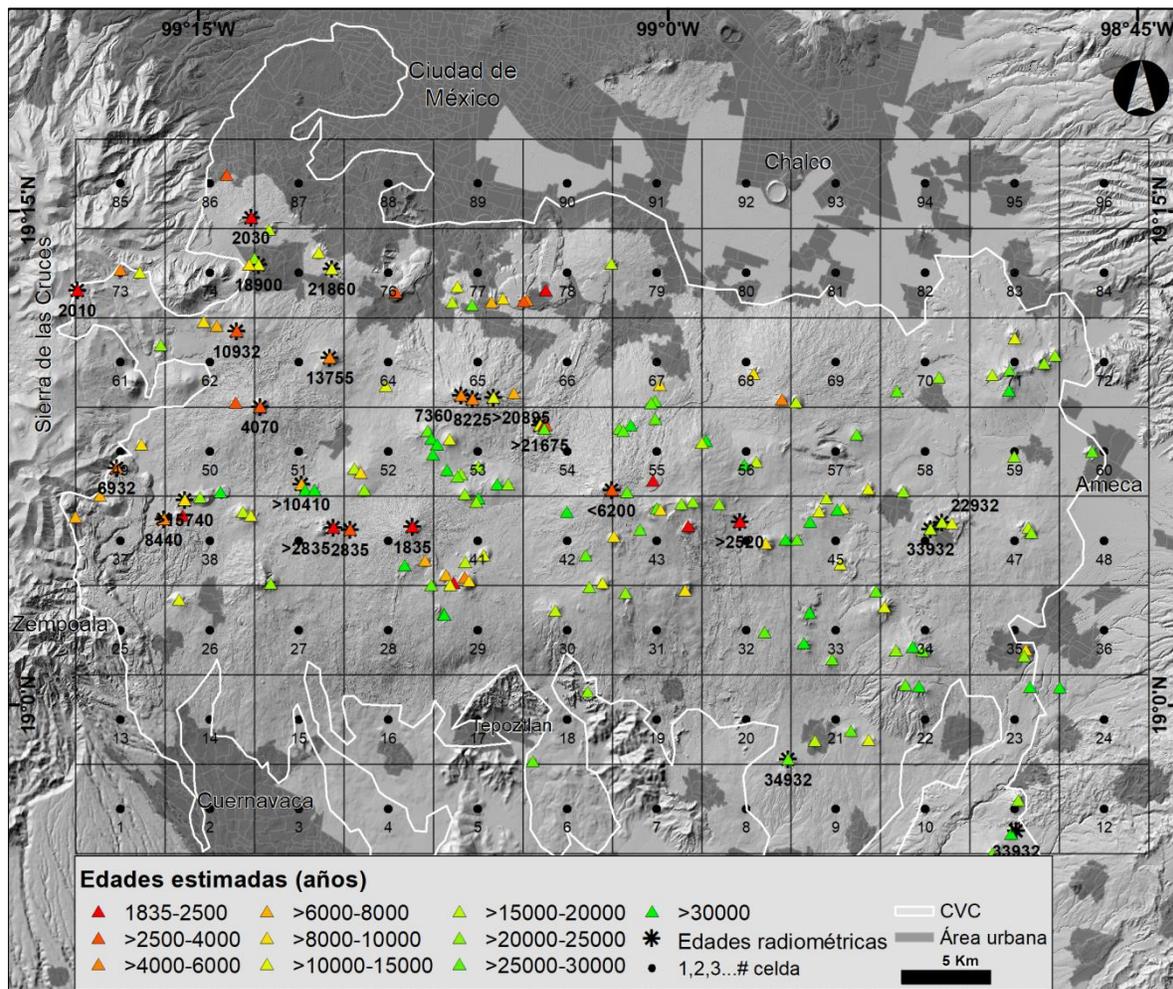


Fig. 14. Edad de los volcanes en el CVCJ. Las estrellas indican volcanes fechados por métodos radiométricos; los triángulos muestran las edades estimadas de los volcanes. La línea blanca muestra la extensión de los depósitos en el CVCJ; También se muestran los números de celdas de la cuadrícula.

La definición del tamaño de celda para realizar el análisis de probabilidad basado en celdas (GPA) es el de la distancia al vecino más cercano. El promedio del vecino más cercano en el CVCJ es de 1,2 km, mientras que la distancia mínima del vecino más cercano es de menos de 1 km en la parte central del área donde la densidad del cono es la más alta. La celda con la densidad más alta (41) tiene 0.36 volcanes/km², y se encuentra en el centro del campo (Fig. 15). Por otro lado, el cono Sacromonte en la parte este del campo está a 5 km de su vecino más

cercano, siendo el volcán más aislado, de tal manera que el tamaño de celda se definió en 5x5 km (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019).

5.3.1 Tasa de recurrencia en cada celda.

La tasa de recurrencia temporal (λ) para aquellas celdas donde no se registraron erupciones es cero, estas celdas se encuentran en los bordes del campo, aunque también hay celdas en el borde norte con altas tasas de recurrencia, como las celdas 73 y 86, donde se han producido algunas de las erupciones más recientes (Fig.15). Las altas tasas de recurrencia se atribuyen a la alta densidad de conos o erupciones muy recientes y se encuentran principalmente en la parte central del campo, especialmente en las celdas 39, 40 y 41 (Tabla 10, Fig. 15). Dado que ambas variables se combinan, en la parte central de CVCJ, la tasa de recurrencia es alta, con hasta 9 volcanes jóvenes en 25 km², siendo el volcán Chichinautzin el más joven (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019).

Tabla 10. Tasa de recurrencia y probabilidades de al menos una erupción durante 50, 200 y 1000 años.

# celda	λ (Erupciones /año)	Probabilidad próximos años			# celda	λ (Erupciones /año)	Probabilidad próximos años		
		50	200	1000			50	200	1000
1	0	0	0	0	49	2.12E-04	0.011	0.042	0.192
2	0	0	0	0	50	2.89E-05	0.001	0.006	0.029
3	0	0	0	0	51	8.69E-05	0.004	0.017	0.083
4	0	0	0	0	52	1.73E-04	0.009	0.034	0.160
5	0	0	0	0	53	2.60E-04	0.013	0.051	0.230
6	0	0	0	0	54	1.47E-04	0.007	0.029	0.137
7	0	0	0	0	55	1.73E-04	0.009	0.034	0.160
8	0	0	0	0	56	1.15E-04	0.006	0.023	0.109
9	0	0	0	0	57	5.79E-05	0.003	0.012	0.056
10	0	0	0	0	58	3.44E-05	0.002	0.007	0.034
11	8.69E-05	0.0043	0.0172	0.0833	59	3.44E-05	0.002	0.007	0.034
12	0	0	0	0	60	2.89E-05	0.001	0.006	0.029
13	0	0	0	0	61	3.44E-05	0.002	0.007	0.034
14	0	0	0	0	62	2.37E-04	0.012	0.046	0.212
15	0	0	0	0	63	2.40E-04	0.012	0.047	0.214
16	0	0	0	0	64	4.78E-05	0.002	0.010	0.047
17	0	0	0	0	65	1.43E-04	0.007	0.028	0.134
18	5.79E-05	0.0029	0.0115	0.0563	66	0	0	0	0
19	0	0	0	0	67	8.69E-05	0.004	0.017	0.083
20	0	0	0	0	68	1.18E-04	0.006	0.024	0.112
21	8.69E-05	0.0043	0.0172	0.0833	69	3.79E-05	0.002	0.008	0.037
22	5.79E-05	0.0029	0.0115	0.0563	70	5.79E-05	0.003	0.012	0.056
23	2.89E-05	0.0014	0.0058	0.0286	71	1.73E-04	0.009	0.034	0.160
24	2.89E-05	0.0014	0.0058	0.0286	72	0	0	0	0
25	0	0	0	0	73	2.68E-04	0.013	0.052	0.235
26	4.57E-05	0.0023	0.0091	0.0447	74	6.47E-05	0.003	0.013	0.063
27	0	0	0	0	75	1.72E-04	0.009	0.034	0.158
28	0	0	0	0	76	2.06E-04	0.010	0.040	0.187
29	5.79E-05	0.0029	0.0115	0.0563	77	1.44E-04	0.007	0.029	0.135
30	6.29E-05	0.0031	0.0125	0.0610	78	3.70E-04	0.018	0.071	0.309
31	6.88E-05	0.0034	0.0137	0.0665	79	4.00E-05	0.002	0.008	0.039
32	2.94E-05	0.0015	0.0059	0.0290	80	0	0	0	0
33	1.15E-04	0.0058	0.0229	0.1095	81	0	0	0	0
34	1.15E-04	0.0058	0.0229	0.1095	82	0	0	0	0
35	6.88E-05	0.0034	0.0137	0.0665	83	0	0	0	0
36	0	0	0	0	84	0	0	0	0
37	1.86E-04	0.0093	0.0366	0.1702	85	0	0	0	0
38	1.63E-04	0.0082	0.0323	0.1512	86	4.13E-04	0.020	0.079	0.338
39	3.52E-04	0.0175	0.0681	0.2972	87	0	0	0	0
40	2.75E-04	0.0137	0.0535	0.2405	88	0	0	0	0
41	3.58E-04	0.0178	0.0692	0.3012	89	0	0	0	0
42	8.69E-05	0.0043	0.0172	0.0833	90	0	0	0	0
43	2.02E-04	0.0101	0.0398	0.1836	91	0	0	0	0
44	1.15E-04	0.0058	0.0229	0.1095	92	0	0	0	0
45	2.02E-04	0.0101	0.0398	0.1836	93	0	0	0	0
46	1.13E-04	0.0057	0.0225	0.1076	94	0	0	0	0
47	6.88E-05	0.0034	0.0137	0.0665	95	0	0	0	0
48	0	0	0	0	96	0	0	0	0

El análisis probabilístico espacial para cada celda se llevó a cabo para los siguientes años: 50, 200 y 1,000, y revela que las áreas con mayor probabilidad se encuentran en las celdas 86, 78 y 41, que son las que tienen las tasas más altas de recurrencia. En estas celdas, se obtuvieron valores de probabilidad de 0.338, 0.309 y 0.301 para los próximos mil años (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019). Esta es aproximadamente la mitad del tiempo transcurrido desde la última erupción (1835 +/- 55 años BP. Volcán Chichinautzin, Siebe et al., 2004a) (Tabla 10 y Fig. 15). Las celdas con la probabilidad más alta, 0.3 son consistentes con la distribución de los eventos más jóvenes, donde la densidad de los volcanes es mayor (hasta 0.36 volcanes/km²) y donde los volcanes vecinos más cercanos están a menos de 1 km. Por el contrario, las celdas donde la probabilidad es cero o muy baja son aquellas donde hay volcanes más antiguos, menor densidad y distancias máximas entre los vecinos más cercanos.

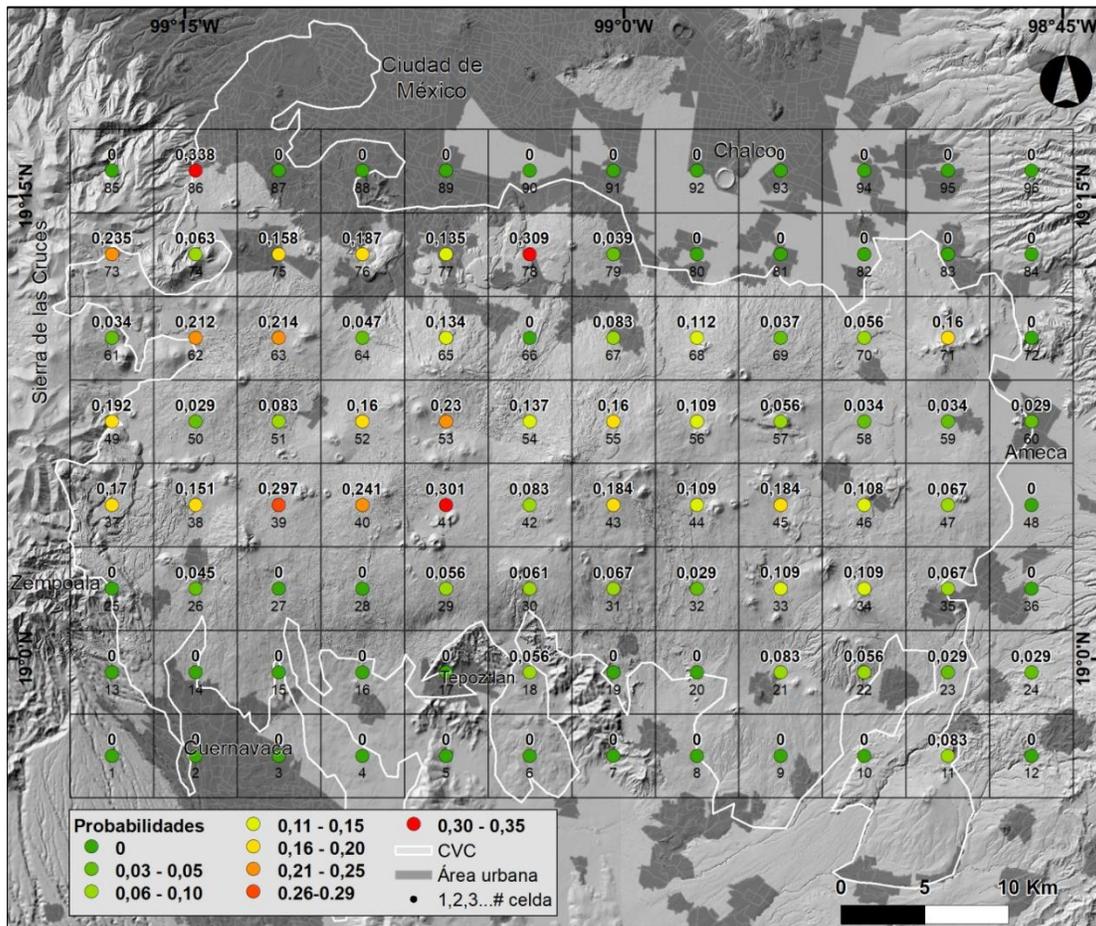


Fig.15. Probabilidades de una nueva erupción en los próximos 1,000 años en el CVCJ.

5.3.2. Mapa de probabilidad espaciotemporal.

El mapa de probabilidad (también llamado mapa de susceptibilidad) representa aquellas áreas con mayor o menor probabilidad de formación de un nuevo volcán. La probabilidad más baja, con valores de cero o cercanos a cero, se ubicó en los sectores sureste y sur del CVCJ, en aquellas celdas sin erupciones registradas, con pocas erupciones o donde solamente hay volcanes antiguos. La probabilidad más alta de formación de un nuevo volcán para mil años fue en los sectores noroeste y central y centro-norte (Fig. 16). Estas áreas están cerca de las áreas donde ocurrieron las erupciones más recientes (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019).

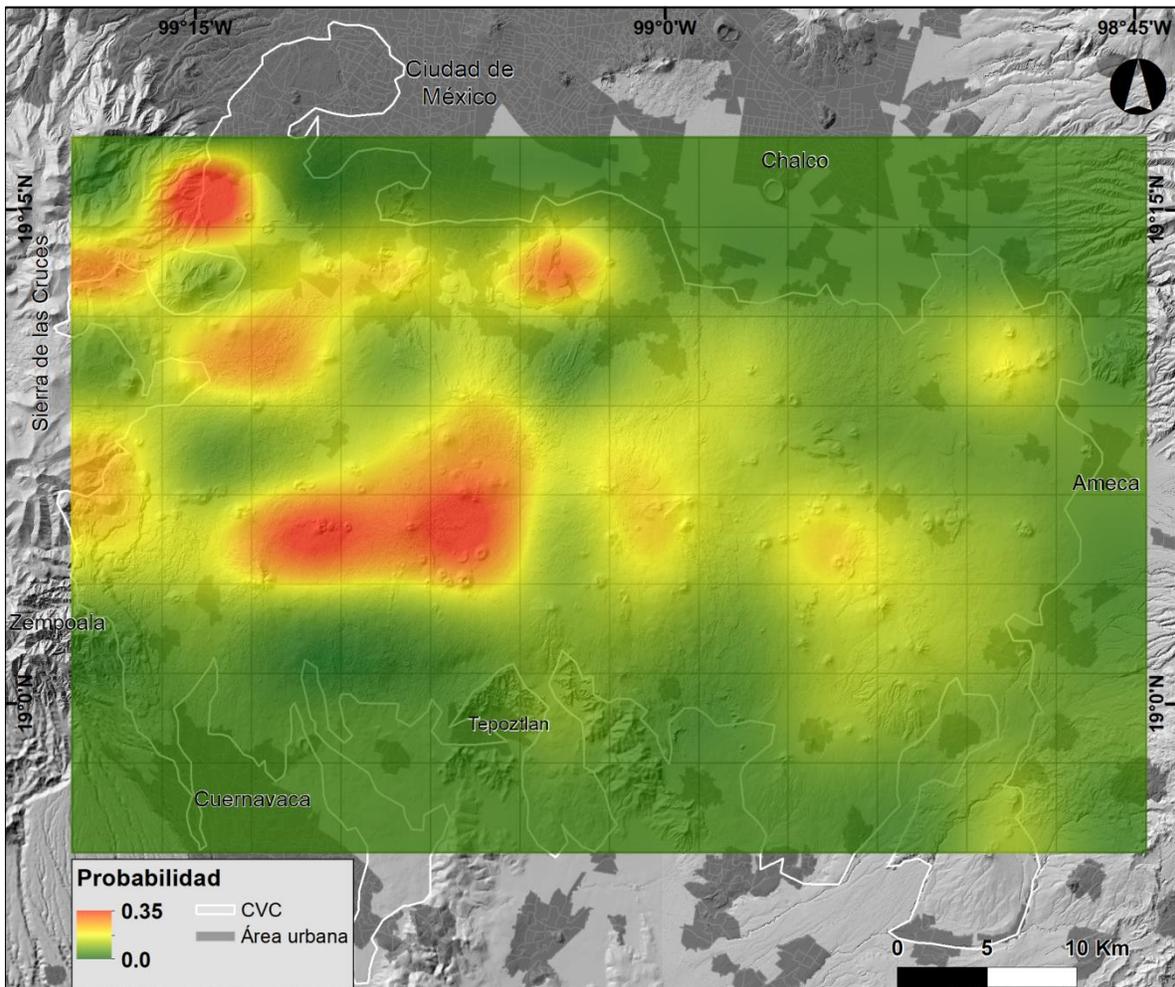


Fig. 16. Mapa de susceptibilidad. Muestra la probabilidad espacial para una erupción futura en el CVCJ.

5.4. Peligro IV. Estilo eruptivo de las erupciones recientes en el campo Volcánico Chichinautzin Joven.

Se definieron los seis volcanes que representen las características del vulcanismo en el área, como fue explicado en la metodología. Con base en la integración y análisis de las edades publicadas, los parámetros geomorfológicos, los rasgos estructurales, así como la distribución espacial y composición química se seleccionaron dos volcanes por cada tipo de estructura para detallar los mecanismos de emplazamiento de los depósitos de los volcanes que hicieron erupción en los últimos 10 mil años. Para los conos de escoria se seleccionaron los volcanes el Xitle y Los Cardos; para los volcanes escudo, coronados con un cono de escoria se seleccionaron el Chichinautzin y el Dos Cerros (Tepozmayo); finalmente para los flujos de lava sin cono, el Tetequillo, el Xicomulco (Fig. 17). Estos volcanes se eligieron porque representan las erupciones más recientes (<10 ka) dentro del campo.

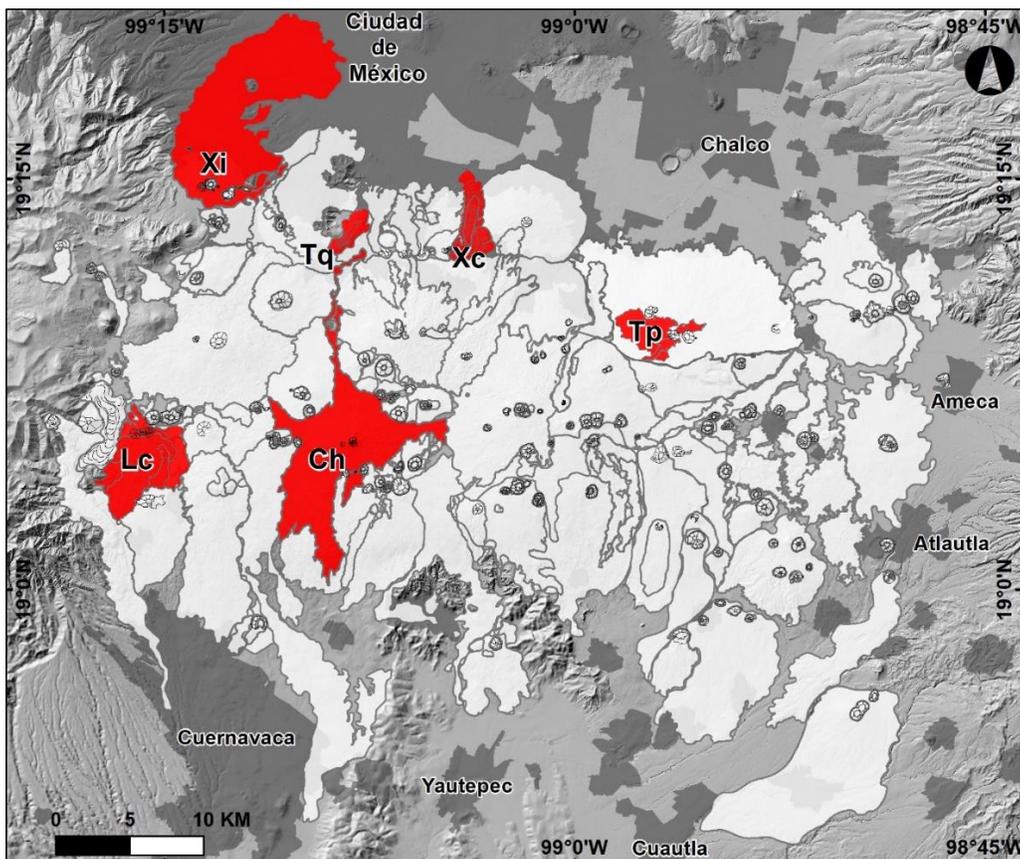


Fig. 17. Volcanes del CVCJ. En rojo se muestra la localización de los volcanes de estudio seleccionados.

5.4.1. La erupción del Volcán Chichinautzin: Una erupción fisural.

El volcán Chichinautzin se encuentra al centro del campo, tiene una edad de 1,832+/-45 YBP. (Siebe et al., 2004a) lo que lo convierte en el volcán más joven del Campo Volcánico Chichinautzin.

El volcán Chichinautzin se formó a lo largo de una fisura con dirección este-oeste que se extiende a lo largo de 900 metros y tiene una anchura de 30-40 metros. En la parte oriental de esta fisura se formó un cono principal de tefras que tiene una altura de 160 m (Fig. 18).

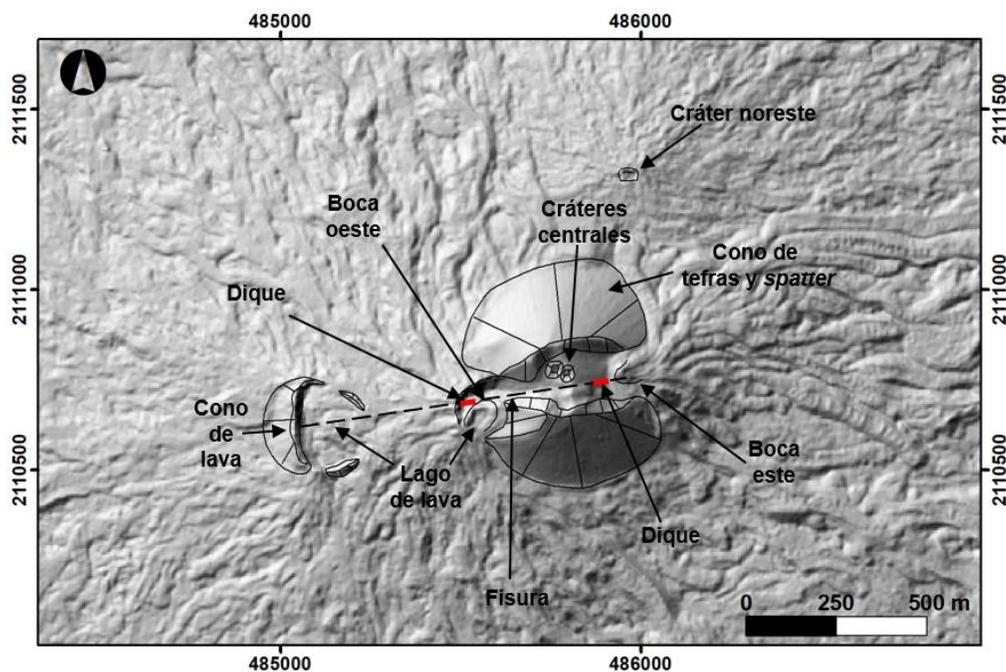


Fig. 18. Detalle del cono de tefras del volcán Chichinautzin, se observa partido por la mitad. Se muestra la fisura, el cono de lava y las distintas bocas.

Los depósitos encontrados en la base del cono son escorias rojizas con tamaños de 1 a 3 cm, muy vesículas, con estructura masiva (Fig. 19a). Estos depósitos se encuentran en el lado este del cono y fueron cortados por un dique que hoy aflora (Fig. 19b). En las partes media y superior del cono principal se observan depósitos principalmente de salpicadura (*spatter*) con fragmentos que varían de 2 a 20 cm, con escasa ceniza (Fig. 19c). Este tipo de depósitos son característicos de la actividad de tipo estromboliana. La estructura interna del cono es compleja, al centro se observan dos cráteres pequeños en los depósitos de escoria

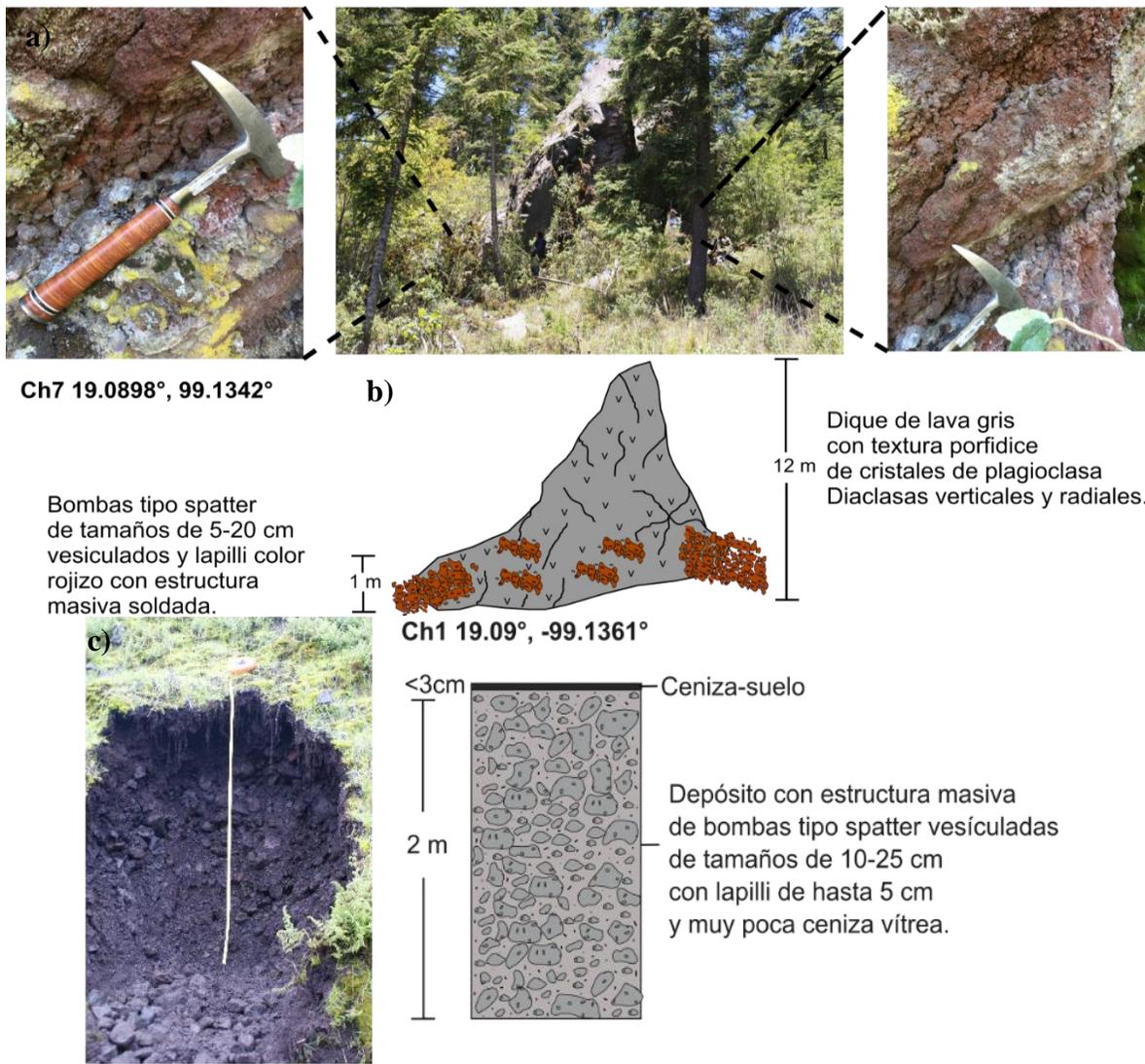


Fig. 19. Depósitos del volcán Chichinautzin. a) depósitos de escorias en la base del volcán, b) dique de lava aflorando al este del cono principal, c) depósito de escorias de la parte media del cono.

En el sector más occidental de la fisura se encuentra un cono de lava con un cráter de subsidencia (*pit crater*). Este cono de lava tiene paredes abruptas e irregulares de lava masiva con apariencia de bloques. En las paredes NE y SE de este cono de lava se observa que el lago de lava que se desbordó en múltiples ocasiones, debido a cambios en su nivel, originando dos grupos de derrames de lava de tipo aa, que fluyeron pendiente abajo. La pared este del cono de lava fue cubierta por derrames de lava de tipo aa posteriores y el cono fue rellenado por estos mismos derrames de lava. Las lavas que forman las paredes del cono de

lava no muestran señales de desplazamiento por lo que es probable que estas lavas en bloques se hayan formado en los límites de la fisura cuando la lava emitida estaba restringida por las paredes de la fisura, solidificándose lentamente

Las paredes este y oeste del cono de escorias y salpicadura (*spatter*), están ausentes, lo que sustenta la idea de una erupción de tipo fisural. En su lugar se encuentran en el lado este, dos bocas por las que se emitieron diversos derrames de lava y en el lado oeste un pequeño lago de lava que muestra signos de haber sido desbordado, dando origen a seis grupos de derrames de lava. Las paredes de este lago de lava presentan lavas con apariencia de bloques que fueron recocidas cuando el lago se desbordó.

La actividad eruptiva del volcán Chichinautzin comenzó de forma explosiva con la emisión de piroclastos y cambió rápidamente poco después de haber iniciado, se volvió efusiva caracterizada por emisión de lavas fluidas y la formación del cono de lava y lagos de lava como en las erupciones hawaianas.

La actividad efusiva del volcán Chichinautzin está caracterizada por la emisión de lavas de tipo pahoehoe que alcanzaron las partes más distales al norte, este oeste y al sur. Estos derrames de lava pahoehoe constituyen los derrames que forman la base del escudo que forma el volcán. En estas lavas se formaron tubos de lava con diámetros de 1-2 metros. Derrames de lava posteriores ocuparon estos tubos, rellenándolos. Diversas evidencias de esto son visibles en campo; se pueden observar: colapsos de los tubos, tumulus, grietas de presión, fracturas y hornitos. El espesor en las zonas distales de estas lavas varía de 1 a 3 m. La longitud máxima la alcanza el derrame emplazado hacia el norte, con 12.5 km, alcanzando la zona donde actualmente se asienta la localidad de Topilejo de la Ciudad de México. Hacia el este y el oeste donde la pendiente es suave, la longitud de los derrames es de apenas 6 km. En las zonas en las que el terreno es plano es posible observar lavas en lozas, algunas de estas lozas alcanzan dimensiones de hasta 2.2 x 1.1 km al este y 1.3 x 0.3 km al norte. En estas lavas también se observan algunos xenolitos del basamento sedimentario con tamaños de <5 cm, también es posible observar vesículas abundantes de tamaños de hasta 3 cm.

Los derrames de lava pahoehoe que fluyeron hacia el sur, al llegar a un cambio abrupto de pendiente, en la zona conocida como La Pera adquieren características transicionales, volviéndose ligeramente más rugosas para convertirse en aa, a 7.3 km de la fisura. En esta zona se contabilizaron 33 derrames de espesores de 1 a 3 m que se brechan entre sí (Fig. 20). Los xenolitos y las vesículas presentes en los derrames de lava del sur son más abundantes y de mayor tamaño (<10 cm) que los que se pueden encontrar en los otros grupos de derrames.

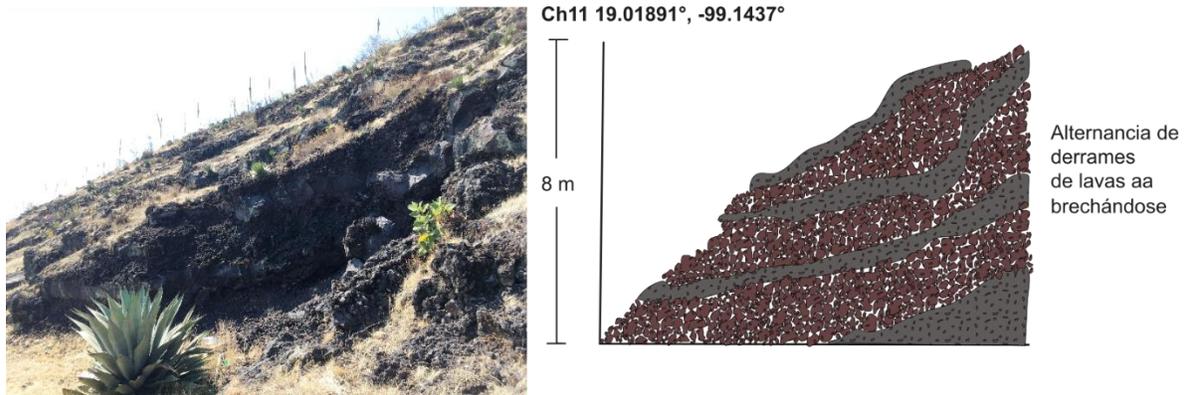


Fig. 20. Alternancia de derrames de lava aa y pahoehoe localizadas en los derrames que fluyeron al sur del volcán Chichinautzin.

A 320 m al noreste del cono principal se encuentra otro cráter de subsidencia (*pit cráter*) de forma oval con un eje mayor en dirección este-oeste de 75 m y un eje menor norte-sur de 25 m, tiene una profundidad de 20 m (Fig. 21a). Actualmente es posible observar en medio del cráter un puente de lava de ~25 m de longitud que une los bordes norte y sur. Las paredes del cráter están formadas por lavas masivas.

De la boca noreste se emitieron diversos derrames de lava pahoehoe que formaron un abanico y fueron emplazados por tubos de lava. Estos tubos de lava están vacíos en la parte proximal al cráter, pero su longitud máxima es de 95 m, tienen un diámetro que varía en altura hasta 7 m y un ancho de 5 m (Fig. 21b). En el techo de algunos tubos es posible observar piroestalactitas. también es posible observar algunos leeves que indican que el tubo fue ocupado posteriormente por otros derrames de lava, que son los que los cierran en su sección final. Estos

derrames emitidos a partir de la boca noreste se enciman sobre los primeros derrames emitidos al inicio de la fase efusiva.

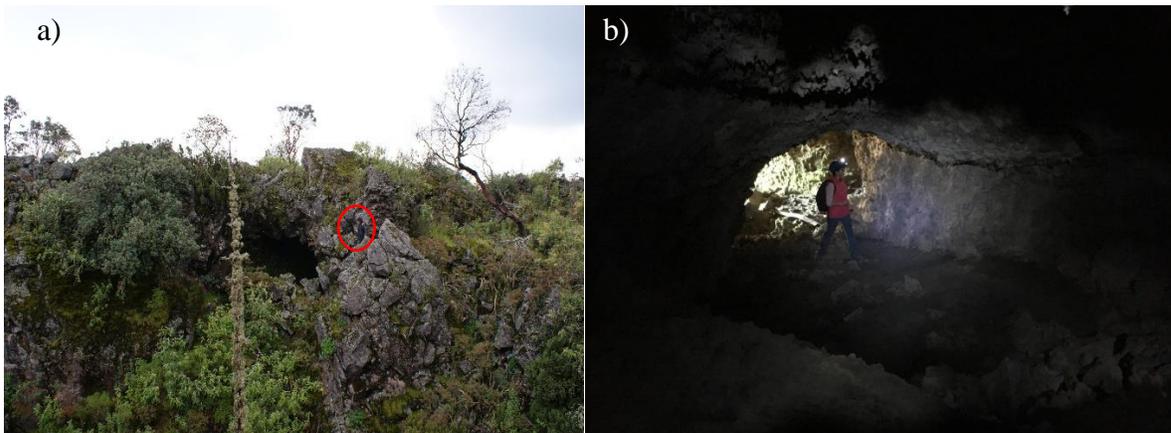


Fig 21. Estructuras ubicadas al noreste del cono principal. a) Cráter noreste. Se observa la entrada al tubo de lava norte. El círculo rojo muestra a una persona como escala. b) Detalle del tubo de lava.

Hay notable evidencia en campo de que estos tubos de lava fueron abundantes y alcanzaron longitudes de hasta 2 km, ya que, a esta distancia de la boca noreste hacia el norte, es posible observar estructuras asociadas a tubos de lavas como colapsos, túmulos, grietas de inflación y canales de lava abiertos. Los colapsos observados en campo tienen diámetros horizontales de hasta 15 m y desplazamientos verticales de hasta 3 m, el espesor de la paredes y techos de estos colapsos es de 1 a 2 m, lo que es indicio de las dimensiones de los tubos de lava que los formaron. En la parte distal de los tubos de lava es posible observar lozas de lava pahoehoe, que se asocian a las zonas planas en las que estas lavas fueron vertidas del interior de los tubos de lava.

La actividad finalizó con la emisión de un derrame de lava de tipo aa a partir de la boca localizada en el sector este del cono. Este derrame aa tiene diversas unidades que se anastomosan y se entrelazan, fluyeron 2.8 km hacia el este sobre los derrames previos. Hacia el norte rodean el cono principal y son detenidos por las lavas pahoehoe emitidas a partir de la boca noreste (Fig. 22).

Ch8 19.0899°, -99.1335°

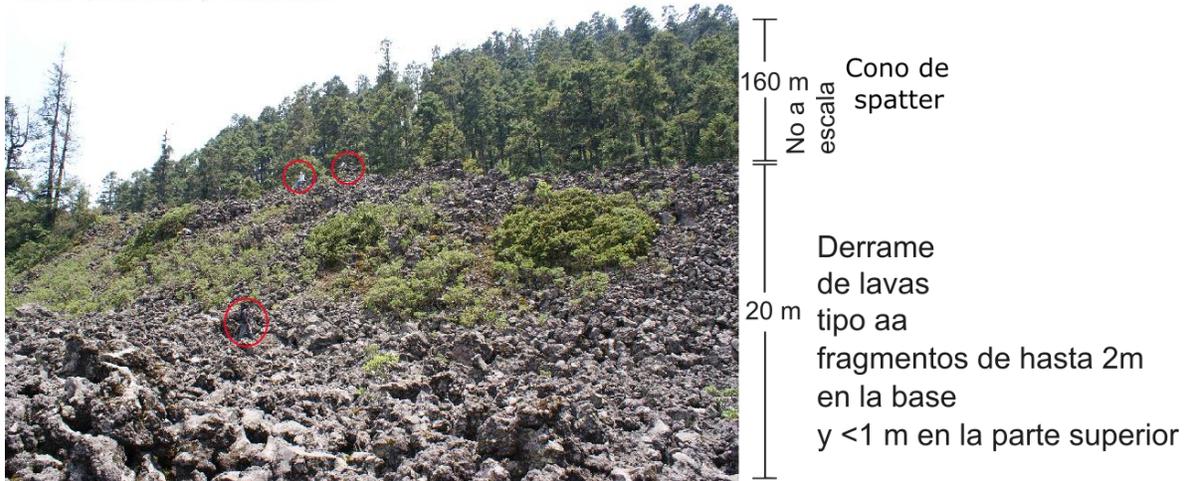


Fig. 22. Derrames de lava aa emitidos a partir de las bocas orientales en la parte alta.

En total se identificaron 52 unidades de derrames de lava que tienen una longitud máxima de 12 km y un espesor que varía de 0.5 a 30 m, cubren un área de 52.5 km², el volumen de cada unidad de derrame se obtuvo a partir de estos parámetros y se sumaron para obtener un volumen total de 3.66 km³. Algunos aspectos sobre la geoquímica de sus productos han sido estudiados previamente. Las lavas del Chichinautzin varían temporalmente de basalto a basalto-andesita, SiO₂ 48 a 56% (Siebe et al., 2004a, Straub et al., 2013). Esta composición influyó en la dinámica del emplazamiento de sus productos. (Fig. 23).

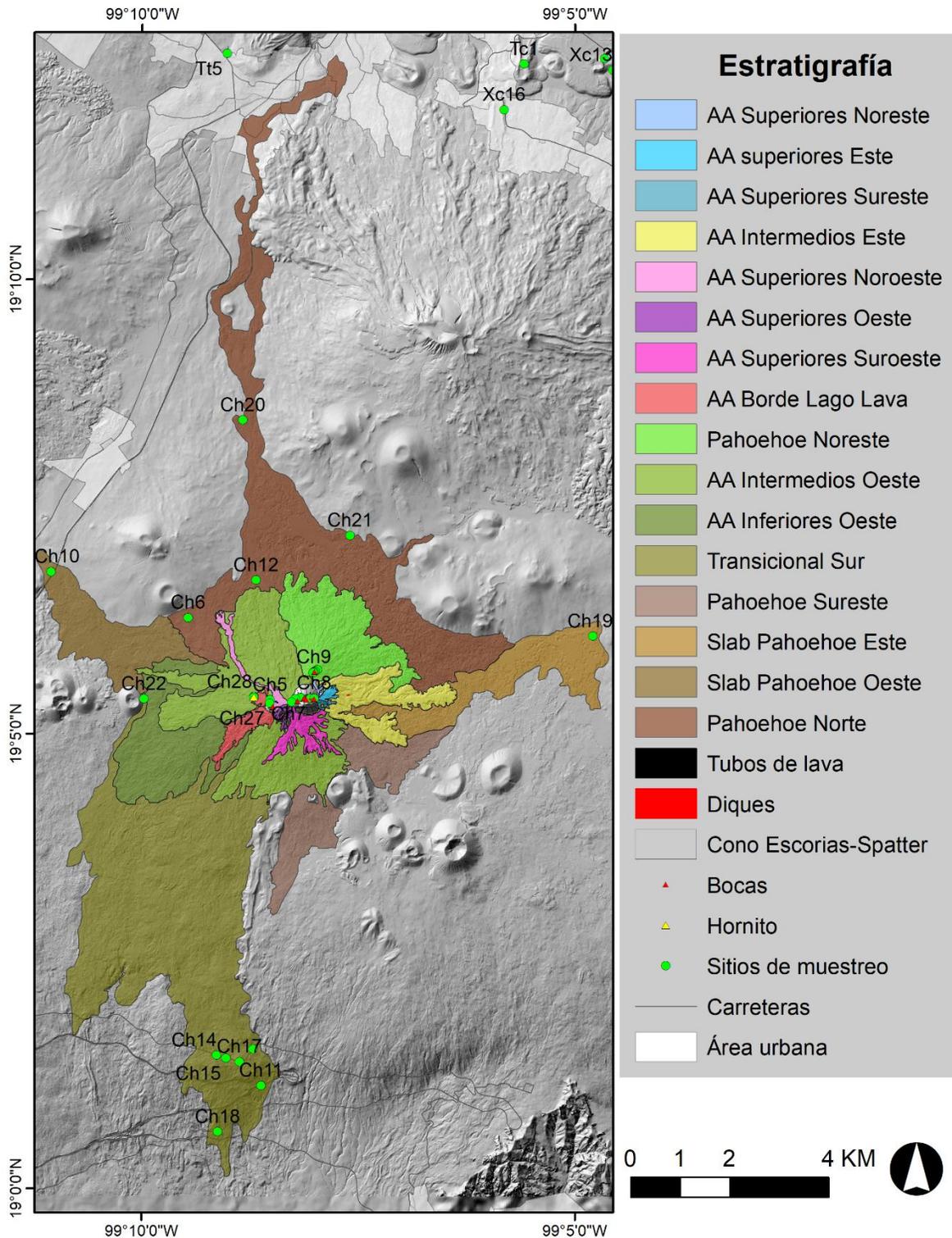


Figura 23. Estratigrafía de la erupción del volcán Chichinautzin.

5.4.2. Volcán Tezpozmayo.

El volcán Tezpozmayo se localiza en el sector noreste del campo Chichinautzin y junto con el volcán La Ninfa forma el conjunto conocido como Dos Cerros (Fig. 24). Este conjunto de conos, coronan un escudo de lava principalmente de tipo aa que cubre un área estimada en más de 80 km².

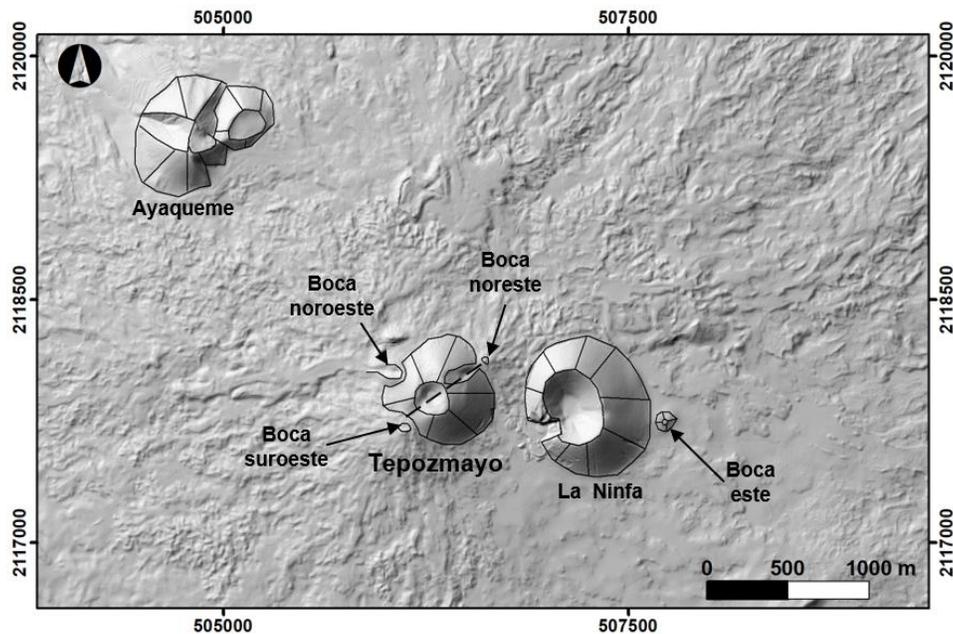


Fig. 24. Detalle del cono de tefras de los volcanes Tepozmayo y La Ninfa. Se muestra, también, las distintas bocas que conforman estos dos volcanes.

El cono del volcán La Ninfa se encuentra cubierto por la Pómez con Andesita (PWA) del volcán Popocatepetl. Mooser (1967) definió la PWA del Popocatepetl como una pómez de caída color crema con abundancia de líticos de andesita, aunque también contiene fragmentos de granodiorita, caliza, esquistos verdes y skarn, y la fechó entre 12,900 +/-400 y 14,700 +/-280 YBP, edad confirmada posteriormente por Sosa Ceballos et al. (2015) en 14.1 YBP. Otros autores, posteriormente se han referido a la PWA como pómez *tutti frutti* (Siebe et al., 1995). Agustín-Flores et al. (2011) realizaron un fechamiento de un carbón hallado debajo de uno de los derrames de lava de tipo aa de La Ninfa y obtuvieron una edad de 13,980 +/-70 YBP., lo que ellos mismos consideran consistente con que la erupción de La Ninfa ocurrió poco tiempo antes de que se depositara la PWA del Popocatepetl (Fig. 25).

En el trabajo de campo realizado en esta investigación sobre estos volcanes se observó que la PWA cubre los depósitos del volcán La Ninfa por lo que su erupción debe ser posterior a 14 ka. En esta investigación se encontró también que los depósitos del volcán Tepozmayo, no están cubierto por la PWA, sino que el Tepozmayo sobreyace a las PWA, por lo que el Tepozmayo es más joven que la PWA del Popocatepetl y por lo tanto también es más joven que el volcán La Ninfa (Fig. 25 y 26).

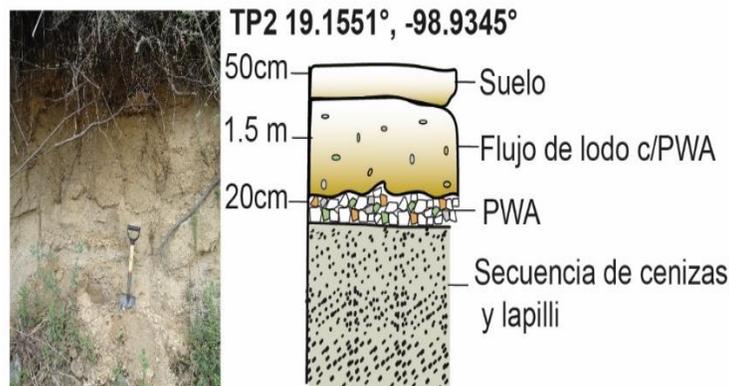


Fig. 25. Sección estratigráfica de la parte externa del cono del volcán La Ninfa.

La erupción del volcán Tepozmayo comenzó de manera explosiva en una fisura de 630 m de longitud con orientación suroeste-noreste. Al centro de la fisura se formó un cono de 560 m de diámetro que está compuesto por escorias con tamaños de lapilli y bloques con muy poca ceniza entre los clastos. Las escorias que varían en color negro a rojo tienen abundantes vesículas alargadas. También es posible observar bombas poco vesiculadas tipo listón (*ribbon*) y fragmentos de lava salpicadura (*spatter*).

En los bordes de la fisura, es decir, en la base noreste y suroeste del cono se encuentran dos bocas de las cuales se emitieron ocho grupos de derrames de lava en bloques de color gris claro, cambiando la actividad de explosiva a efusiva. Los derrames de lavas en bloques de color gris claro del volcán Tepozmayo tienen espesores que varían de 3 a 10 metros y se diferencian fácilmente de los derrames de lava aa de La Ninfa que son de rojizos a negros, se anastomosan y se acumulan unos sobre otros brechándose mutuamente con espesores <2 m (Fig. 26).

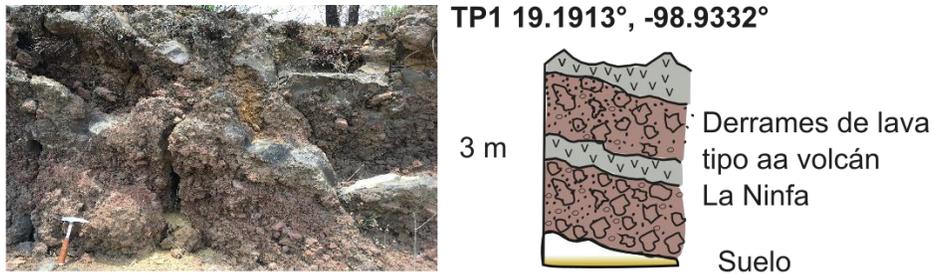


Fig. 26. Derrames de lava de tipo aa del volcán La Ninfa.

El primer derrame de lava del Tepozmayo se emitió de la boca noreste. Este derrame fluyó hacia y rodeó al cono de la Ninfa. Posteriormente, la actividad migró hacia la boca suroeste y a partir de esta boca se emitieron el resto de los derrames. El primer derrame emitido en esta boca suroeste es el que ocupa la mayor extensión (Fig. 27). Los derrames que se emitieron posteriormente son más cortos y ocupan un área menor.

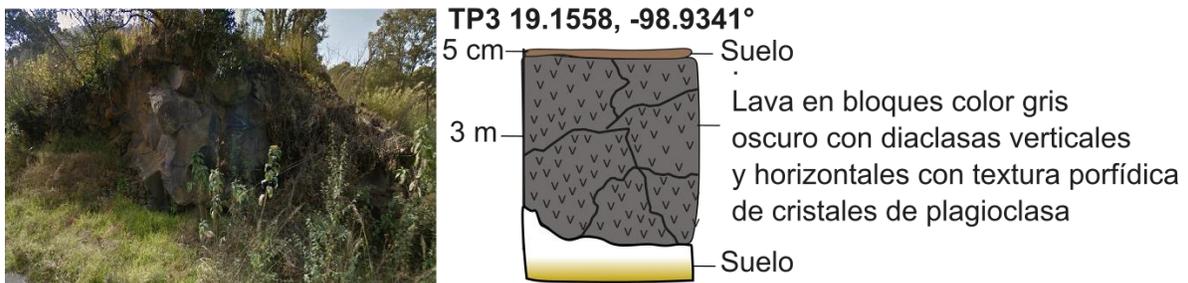


Fig. 27. Frente del derrame de lava emitido por el volcán Tepozmayo desde la boca oeste, se observa que está cubierto por una pequeña capa de suelo y escasa vegetación, no se encontró la PWA.

Los derrames de lava del Tepozmayo están compuesto por bloques masivos con textura afanítica con escasos microcristales de plagioclasa (Fig. 28). Estas lavas en bloques se distinguen muy bien del resto de las lavas aa emitidas por el volcán La Ninfa y ocupan un área de 6.4 km² (Fig. 29). con un volumen estimado de 0.019 km³. Los análisis de composición química muestran que se tratan de andesitas basálticas (SiO₂ 55.99-57.24, Agustin-Flores et al. 2011).

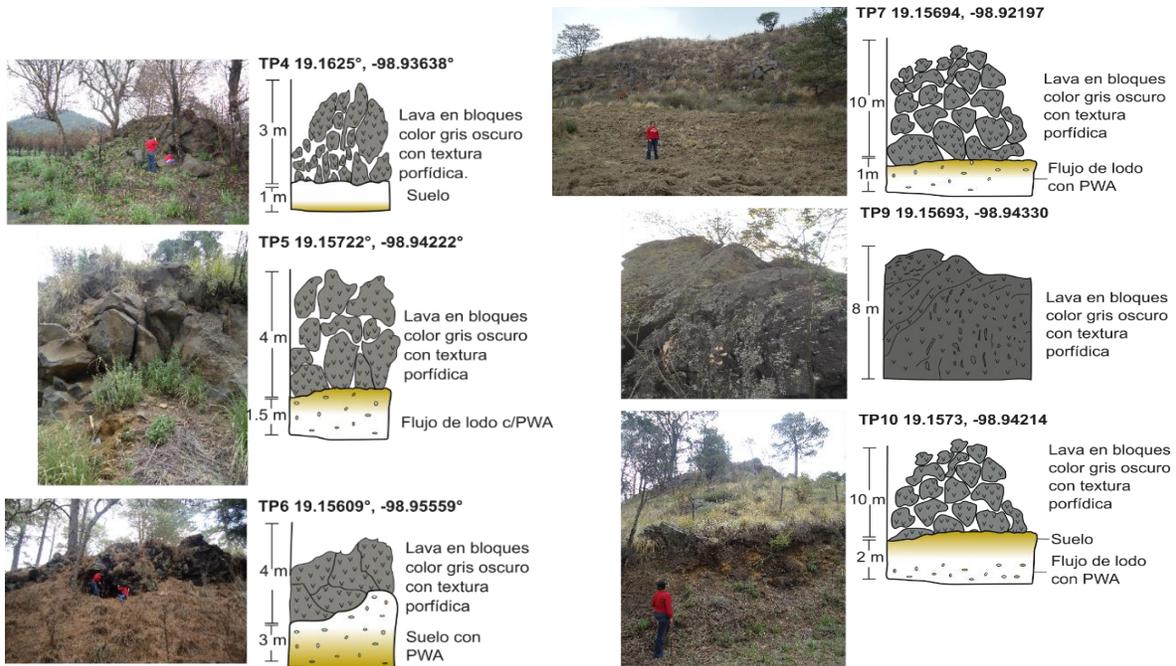


Fig. 28. Secciones estratigráficas seleccionadas del volcán Tepozmayo

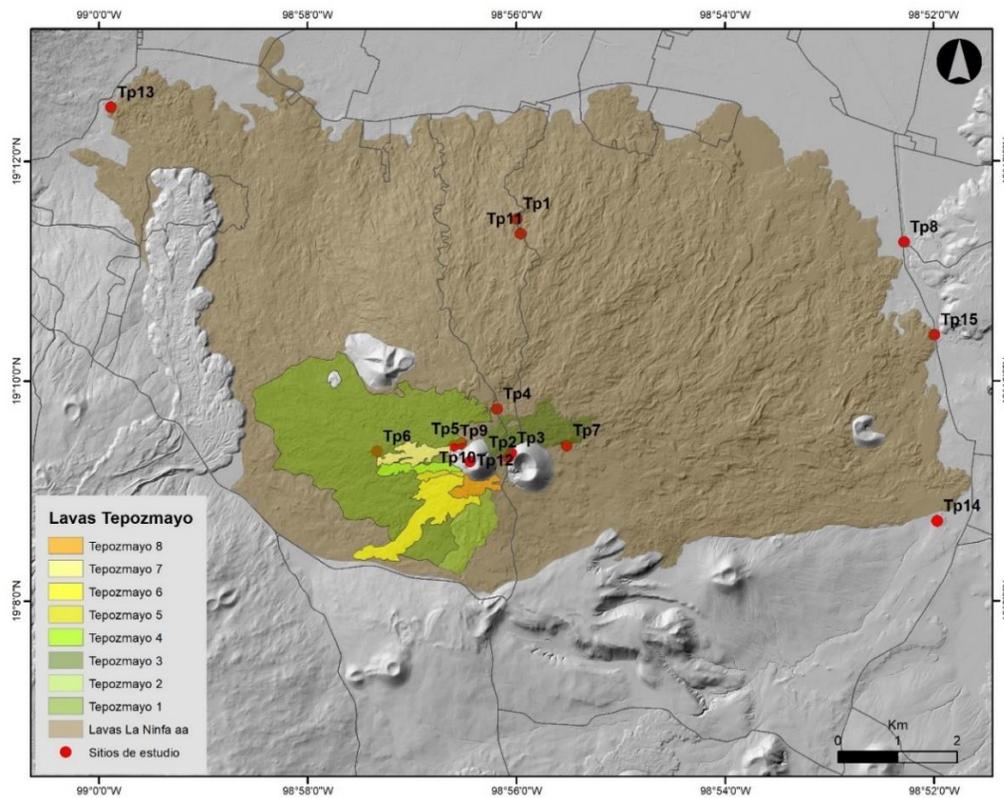


Fig. 29. Lavas del volcán Tepozmayo

5.4.3. El volcán Xitle

El volcán Xitle se encuentra en la parte más noroccidental del campo Chichinautzin, tiene una edad de 2030 +/- 60 YBP (Córdova et al., 1994). Lo que lo convierte en el segundo volcán más joven dentro del campo, después del Chichinautzin (1832 +/- 45 YBP, Siebe et al. 2004a). Diversos trabajos se han llevado a cabo en este volcán debido a que su erupción provocó el abandono del sitio arqueológico de Cuicuilco y es el evento volcánico más reciente que ha impactado el área donde hoy se encuentra la Ciudad de México.

El procesamiento del modelo digital de elevación con resolución de 5 m y de imágenes de satélite tipo SPOT multiespectral con resolución de 10 m y pancromática con resolución de 5 m, además del trabajo de campo a detalle en los depósitos permitieron describir características que no habían sido reportadas en los trabajos previos realizados sobre esta erupción (p.ej. Urrutia-Fucugauchi y Martin Del Pozzo. 1993; Córdova et al, 1994; Delgado-Granados et al. 1998; Siebe, 2000).

La erupción del volcán Xitle comenzó con la formación de un cono principal de tefras (Fig. 30). En la base del cono es posible observar un depósito de 35 cm de espesor de piroclastos con tamaño de 5-10 cm, principalmente escorias negras y rojas estratificadas muy vesiculadas con la presencia de lava de salpicadura (*spatter*) y algunas bombas tipo listón (*ribbon*) de hasta 25 cm y bombas tipo bolillo (*spindle*) <10cm, y eventualmente un poco de lapilli de hasta 1 cm (Fig. 31a). Encima de este depósito se encuentra una secuencia de estratos que varían de 2 a 10 cm de espesor de escorias angulosas, muy vesiculadas de color gris, negro y café con tamaños de ceniza gruesa a fina y algunas bombas menos vesiculares que las escorias. El espesor total de esta secuencia es de 35 cm. Estos dos paquetes de depósitos representan la primera etapa de formación del cono.

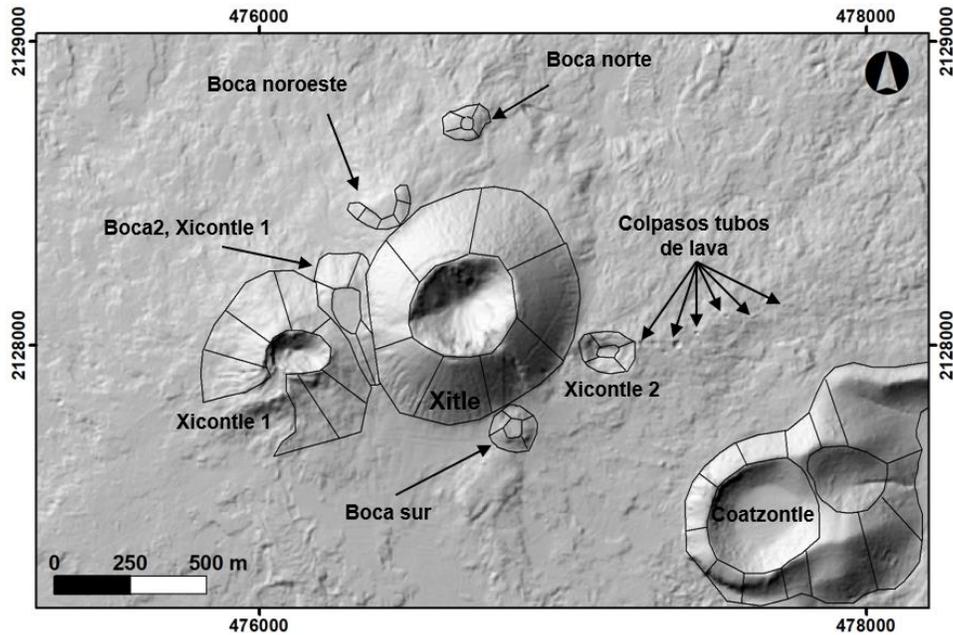


Fig. 30. Detalle del cono de tefras del Xitle. Se muestra, también las distintas bocas que conforman el volcán.

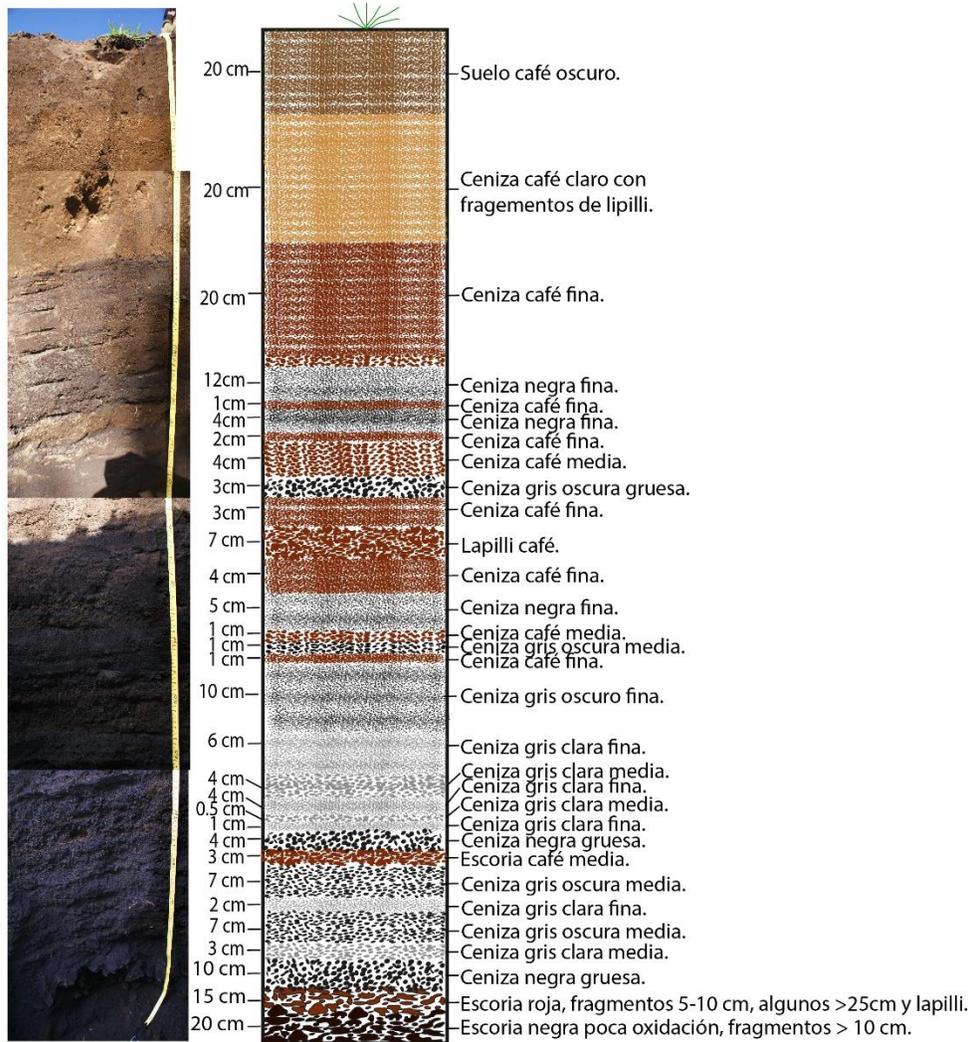
La segunda parte de la secuencia está caracterizada por la presencia de estratos más delgados de 0.5 a 12 cm de fragmentos de escoria con tamaños de cenizas finas a ceniza gruesa de color gris claro, negro y café, con gradación normal cíclica con un espesor total de 72 cm, ocasionalmente se encuentran bombas tipo listón (*ribbon*) y bolillo (*spindle*) (Fig. 31a). La secuencia superior está compuesta por dos paquetes de 20 cm cada uno de laminaciones con espesores de 1 a 2 cm de escoria café oscuro y claro con tamaños de ceniza fina a lapilli (Fig. 31).

a)
Xt1
Piroclastos cono
19.2391°, -99.222°

Segunda etapa:
Cenizas finas
lapillis.

Primera etapa
de formación:

Piroclástos gruesos
escorias ~25 cm.



b) Xt2 19.2325°, -99.2192°

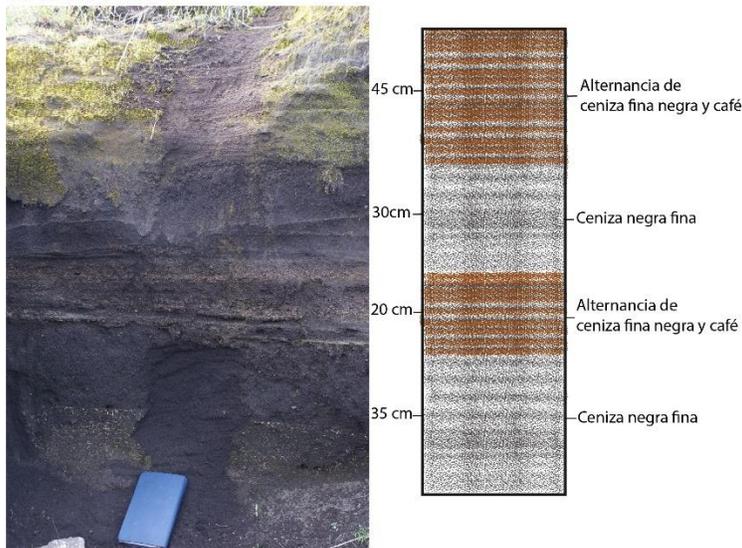


Fig. 31. Columnas estratigráficas al sur del volcán Xitle. a) Secuencia inicial de la erupción del Xitle, b) secuencia final de la formación del cono de escorias.

La actividad eruptiva del Xitle comenzó de forma estromboliana con la emisión de piroclastos gruesos que formaron la parte basal del cono. Posteriormente la actividad se volvió más explosiva con la emisión de piroclastos finos que formaron estratos delgados, laminados, cíclicos, característicos de la actividad estromboliana violenta, formando el resto del cono central del Xitle.

Después, la actividad migró ligeramente al suroeste volviéndose efusiva caracterizada por emisión de lavas de baja viscosidad (SiO_2 50.65%, Martin Del Pozzo, 1990) que formaron las dos bocas del cono de lava adventicio Xicontle 1, a partir del cual se emitieron los primeros derrames de lava de tipo pahoehoe que fluyeron hacia el noroeste se volvieron transicionales en el cambio de pendiente. Este derrame de lava cubrió parcialmente y rodeó al cono del volcán Cuilotepec, por lo que se infiere que este cono es más antiguo a esta erupción. Pequeños derrames de tipo aa que fluyeron al sur también se emitieron de este cono de lava. Posteriormente, se formó una boca al este del cono, llamada Xicontle 2. A partir de esta boca se emitieron también derrames de lava pahoehoe que fluyeron hacia el este formando tubos de lava, rodeando al cono del volcán Coatzontle por su lado norte.

De la base norte del cono principal se emitieron dos derrames de lava tipo aa que fluyeron hacia el noreste, el más extenso de ellos alcanza una longitud de 7.5 km. De este mismo sitio se emitieron los derrames de lava pahoehoe que fluyeron hacia el norte, cubriendo la zona de Cuicuilco y la mayor parte de la Ciudad Universitaria.

Las distintas unidades de flujo que conforman el derrame avanzaron por algunas decenas o cientos de metros antes de detenerse, mientras simultáneamente fueron desarrollando una costra que fue deformada por el movimiento de la lava que fluyó debajo. Después la costra se volvió totalmente sólida y aisló térmicamente a la lava líquida que permanecía en el interior, lo que le permitió seguir fluyendo hacia el frente del derrame. Debido a la presión de la lava líquida que continuó emitiéndose por el volcán, la costra de las unidades de flujo se rompió en diversos puntos de debilidad, iniciando la salida de lava que formó

nuevas unidades de flujo. Este proceso además produjo hinchamiento, la costra superficial fue levantada por la inyección de lava por debajo, aumentando el grosor del derrame, y generando estructuras de levantamiento (*lava rise*), túmulos y tubos de lava como las descritas por Walker (2008).

Entre la parte este del cono principal y el Xicontle 1, se formó una boca de la cual se emitió un derrame de lava pahoehoe que fluyó hacia el norte. Este derrame cubrió parcialmente y rodeó al cono del volcán Cuilotepec por su lado este, para posteriormente formar tubos de lava. Este derrame de lava alcanzó la zona conocida actualmente como Pedregal de San Ángel y parte del estadio de Ciudad Universitaria y la rectoría de la UNAM.

Los tubos que formaron las lavas del estadio de Ciudad Universitaria y la rectoría, muestran varias unidades de flujo y estructuras primarias que indican la evolución de los derrames, como los descritos por Hon et al. (1994) y Kauahikaua et al., (2003) para los derrames de lava activos de Hawái, en donde se ha demostrado que los tubos empiezan presentando un patrón anastomosado, pero que con el tiempo el flujo de lava se concentra en pocos tubos principales. En el trabajo de campo realizado, se detectaron tubos maestros y tubos menores a diferentes profundidades (Fig. 32). El diámetro de los tubos varía de 2 a más de 20 m, tal como se ha observado a través de métodos geofísicos, en los tubos de lava de Kazamura, Hawái (Allred & Allred, 1997).



Fig. 32. Exploración de los tubos de lava del volcán xitle.

Además, en la antigua planta de asfalto, ya en la planicie lacustre se encontraron tubos de lava rellenos por derrames posteriores que por la falta de pendiente no pudieron ser vaciados (Fig. 33).

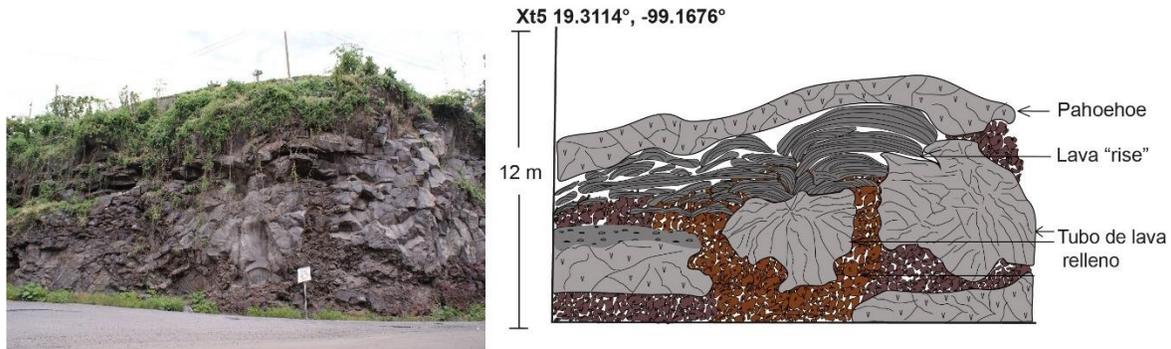


Fig. 33. Tubo de lava relleno por un derrame posterior.

Todas las unidades de este flujo son altamente vesiculares en la parte superior, con vesículas alargadas horizontalmente formando láminas. La parte basal y media casi no presentan vesículas, pero es posible encontrar ocasionalmente vesícula alargadas de manera vertical tipo pipa (*pipe*) Walker (1995) y Cañon-Tapia et al (1995) encontraron este tipo de vesículas entre 0.5 y 1 m de la parte basal de estos derrames, pero en el trabajo de campo fue posible encontrar vesículas tipo pipa (*pipe*) también en la parte media del derrame: lo que significa que el derrame se había ya detenido en la parte basal y media, mientras que la parte superior continuaba fluyendo (Fig. 34). Las estructuras en cordel en la parte superior del derrame y la orientación de las vesículas permitieron determinar la dirección del flujo de las distintas unidades.



Fig. 34. Unidades de flujo de las lavas del Xitle en la zona del estadio e CU.

De una boca que formó al sur del cono principal Xitle se emitió un derrame de lava aa que fluyó en un principio al sur, pero la pendiente provocó que girara al este, rodeando al cono del volcán Coatzontle por el lado sur.

La erupción terminó con la formación de una boca al norte del cono principal y la emisión de derrames de lava tipo aa que cubrieron parcialmente a los derrames emitidos previamente (Fig. 35).

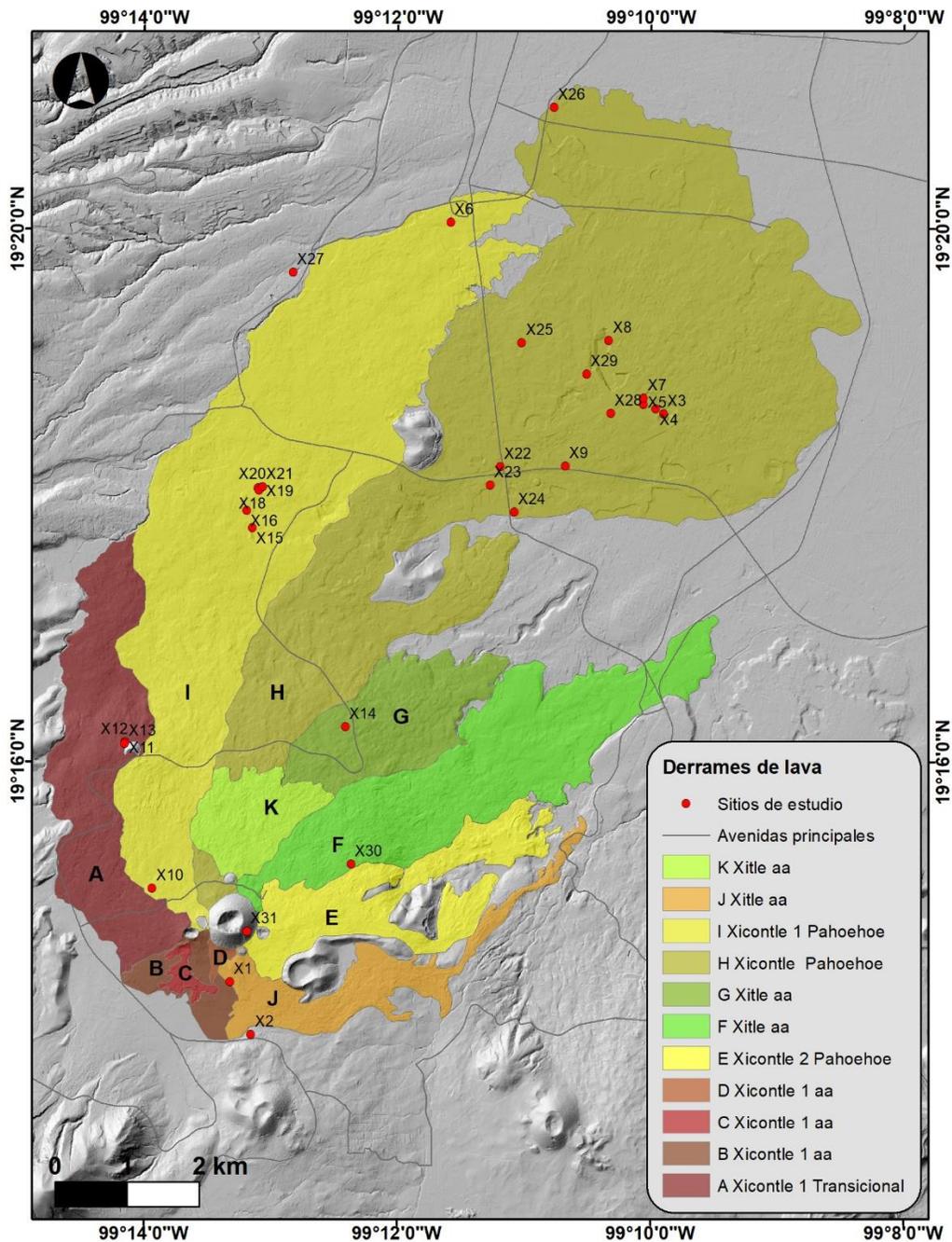


Fig. 35. Estratigrafía de los derrames de lava del volcán Xitle

5.4.4. Volcán Los Cardos, un grupo de conos (*cone cluster*)

El volcán Los Cardos es una estructura compuesta por seis conos de escoria que se alinean sobre una fisura con dirección E-W, formando un grupo de conos (*cone cluster*) en el límite suroeste del campo volcánico Chichinautzin (Fig. 36).

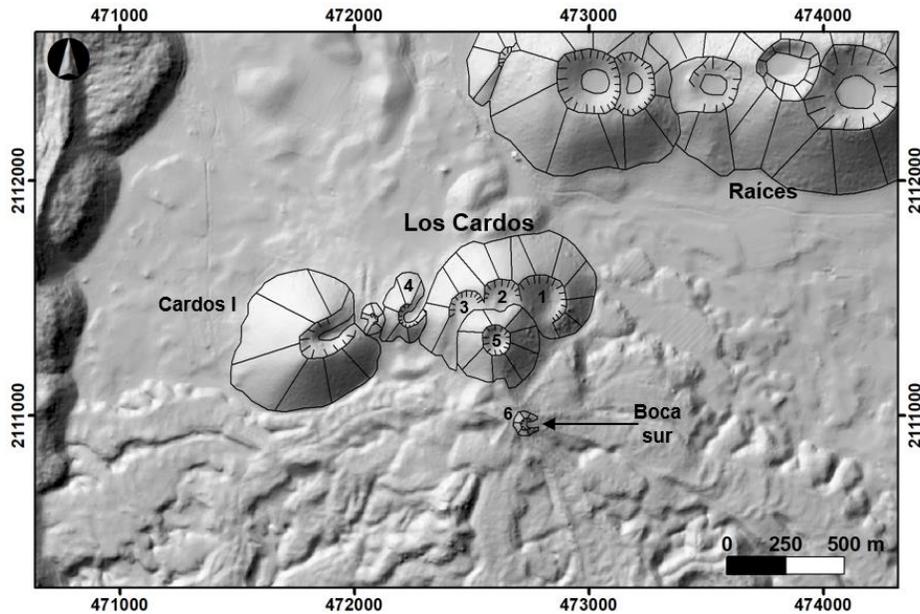


Fig. 36. Detalle de los conos de escorias del volcán Los Cardos.

El cono de cenizas localizado más al oeste con una forma de herradura abierta hacia el noreste es una estructura más antigua que el resto de los conos. Este volcán tiene una edad menor a 4 mil años ya que los piroclástos del volcán Pelado subyacen los depósitos de este cono (Fig. 37a). Las cenizas de este cono, aquí llamado Cardos I, son de color negro y están compuestas de escorias vítreas, muy vesiculadas y líticas, tienen un tamaño menor a 1 mm, tienen estructura laminada con gradación normal cíclica de espesores menores a 1 cm, características de la actividad estromboliana violenta. De la base del Cardos I, se emitió un derrame de lava en bloques que se encuentra en la parte noroeste y está cubierto por distintos depósitos más recientes.

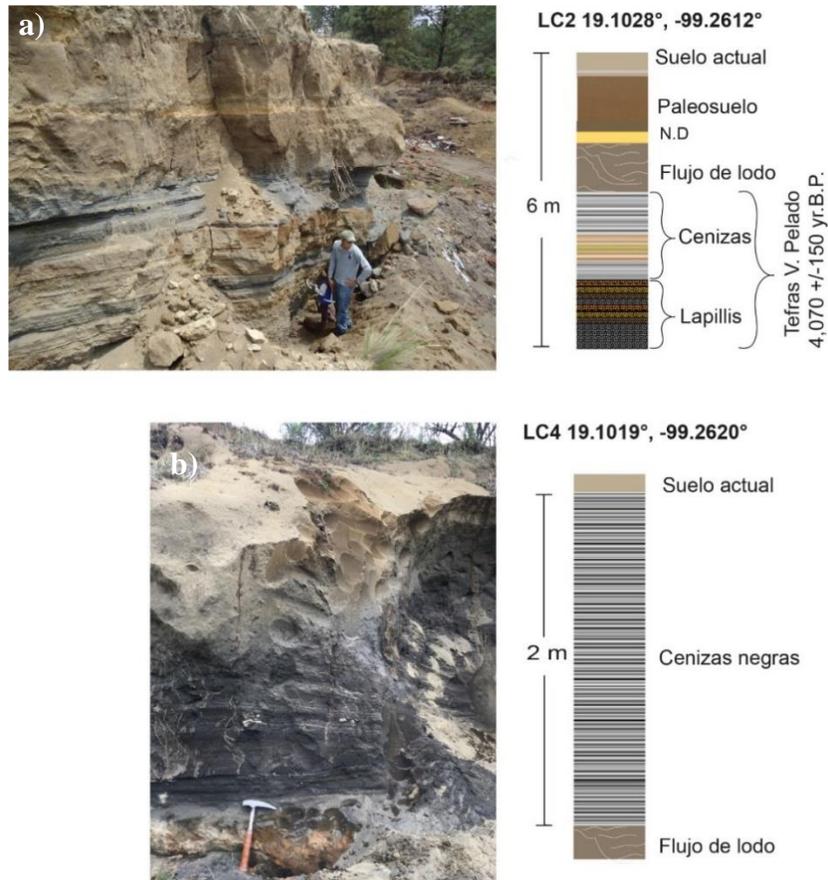


Figura 37. Secciones estratigráficas de Los Cardos. a). secuencia de piroclastos del volcán Los Cardos I, b) secuencia de piroclastos del volcán Los Cardos.

La erupción del volcán Los Cardos comenzó con la formación de cinco conos de escorias y cenizas alineados este oeste que se superponen, formando un grupo de conos (*cone cluster*) y cuyos depósitos se encuentran cubriendo al cono Cardos Antiguo (Fig.37b). El cono de mayor tamaño de Los Cardos es el que se ubica más al E y el que parece ser, fue el primero en formarse. Posteriormente se formaron sobre la misma fisura en secuencia de E-W los conos 2-4 (Fig. 38). El último cono en formarse se ubica al centro de la fisura ligeramente más al sur que el resto y es el único que se observa completo.

Las cenizas de estos conos son de color negro, con estructura masiva y están compuestas de escorias muy vesiculadas y líticos escoráceos. Sobre este depósito se identificó una capa masiva de 30 cm de espesor de lapilli rojizo muy vesicular. Sobreyaciendo ésta capa, se identificaron bloques escoráceos y de salpicadura con tamaños de 5 a 15 cm. El depósito, con un espesor de 40 cm,

muestra una estructura masiva, características de la actividad estromboliana. La parte superior de todos los conos está cubierta por un depósito de suelo color gris de 15 cm de espesor.

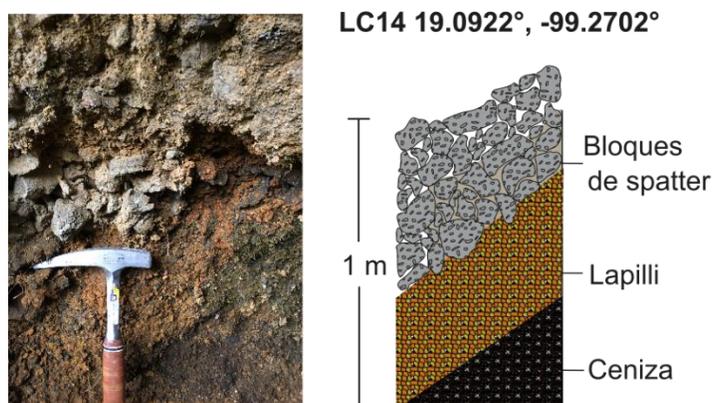


Figura 38. Secciones estratigráficas del volcán Los Cardos

Poco después de la formación de los conos en una etapa explosiva de tipo estromboliana, la actividad de Los Cardos migró 150 metros al sur de los conos, volviéndose efusiva y se formó una boca a partir de la cual se emitieron de manera radial dos grupos de derrames de lava masiva de bloques color gris claro (SiO_2 59.2%, Martin Del Pozzo, 1990) con distintas unidades de flujo que posteriormente fluyeron hacia el sur, alcanzo una distancia máxima de 6 km, con un volumen de 0.22 km^3 . En algunas zonas es posible observar un suelo color café oscuro de 10 cm de espesor cubriendo las lavas. Los derrames de lava en bloques emitidos por Los Cardos cubren en la parte oeste a las lavas del volcán Tabaquillo que fue fechado por Jaimes Viera et al (2018) en $\sim 7 \text{ ka}$, lo que confirma la idea de que se trata de una erupción joven (Figs. 39 y 40).

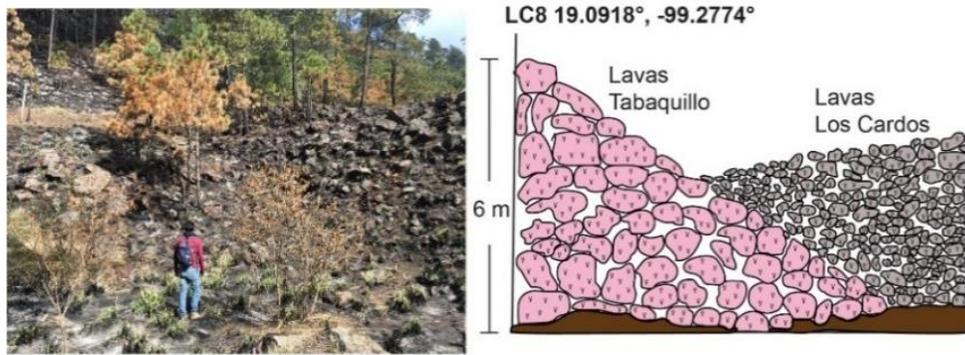


Figura 39. Lavas en bloques de Los Cardos cubriendo las lavas del Tabaquillo

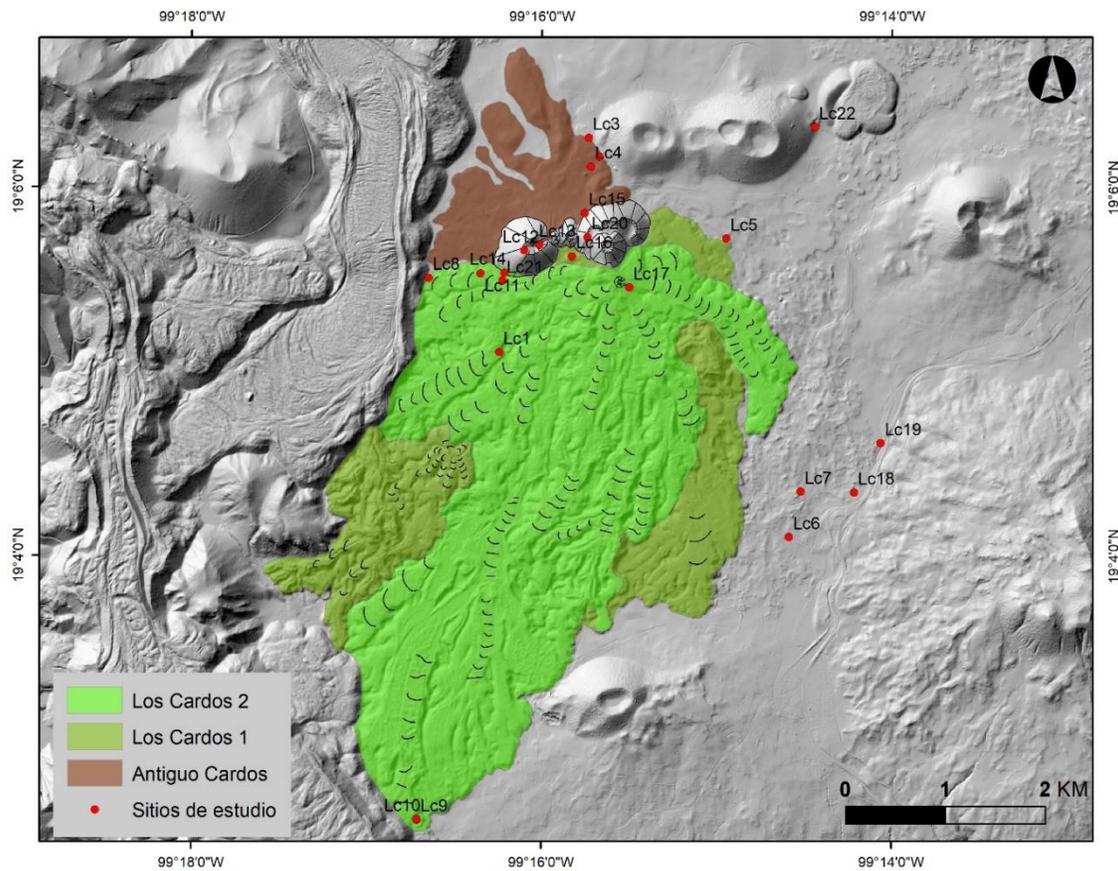


Fig. 40. Derrames de lava del volcán Los Cardos

5.4.5. El derrame Xicomulco

El derrame de lava Xicomulco se ubica al norte del campo volcánico Chichinautzin, se formó sobre la falla también llamada Xicomulco (Martín Del Pozzo, 1981) de la que se emitieron los otros derrames de lava que se encuentran más al este como el Teoca, el Tzompoli y el Tetequillo, alineados en dirección E-W (Fig. 41).

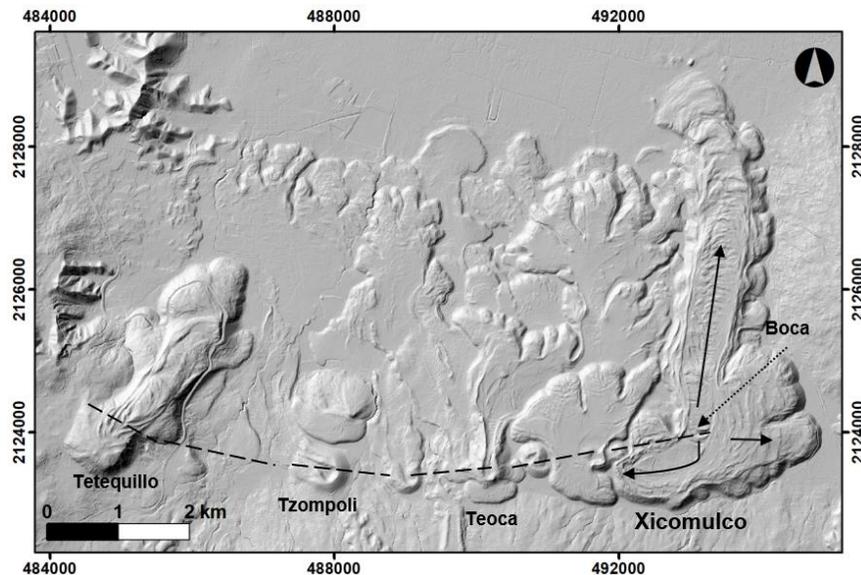


Fig. 41. Detalle del grupo de derrames de lava Tetequillo-Xicomulco. Se muestra también la falla que les dio origen.

El derrame Xicomulco representa el derrame más oriental y probablemente también el más joven de este grupo de derrames de lava gruesos. La pómez PWA del Popocatepetl (Mooser, 1967) fue encontrada directamente debajo de los depósitos del derrame Xicomulco, por lo que la edad de este derrame es menor a 14,000 años. La emisión de este derrame de un solo pulso comenzó con la apertura de una boca fisural de 400 metros de longitud a partir de la falla Xicomulco. La lava viscosa (SiO_2 60.2 %, Martín Del Pozzo, 1990) de color gris, que en algunos sitios se observa con ligera oxidación primaria (color rosa), tiene una textura porfídica con cristales de plagioclasas de 1 a 3 mm.

Conforme la lava avanzaba lentamente, bloques de lava solidificada se desprendían de su frente, generando flujos piroclásticos de bloques y cenizas tipo Merapi, actualmente los depósitos de flujo piroclástico se pueden observar a una distancia máxima de 100 m de la posición final del derrame. (Fig. 42).

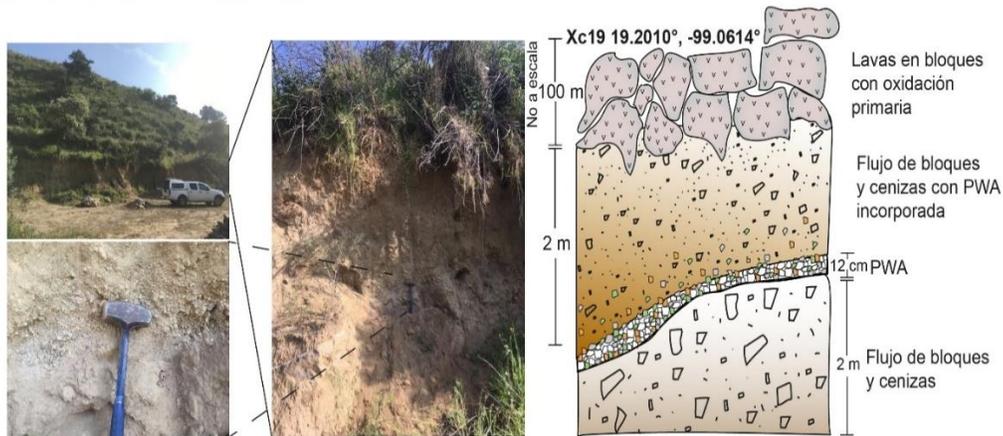


Figura 42. Secciones estratigráfica del derrame de lava Xicomulco.

La lava de este derrame fluyó de manera muy lenta (por su alta viscosidad) hacía el norte, siguiendo la pendiente hacia el lago de Xochimilco por 4.6 km, aunque también fluyó 1.6 km al este y poco más de 1 km hacia el sur, gruesos *levees*, de hasta 10 metros y crestas de presión permiten identificar fácilmente estas direcciones de flujo. Los otros derrames de lava gruesos del oeste impidieron que fluyera en esa dirección. Conforme el derrame avanzaba formó lóbulos laterales que son visibles a lo largo de todo el derrame (Fig. 43).

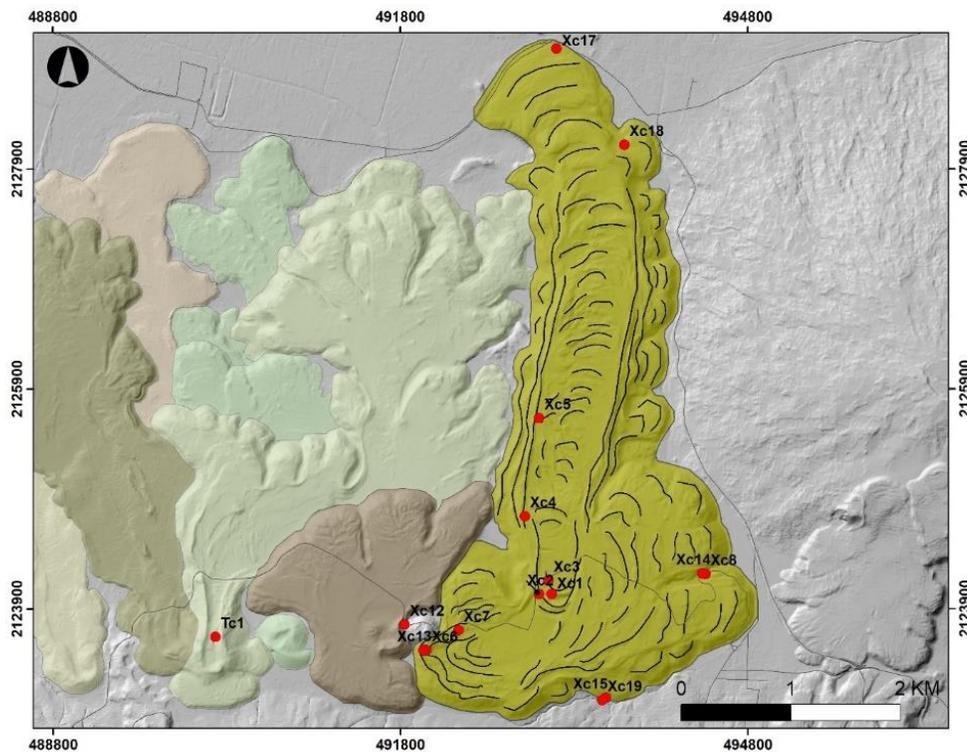


Fig. 43. Derrames de lava del Xicomulco

5.4.6. Derrame Tetequillo.

El derrame de lava Tetequillo se encuentra en el sector NE del campo Chichinautzin, en la porción más occidental de la falla Xicomulco, entre el poblado de Topilejo y el reclusorio sur de la Ciudad de México con un espesor promedio de 100 metros y un máximo de 300 metros (Fig. 44).

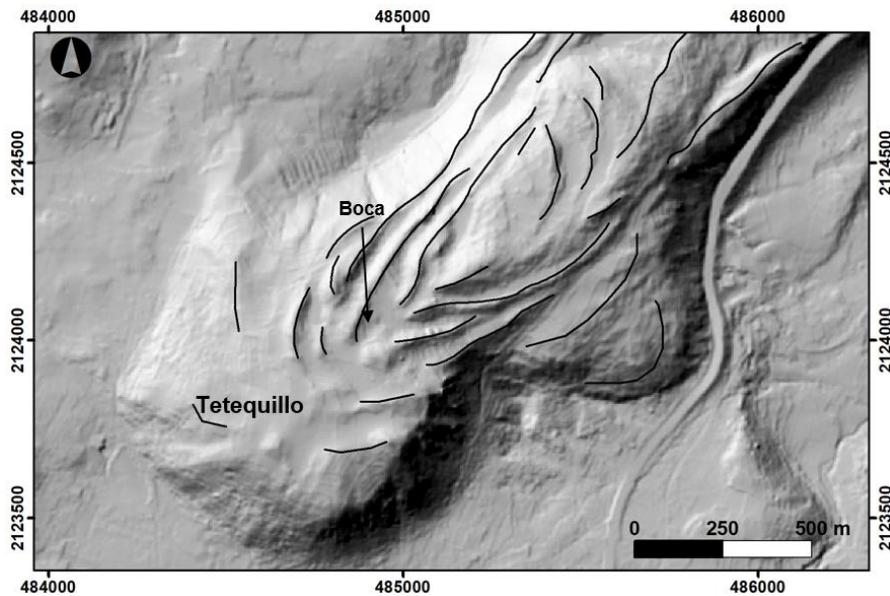


Fig. 44. Detalle de la boca por donde se emitió el derrame de lava Tetequillo.

El derrame Tetequillo representa el derrame más occidental y probablemente también el más viejo de este grupo de derrames de lava gruesos. La emisión de este derrame de un solo pulso comenzó con la apertura de una boca fisural de 200 metros de longitud. En la lava gruesa y viscosa (SiO_2 64.4 %, Martín Del Pozzo, 1990) de color gris, es común encontrar oxidación primaria lo que le confiere un tono de color coral en algunas zonas (Fig. 45).

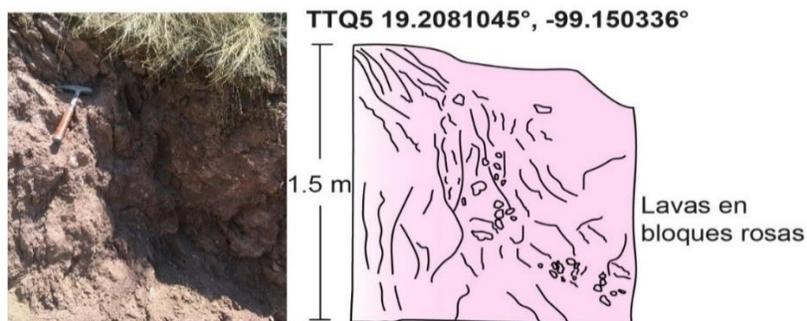


Fig. 45. Lavas del volcán Tetequillo.

También, se formaron flujos de bloques y cenizas tipo Merapi, generados cuando bloques de lava solidificada se desprendían de su frente. Los depósitos de estos flujos piroclásticos, con color coral, intercalándose dentro del derrame de lava conforme éste avanzaba y actualmente sólo se pueden observar en la parte intermedia del derrame. (Fig. 46).

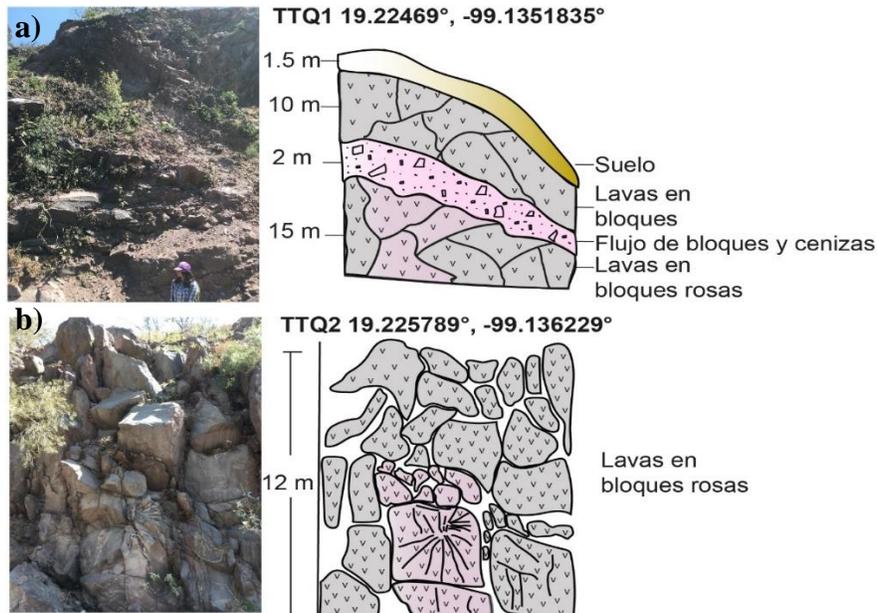


Fig. 46. Secciones estratigráficas del Tetequillo. a) depósito de flujo piroclástico intercalado con el derrame de lava, b) lavas en bloques con muestras de oxidación primaria

La lava de este derrame fluyó 2.9 km de manera muy lenta (por su alta viscosidad) hacia el noreste, siguiendo la pendiente, aunque también fluyó poco menos de 1 km hacia el sur, gruesos *levees* de hasta 30 metros, permiten identificar fácilmente estas direcciones de flujo. Conforme el derrame avanzaba formó 4 lóbulos laterales gruesos, visibles a lo largo de todo el derrame (Fig. 47).

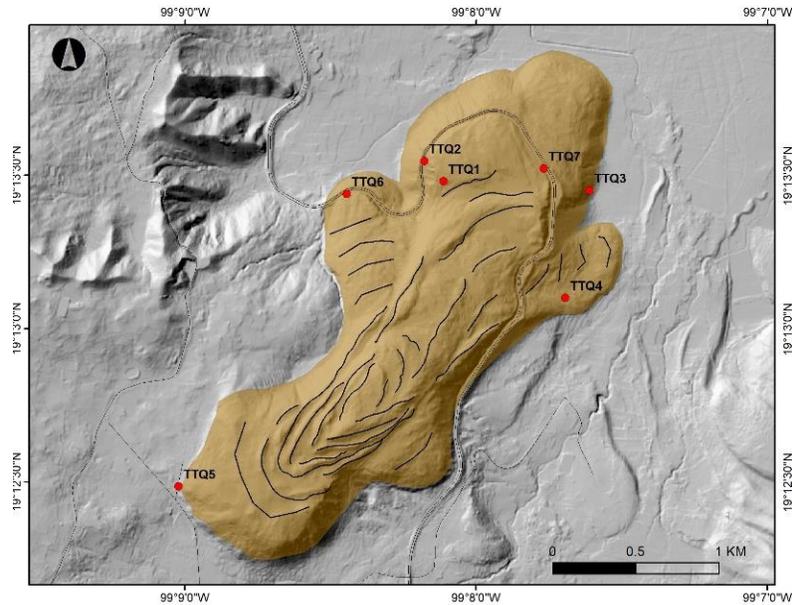


Fig. 47. Derrame de lava Tetequillo al este del poblado de Topilejo

5.5. Peligro V. Parámetros vulcanológicos observados en las erupciones recientes del campo Chichinautzin.

La actividad del volcán Chichinautzin comenzó siendo de tipo estromboliana y produjo un cono de escorias de 0.057 km^3 . Posteriormente la erupción cambió a tipo hawaiana con la emisión de 52 derrames de lava de tipo pahoehoe y aa que tienen una longitud máxima de 12 km que cubren un área de 52 km, con espesores que varían de 1-15 metros y un volumen total de lava de 3.6 km^3 . Por el tamaño de los piroclastos del cono se determinó que la actividad hawaiana del volcán Chichinautzin generó una columna eruptiva de <2 km de altura, de acuerdo con Cas y Wright (1987), mientras que por las características de las lavas se estimó que la tasa de efusión debió fluctuar entre $10\text{-}15 \text{ m}^3/\text{s}$ de acuerdo con Walker (1973a) y Pieri y Baloga (1986), que compararon los volúmenes emitidos de lava y el tiempo que tardaron en emitirse 36 derrames de lava de 20 erupciones históricas observadas, por lo que, al dividir el volumen entre la tasa de efusión se estimó que esta erupción debió tener una duración de entre 7-16 años (Tabla 11)

El volcán Tepozmayo nació junto al volcán La Ninfa. Sobre La Ninfa es posible observar los depósitos de la pómez PWA del Popocatepetl con una edad de ~14 mil años. Sin embargo, la PWA no se encuentra sobre los depósitos del Tepozmayo, por lo que se trata de una erupción más reciente. La erupción del

Tepozmayo produjo un cono de cenizas y escorias que tiene un volumen de 0.022 km^3 , con una altura de columna de 6 km. Mientras que el volumen de lavas emitidas es de 0.13 km^3 , alcanzan una longitud máxima de 2.5 km y cubren un área de 6.5 km^2 . Las lavas emitidas por el Tepozmayo son lavas en bloques, se estimó una tasa de fusión de $10\text{-}15 \text{ m}^3/\text{s}$, por lo que esta erupción debió tener una duración de 3-6 meses, como se muestra en la tabla 11.

La erupción del Xitle produjo un cono de cenizas y escorias que tiene un volumen de 0.08 km^3 , este cono se produjo a partir de dos episodios, uno estromboliano seguido de uno estromboliano violeto, por lo que la altura de su columna se estableció en un máximo de 8 km, que es similar a lo propuesto por Delgado-Granados et al (1998) de $<8 \text{ km}$ de altura. El volcán Xitle emitió un volumen de 1 km^3 de lavas pahoehoe y aa. Estas lavas tuvieron un alcance máximo de 12 km y cubrieron un área de 75 km^2 con espesores que varían de 1 a 5 metros, en algunas partes distales estos derrames se sobreyacen y juntos alcanzan espesores de hasta 20 m. La formación de tubos de lava permitió que algunos derrames de lava fueran inyectados desde abajo, levantando a los flujos previamente emplazados, aumentando el grosor del derrame. La tasa de efusión de este tipo de derrames de lava, de acuerdo con Walker (1973a) se calcula entre $10\text{-}15 \text{ m}^3/\text{s}$, por lo que esta erupción debió durar entre 3.5-7 años (Tabla 11).

La erupción del volcán Los Cardos produjo 5 conos de escorias y cenizas con un volumen total de 0.06 km^3 y un volumen de lavas en bloques de 0.22 km^3 con un alcance máximo de 6.1 km, cubriendo un área de 22 km^2 . Se estimó una tasa de efusión para estas lavas de $5\text{-}10 \text{ m}^3/\text{s}$ por lo que la erupción debió tener una duración de entre 9-17 meses (Tabla 11).

El derrame de lava del Tetequillo tiene una longitud de 3.6 km con una extensión de 3.7 km^2 , tiene un espesor máximo de hasta 200 m, con volumen de lavas de 0.55 km^3 , con una tasa de efusión estimada de $1.5\text{-}7 \text{ m}^3/\text{s}$ se estimó que la emisión de ese derrame de lava debió durar de 2.5-12 años. No se generaron tefras cuando este derrame se emplazó. Los derrumbes de rocas en el frente del

derrame de lava produjeron flujos de bloques y cenizas tipo Merapi que hoy solamente son visibles en la base del derrame.

El derrame de lava Xicomulco cubre un área de 9.4 km² y tiene una longitud de 4.6 km, con un espesor de hasta 150 m. Este derrame de lava no generó tefras. El volumen total de lava emitida fue de 0.7 km³ a una tasa de efusión de entre 1-5-7 m³/s, por lo que se estima que esta erupción tuvo una duración de 2.5-12 años. Al frente del derrame de lava se desprendieron bloques que produjeron flujos de bloques y cenizas tipo Merapi que actualmente son observables a distancias de menos de 100 m a partir de la base del derrame (Tabla 11).

Estos parámetros eruptivos de las erupciones estudiadas en este trabajo se compararon con los resultados obtenidos por otros autores para otros volcanes dentro del campo Chichinautzin y en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato y se encontró que son equiparables, considerando los distintos estilos eruptivos, los volúmenes emitidos y el contenido de sílice (Tabla 11).

Tabla 11. Parámetros eruptivos de los volcanes estudiados. Se muestran también los parámetros de otros volcanes en Chichinautzin y en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

Volcán	Área (km ²)	Longitud máxima de las lavas (km)	Espesor unidades de flujo lavas	Volumen lavas (km ³)	Tasa de efusión (m ³ /s)	Duración	Altura máxima columna (km)	Volumen cono (km ³)	Edad (Y.B.P)	% Si	Referencia
Tetequillo	3.7	3.6	300	0.55	1.5-7	2.5-12 años	0	-		*64.5	Este trabajo, *Martin Del Pozzo, 1990
Xicomulco	9.4	4.6	150	0.7	1.5-7	3-15 años	0	-		*57.38-60.2	Este trabajo, *Martin Del Pozzo, 1990
Los Cardos	22	6.1	10	0.22	5-10	9-17 meses	6-8	0.06	>4,000<7,000	*59.2	Este trabajo, *Martin Del Pozzo, 1990
Xitle					4.3				2,030 +/- 60	50.83-55.68	Córdova et al., 1994.
				1.08	4.3				2,030 +/- 60		Alva-Valdivia et al., 2005.
			8	1.45	5-10	3.5-7 años	8	0.12	2,060 +/-10		Urrutia et al., 2016
	75.4	12	8	1.45	5-10	3.5-7 años	8	0.08	2,025 +/-55		Delgado-Granados et al., 1998
Tepozmayo	80.3	8		1.2	-	-		0.022	>14,000	55.1-59.5	Agustin-Flores et al., 2011
	6.5	2.5	10	0.13	10-15	3-6 meses	6		< 14,000		Este trabajo
Chichinautzin									2,000	52.8-53.47	Martin Del Pozzo., 1997
	59	12	5	3.6	10-15	7-16 años	<2	0.057			Este trabajo
Pelagatos	4.9	7		0.031-0.035	1-100	6 días-16 meses	6	0.0017	2,520 +/- 105	52.5-57.5	Guilbaud et al., 2009
			-		10-20	22 días-1.5 meses					Este trabajo
Cerro del Agua	17.6	9.7		0.24				0.028	<14,000	54.1-56.7	Agustin-Flores et al., 2011
Cuahtzin	38.93	8		0.78				0.17	<8,225+/-130	62.7-63.9	Siebe et al 2004
			-		1.5-7	4- 18 años			>7,360+/-120		Este trabajo
Guespalapa	57.6	21		1.15				0.042	2,835+/-75	48.4-55.5	Siebe et al 2004
			-		20-40	1-2 años			4690+/-90		Este trabajo
Pelado	71	8		6	6-7.5	25-32 años	6-8			59-63	Lorenzo-Merino., 2016
Jumento	2.8	2.5		0.056				0.04	2,010+/-30	53.81-55.74	Arce et al., 2015
Tlálóc					2-3	5-10 meses					Este trabajo
	54.3	8.25		1.36	5-15	3-9años		0.06	<6,200+/-85	60	Siebe et al 2005
Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato											
Jorullo				2					260		Luhr and Carmichael, 1985.
						15 años					Gadow, 1930
	9	3			9.1						Este trabajo
Parícutin	20	5		1.32		9 años	6		74		McBirney et al., 1987
Metate					5						Este trabajo
	103	15		9.2	10	30 años			740-840	56-61	Chevreil et al., 2015

5.6. Peligro VI. Actividad volcánica futura

El estudio de los seis volcanes tipo que hicieron erupción en los últimos 10 mil años, presentadas en la sección 5.5, permitió definir cómo podría ser la erupción de un volcán en el futuro. Esto se sustenta en la hipótesis que las erupciones futuras serán del mismo tipo que las que tuvieron lugar en el pasado, con una frecuencia, escala y estilo eruptivo similar (Tilling, 1989). A partir de este estudio y la integración de su distribución espacial, además de la comparación con otras erupciones estudiadas previamente, en el campo volcánico Chichinautzin se identificaron cuatro tipos de erupciones relacionadas principalmente con variaciones en la composición química de los magmas y, aparentemente zonificadas en distintas partes del campo. La concentración de ciertas características específicas como son explosividad alta o baja, tasa de efusión y composición en áreas determinadas, con vulcanismo diferenciado por zonas, ya había sido previamente observado por Martin Del Pozzo, (1990) y sugiere que puede deberse a procesos distintos que determinan el mecanismo de erupción para cada zona, atribuibles a esfuerzos tectónicos diferenciados, fuentes de generación diferentes y velocidades y volúmenes magmáticos distintos.

I. Erupción estromboliana a estromboliana violenta

Caracterizadas por la formación de conos de escorias a partir de actividad tipo estromboliana a estromboliana violenta y posteriormente la emisión de lava.

La actividad estromboliana está caracterizada por la formación de depósitos masivos que no se estratifican. Mientras que los depósitos asociados la actividad estromboliana violenta, forman laminación (McDonald, 1972; Walker, 1973a). Además, en la actividad tipo estromboliana la isopaca de 1 cm de espesor se distribuye en un área de $<10 \text{ km}^2$, debido a su baja fragmentación y a la baja altura de sus columnas eruptivas de 2 a $<6 \text{ km}$. Mientras que, en la actividad de tipo estromboliano violento es posible encontrar la isopaca de 1 cm de espesor en un área de $10\text{-}100^2 \text{ km}^2$. Esto es debido a que en la actividad estromboliana violenta hay una mayor fragmentación con alturas de columnas $<10 \text{ km}$ (McDonald, 1972; Walker, 1973b; Wilson, 1976; Pyle, 1989; Arrighi, 2001). La mayor violencia de las

erupciones estrombolianas violentas puede deberse a un magma ligeramente más viscoso, a la obstrucción repetida de la boca o, a la incorporación de agua subterránea, pero en mucho menor cantidad que en la actividad surtseyana (Walker, 1973b).

En la erupción del volcán Xitle, localizado en la parte noroeste del campo, se produjeron una alta cantidad de piroclastos altamente fragmentados, generando depósitos laminados, con fragmentos que tienen tamaños de ceniza fina a gruesa. Uno de los primeros pulsos de la erupción del Xitle produjo un depósito de ceniza de 3 cm en Cuicuilco a 7.5 km del cráter y de 1.5 cm a 10 km hacia el norte del cráter ocupando un área de $\sim 30 \text{ km}^2$, los vientos cambiantes, distribuyeron el resto de la ceniza hacia el sur (Martin Del Pozzo, 1997b). La erupción del Xitle comparte características con la erupción del Parícutin, Michoacán, ocurrida de 1943 a 1952

En la erupción del volcán Parícutin, se observó que las fases altamente explosivas duraron desde varias horas hasta unos pocos días y comprendieron cientos de explosiones individuales que formaron columnas eruptivas de $\sim 8 \text{ km}$ de altura con abundante ceniza, lo que produjo una alta estratificación de las tefras (Pioli et al., 2008). El pico máximo de la actividad explosiva en el Parícutin se registró en abril de 1943, cuando se produjo una mayor cantidad de ceniza, que provocó caída de ceniza en la Ciudad de México (Bullard, 1947). Esta actividad explosiva, en conjunto, produjo un espesor acumulado de ceniza de 25 cm a 7 km del cráter (Seegerstrom, 1950). La erupción del Xitle comenzó de manera estromboliana y posteriormente cambió a estromboliana violenta con columnas eruptivas $\sim 8 \text{ km}$ de altura. Posteriormente el Xitle emitió lavas poco viscosas que formaron tubos de lava y fluyeron casi 12 km, cubriendo un área de poco más de 75 km^2 , con una duración de la erupción, estimada a partir del volumen y de la tasa de efusión de 3.5 a 7 años.

II. Erupción tipo Santiaguito

Este tipo de vulcanismo está caracterizado por la emisión de derrames gruesos de una sola unidad de lava viscosa, con espesores de 150 a 300 m. La lava altamente viscosa fluye lentamente en favor de la pendiente, como en los

derrames Tetequillo y Xicomulco, alcanzando longitudes de menos de 5 km con volúmenes de $\sim 0.5 \text{ km}^3$, con duraciones estimadas de 2.5 hasta 12 años, debido a su baja tasa de efusión. En este tipo de actividad no se presenta la emisión de tefras. También es común que a medida que el derrame avanza lentamente derrumbes de rocas en el frente del derrame de lava produzcan flujos de bloques y cenizas tipo Merapi, que, si bien su alcance es corto, representan por sí mismos un peligro mayor debido a su alta capacidad destructiva y a la velocidad que alcanzan, sobre todo para la vida de las personas. Este tipo de actividad se puede encontrar en el sector suroeste del campo Chichinautzin (Derrames Tabaquillo y la Gloria) pero es más común en el límite centro-norte del campo Chichinautzin, sobre la falla Xicomulco que tiene una dirección W-E.

III. Erupción hawaiana

Estas erupciones fisurales comienzan de manera explosiva con la emisión de piroclastos gruesos con tamaños que varían de lapilli a bombas con escasa ceniza con columnas estrombolianas de $< 6 \text{ km}$ de altura. Una vez abierta la fisura, rápidamente la erupción cambia y emite muy pocas tefras, formando conos principalmente de salpicadura (*spatter*) con volúmenes $\sim 0.05 \text{ km}^3$. La distribución espacial de las tefras de estas erupciones es muy reducida; en volcanes de Hawái, así como en Islandia e Islas Canarias, se ha observado que la isopaca de espesor de 1 cm tiene una distribución $< 1 \text{ km}^2$, con alturas de columna $< 2 \text{ km}$ (McDonald, 1972; Walker, 1973b; Wilson, 1976; Pyle, 1989). Este tipo de erupción de erupción hawaiana se caracterizan por la emisión de lavas de muy baja viscosidad, muy fluidas, que suelen formar lagos de lava, que posteriormente son drenados, formando derrames de lava con largos alcances $> 12 \text{ km}$ y pequeños espesores, que pueden llegar a formar escudos como también se observa en el volcán La Ninfa, con volúmenes $> 3 \text{ km}^3$. Los grandes volúmenes de lava que podrían emitirse tardarían de 7 a 16 años en emplazarse.

IV. Erupción estromboliana.

Este tipo de erupción se caracteriza por la formación de conos de escorias y cenizas alineados que se sobreponen, formando un grupo de conos (*cone cluster*),

producto de variaciones en la geometría de la fisura sobre la que se forman. La formación de estos conos se da mediante erupciones de tipo estromboliano que producen poca fragmentación y alturas de columnas <6 km. Posteriormente emiten derrames de lava de bloques de baja fluidez y espesores cercanos a los 10 metros. Los alcances de estos derrames de lava son también bajos ~6 km o incluso menos como las lavas de bloques del volcán Tepozmayo que fluyeron <3 km, con duraciones de poco más de un año, debido a su bajo volumen.

5.6.1. Escenarios eruptivos futuros

La dispersión de los productos volcánicos depende de las características propias de la erupción como la tasa de efusión, el volumen, la altura de la columna, y el grado de fragmentación de los piroclastos, Además, la distribución espacial de los productos depende de los valores que tomen, en el momento de la erupción, una serie de variables del medio físico de las cuales, las más significativas, son la topografía para los derrames de lava y las condiciones meteorológicas para la dispersión de las tefras. Para determinar los alcances de los productos de una erupción futura se integraron estos dos grupos de parámetros en simulaciones numéricas para tefras y para lavas para cada tipo de erupción.

A partir de las zonas de mayor probabilidad de albergar una erupción en el futuro y del tipo de erupciones posibles, se propusieron tres escenarios eruptivos: el A, en la zona de mayor probabilidad espacial contempla una erupción estromboliana a estromboliana violenta; el escenario B, en la segunda zona de mayor probabilidad, contempla un derrame de lava tipo Santiaguito, ya que es el tipo de vulcanismo más común en esa zona y, el escenario C, que contempla una erupción hawaiana a estromboliana, como se ha registrado en los volcanes que se encuentran en esa zona. En cada uno de estos escenarios se simularon los productos (tefras y lava) con los parámetros del tipo de erupciones más comunes en cada zona.

La probabilidad espacial se calculó a partir del análisis de probabilidad por cuadrícula, fundamentado en la tasa de recurrencia observada en cada una de las 96 cuadrículas de 5x5 km que se definieron a partir del análisis de la distancia del vecino más cercano, como se explicó en las secciones 5.2 y 5.3.

Escenario A

La zona de mayor probabilidad espacial (0.338) de albergar una erupción futura es la zona noroeste del campo, cerca del actual cono del Xitle (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019. Fig. 48). El tipo de erupciones más comunes observadas en esta zona son estromboliana y estromboliana violenta como las observadas en el volcán Xitle y en Los Cardos. Por lo que en este escenario se simularon las tefras de una erupción con una columna eruptiva de 6 a 8 km de altura, que corresponde con este tipo de erupciones. En este mismo escenario se realizaron simulaciones probabilísticas de derrames de lava fluidas con espesores de 5 m y alcances de hasta 12 km como las observadas en el Xitle y en el volcán Chichinautzin.

Escenario B

En la zona del límite centro-norte del campo Chichinautzin se obtuvo la segunda mayor probabilidad de presentar una erupción en el futuro, 0.309 (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019. Fig. 48). Por las características del vulcanismo ocurrido en esa zona en los últimos 10 mil años, es muy probable que esta erupción sea similar a la observada a lo largo de la falla Xicomulco, tipo Santiaguito, caracterizada por la emisión de derrames de lava gruesos sin la emisión de tefras, como en los derrames Xicomulco y Tetequillo. En este sitio se hicieron simulaciones de derrames de lava viscosos que fluyen lentamente con espesores de 150 metros y alcances máximos de 5 km.

Escenario C

La zona central del campo Chichinautzin tiene una probabilidad espacial de albergar una erupción en el futuro de 0.301 (Nieto-Torres y Martin Del Pozzo, 2019. Fig. 48). En esta zona las erupciones tipo estromboliano son las más comunes, por lo que las simulaciones de tefras se realizaron con alturas de columnas <6 km, características de este tipo de erupciones. La formación de agrupaciones de conos (*cone clusters*) es común, como en el volcán Los Cardos. Después de la formación de los conos las erupciones se vuelven efusivas con la emisión de lavas muy fluidas como en la erupción hawaiana del volcán Chichinautzin, localizado en la parte central de campo. En este escenario, los

derrames de lava se simularon considerando espesores de 3 metros con alcances de hasta 15 km.

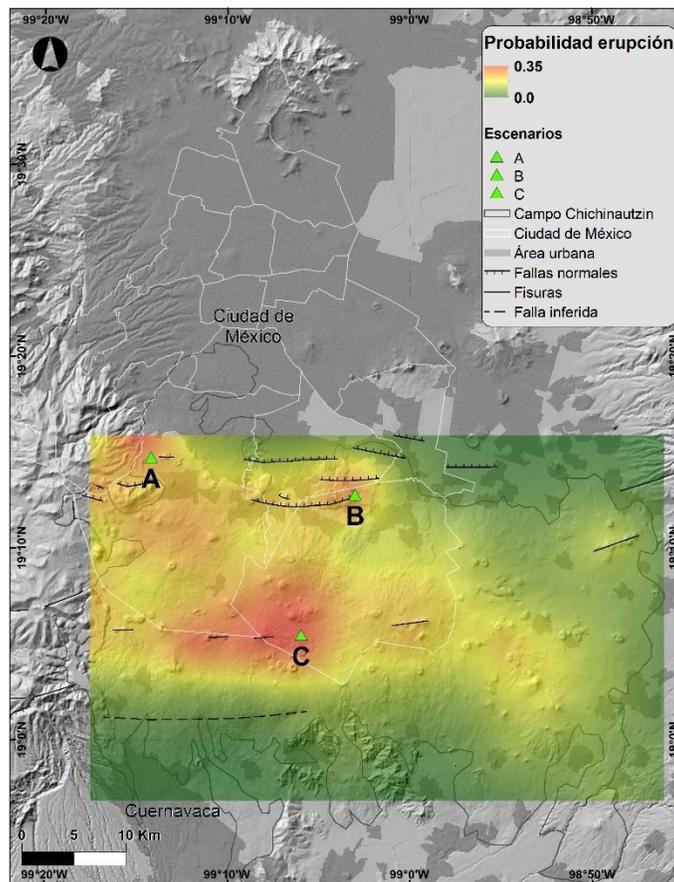


Fig. 48. Localización de los escenarios eruptivos probables en el campo Chichinautzin.

5.6.2. Simulaciones de dispersión de tefra

La dispersión de las tefras se modeló utilizando el código Tephra 2 (Courtland et al., 2012). Las características de la erupción, altura de la columna, volumen y granulometría se obtuvieron a partir de las erupciones estudiadas y se muestran en la tabla 12. Además, el perfil de vientos (dirección y velocidad del viento a distintas alturas) se obtuvo de la base de datos de 30 años de radiosondeos realizados por el Servicio Meteorológico Nacional, con estos datos de vientos se realizaron simulaciones para cada mes del año.

Tabla 12. Parámetros de entrada para las simulaciones de tefra en Tephra2.

Tipo de parámetro	Parámetro	Valores simulados	
		Escenario A	Escenario C
Atmosférico	Modelo de vientos (altura, dirección, velocidad)	Radiosondeo CDMX	Radiosondeo CDMX
	Constante de Eddy (difusión atmosférica)	0.04	0.04
Topográfico	Modelo de elevación (ASCII)	INEGI 30 m	INEGI 30 m
Eruptivos	Altura de la columna (msnm)	11000 (8000 m)	9000 (6000 m)
	Masa emitida (kg)	1.5 exp 9	1.5 exp 8
	Tamaño de grano máximo (phi)	-1	-6
	Tamaño de grano mínimo (phi)	5	1
	Media del tamaño de grano (phi)	2	-1
	Desviación estándar tamaño grano (phi)	3	4
	Coordenadas este vent (UTM)	475181	489598
	Coordenadas norte vent (UTM)	2128010	2110917
	Elevación de punto de emisión (msnm)	2900	3000
Partículas	Coefficiente de difusión (m ² /s)	568	568
	Tiempo del umbral de caída (s)	100000	100000
	Densidad de los líticos (kg/m ³)	2600	2600
	Densidad material vesiculado (kg/m ³)	1600	1600
	Pasos de la columna	100	100
	Modelo de la pluma: 0, bien mezclada; 1 distribución Suzuki	0	0
	Relación de la pluma: 0, ceniza emitida en toda la pluma; 0.9, masa emitida del 1% de la parte superior de la pluma	0.2	0.2

En el caso del escenario A, una erupción estromboliana a estromboliana violenta con columnas eruptivas máximas de 8 km de altura en las cercanías del volcán Xitle, los vientos de noviembre a abril dispersarían la ceniza hacia el noreste de la ciudad. Los resultados de las simulaciones para el mes de diciembre muestran que los vientos de este mes podrían producir caída de ceniza en el aeropuerto de la Ciudad de México, con cargas de entre 15-20 kg/ m² (~1 cm). Durante estos meses, en este mismo escenario, las cenizas que se distribuirían en las cercanías del volcán producirían cargas sobre las construcciones de esa zona de entre 300-600 kg/m² (> 20 cm) (Fig. 49).

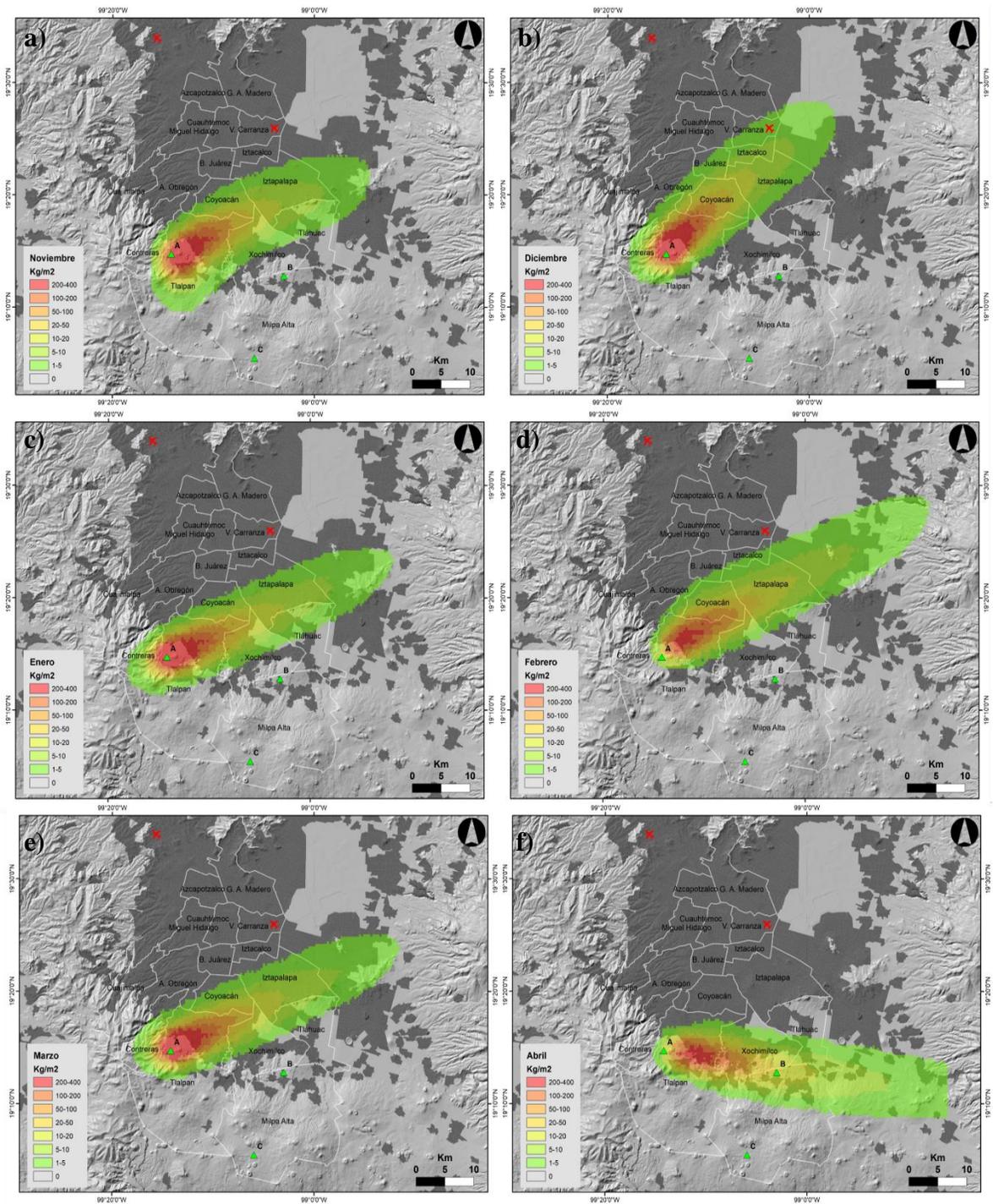


Fig. 49. a-f) Simulaciones de ceniza durante noviembre a abril para el escenario A. De mayo a octubre las cenizas se distribuirían hacia el sur y al oeste, produciendo caída de ceniza en la parte central del campo Chichinautzin y hacia la Sierra de las Cruces (Fig. 50). De acuerdo con los resultados de las simulaciones, durante los meses de julio y agosto los vientos dominantes distribuirían la ceniza hacia el

oeste y habría caído de ceniza en la ciudad de Toluca y algunas áreas cercanas, con cargas de entre 10-30 kg/m² (1-2 cm).

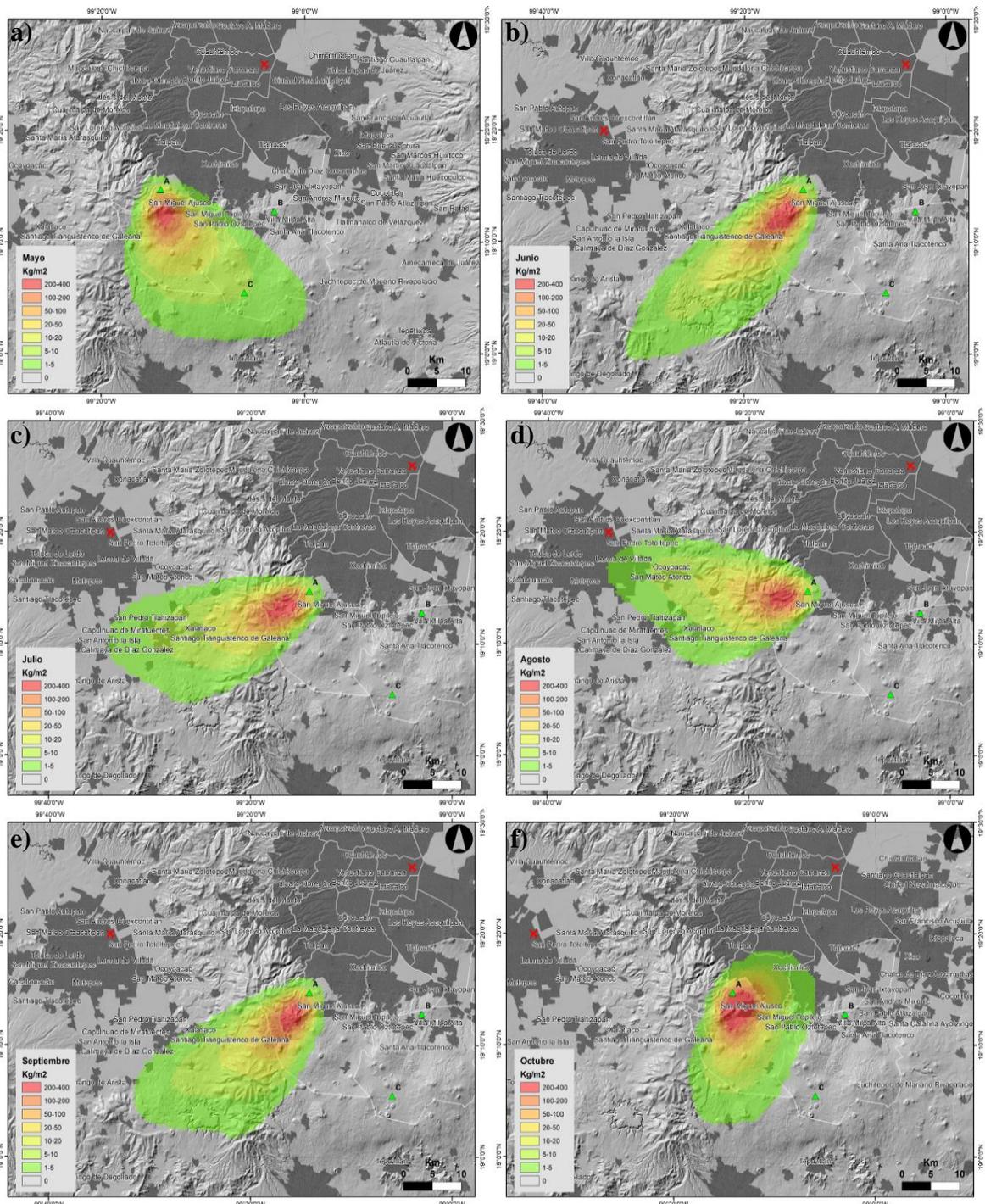


Fig. 50. a-f) Simulaciones de ceniza durante mayo octubre para el escenario A.

En el escenario B, una erupción en las cercanías del volcán Xicomulco, no se considera que se emitan cantidades importantes de tefra, por lo que no se realizó

este mapa para el escenario B, toda vez que el vulcanismo en esa zona consiste principalmente en la emisión de derrames de lava gruesos y no se espera la emisión importante de tefras.

En el escenario C, una erupción estromboliana con columnas de hasta 6 km de altura en la parte central del campo, los resultados muestran que las cenizas emitidas de noviembre a marzo serían distribuidas por los vientos hacia el noreste, afectando algunos sectores aislados de la parte oriente de la ciudad, en la alcaldía de Milpa Alta y zonas conurbadas del Estado de México, con cargas de ceniza de entre 20 y 100 kg/m² (<6 cm) En abril las cenizas serían distribuidas por los vientos dominantes hacia el este, sin afectar a la Ciudad de México (Fig. 51).

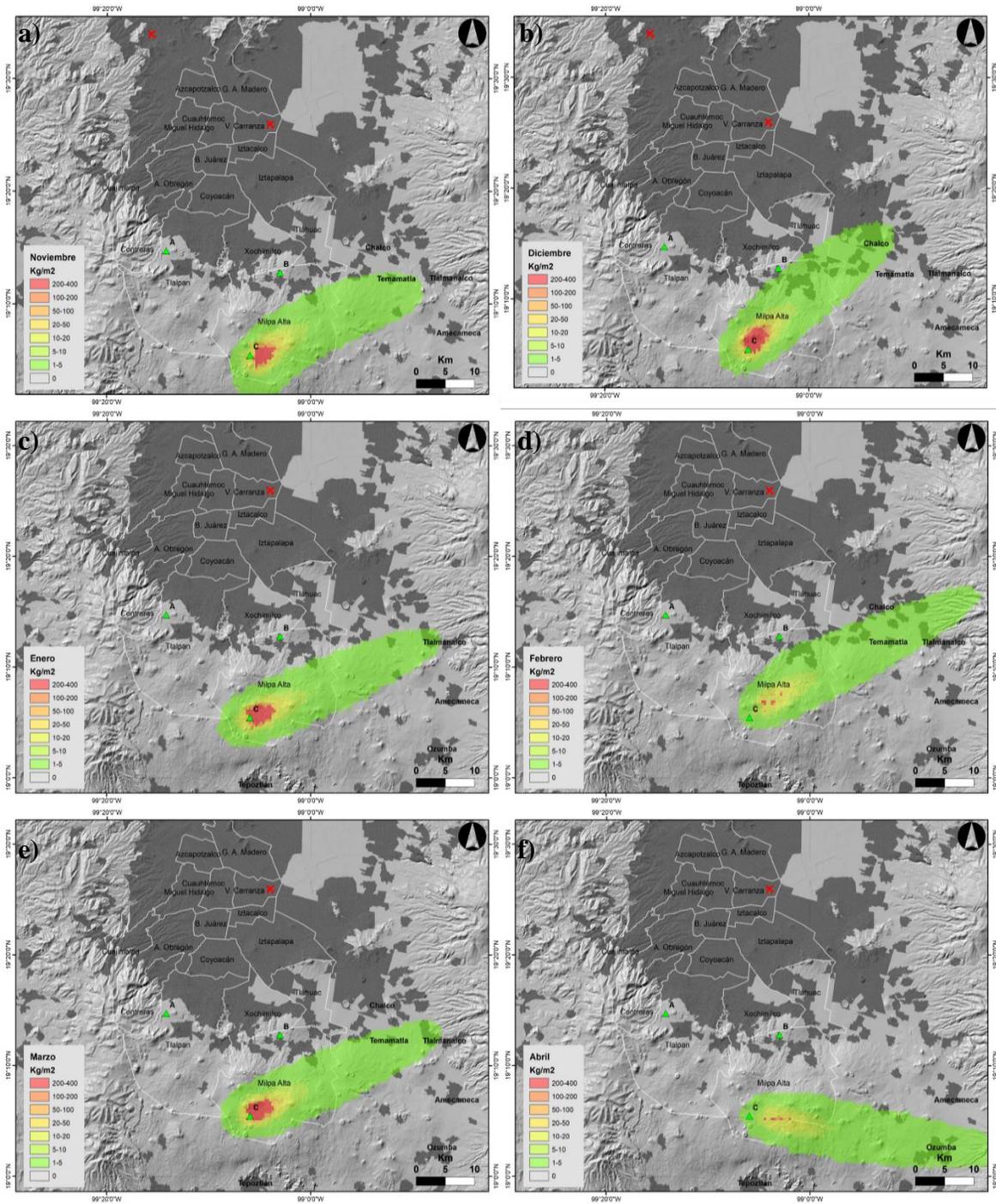


Fig. 51. a-f) Simulaciones de ceniza durante noviembre a abril para el escenario C.

De mayo a octubre los vientos predominantes soplan hacia el sur, suroeste y oeste y generaría caída de ceniza principalmente en el sector central del campo Chichinautzin sin afectar a la Ciudad de México (Fig. 52). Parte de esta ceniza se distribuiría hacia la parte norte de Cuernavaca, Morelos con cargas menores a 60 kg/m².

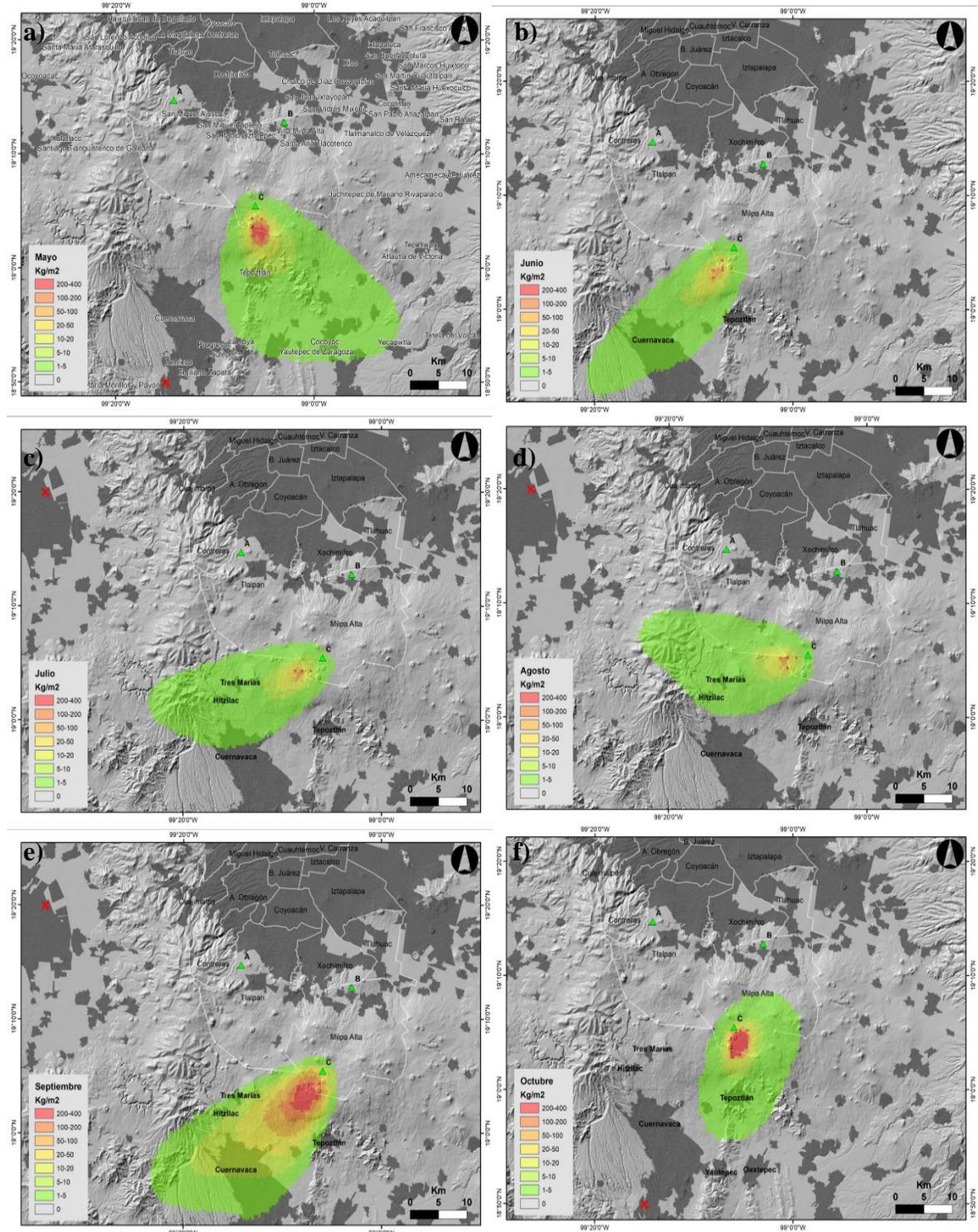


Fig. 52. a-f) Simulaciones de ceniza durante mayo octubre para el escenario C.

Mapas de peligros por tefras.

Se elaboraron tres mapas de peligro por caída de tefra en el módulo a partir del procesamiento probabilístico de 100 simulaciones para los escenarios A y C, con los distintos patrones de vientos, en el módulo *Tephra2 probabilistic runner* (Bonadonna et al., 2016), disponible también en VHUB. Para cada escenario se calculó la probabilidad de acumular espesores de 20, 10 y 1 cm (320, 160 y 16 kg/m², respectivamente) en condiciones secas, ~20 cm de espesor de ceniza (320 kg/m²) es el umbral a partir del cual los techos de las estructuras comienzan a colapsar (Blong, 2003; Spence et al., 2005; Jenkins et al., 2014). Esto será discutido más ampliamente en la sección 5.7.2.1, vulnerabilidad física. En condiciones de lluvia el espesor de 10 cm de ceniza podría provocar el colapso de los techos, mientras que, con 1 cm de espesor podría haber interrupciones en los sistemas de transporte, comunicaciones y agroindustriales.

En el caso del escenario A, una erupción estromboliana a estromboliana violenta (máximo de 8 km de altura) se obtuvo una probabilidad de 90% de acumular 20 cm de ceniza en la zona cercana al volcán a <2 km del cráter; la probabilidad disminuye gradualmente a 60% hacia la zona habitada de la alcaldía Tlalpan y hasta 40% en los límites Tlalpan-Coyoacán (Fig. 53). En el escenario C, una erupción estromboliana (<6 km de altura) las zonas con mayor probabilidad (90%) de acumular 20 cm de cenizas se encuentra restringida a menos de 1 km del cráter y disminuye drásticamente a <40 % a 7 km del cráter. La probabilidad de tener 20 cm de ceniza en el área urbana de la alcaldía Milpa Alta es <10 %, (Fig. 53).

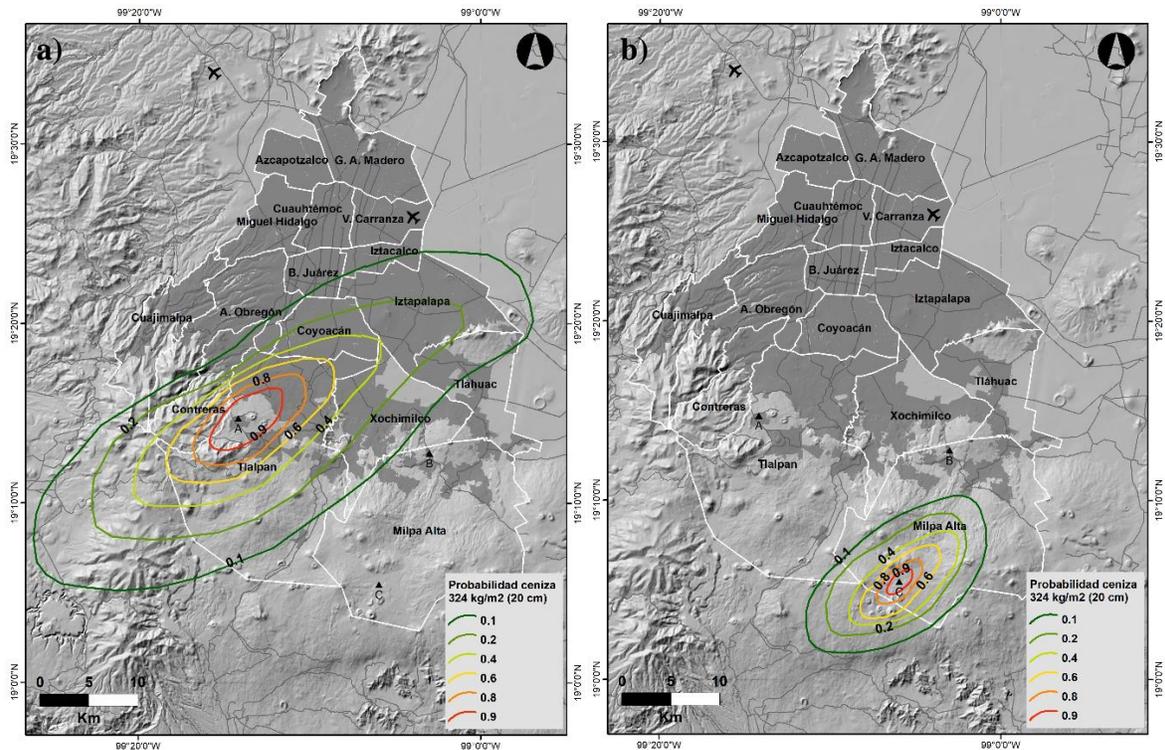


Fig. 53. Mapa de peligros por caída de ceniza para un espesor de 20 cm. a) escenario A (estromboliano violento), b) escenario C (estromboliano).

La probabilidad de acumulación de 10 cm en el caso del escenario A es de 90% a poco más de 5 km del cárter y de 80% a 7 km de distancia del cráter, esto es en el límite de las alcaldías Tlalpan y Coyoacán. La probabilidad de este espesor disminuye hasta 10% en la zona del Aeropuerto de la Ciudad de México (Fig. 54). En el escenario C, las zonas con mayor probabilidad (90%) de acumular 10 cm de cenizas se encuentra restringida a menos de 1 km del cráter y disminuye drásticamente a <40 % a 7 km del cráter. La probabilidad de tener 20 cm de ceniza en el área urbana de la alcaldía Milpa Alta es <10 % (Fig. 54).

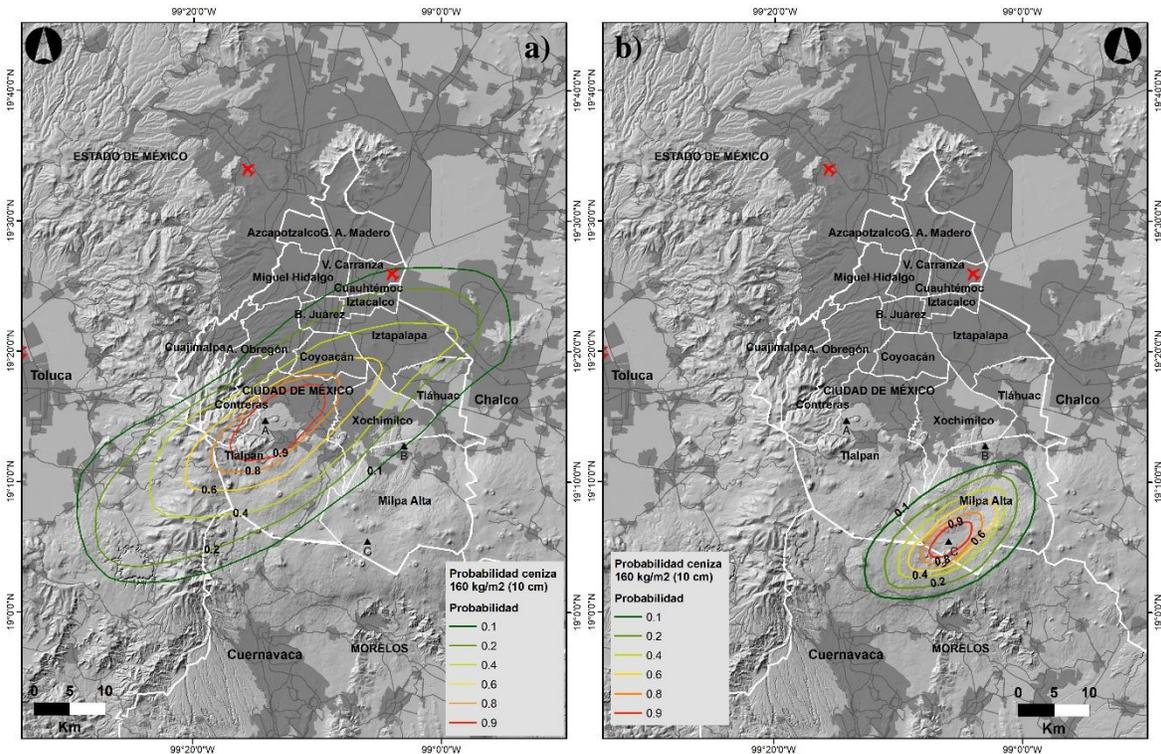


Fig. 54. Mapa de peligros por caída de ceniza para un espesor de 10 cm. a) escenario A (estromboliano violento), b) escenario C (estromboliano)

La probabilidad de acumulación de 1 cm en el caso del escenario A, una erupción estromboliana violenta con columna de 6-8 km de altura, es de 90% a poco más de 16 km del cárter y se extiende por toda al área urbana de la alcaldía Tlalpan, y la mitad de las alcaldías Coyoacán y Xochimilco, alcanzando a la alcaldía Iztapalapa. La probabilidad de 1 cm de ceniza disminuye a 60 % en las alcaldías Benito Juárez, Cuauhtémoc, Tláhuac y Milpa Alta. Hay 40 % de probabilidad de acumulación de 1 cm de ceniza en el aeropuerto de la Ciudad de México y <10 % de que este espesor cubra toda la Ciudad de México (Fig. 55).

En el escenario C, una erupción estromboliana con columna de <6 km de altura, las zonas con mayor probabilidad (90%) de acumular 1 cm de cenizas se encuentra restringida a menos de 8 km del cráter y disminuye drásticamente a <60 % a 12 km del cráter, en el límite del área urbana de la alcaldía Milpa Alta. La probabilidad de tener 1 cm de ceniza en la parte sur del área urbana de las alcaldías Xochimilco y Tláhuac es <10 % (Fig. 55).

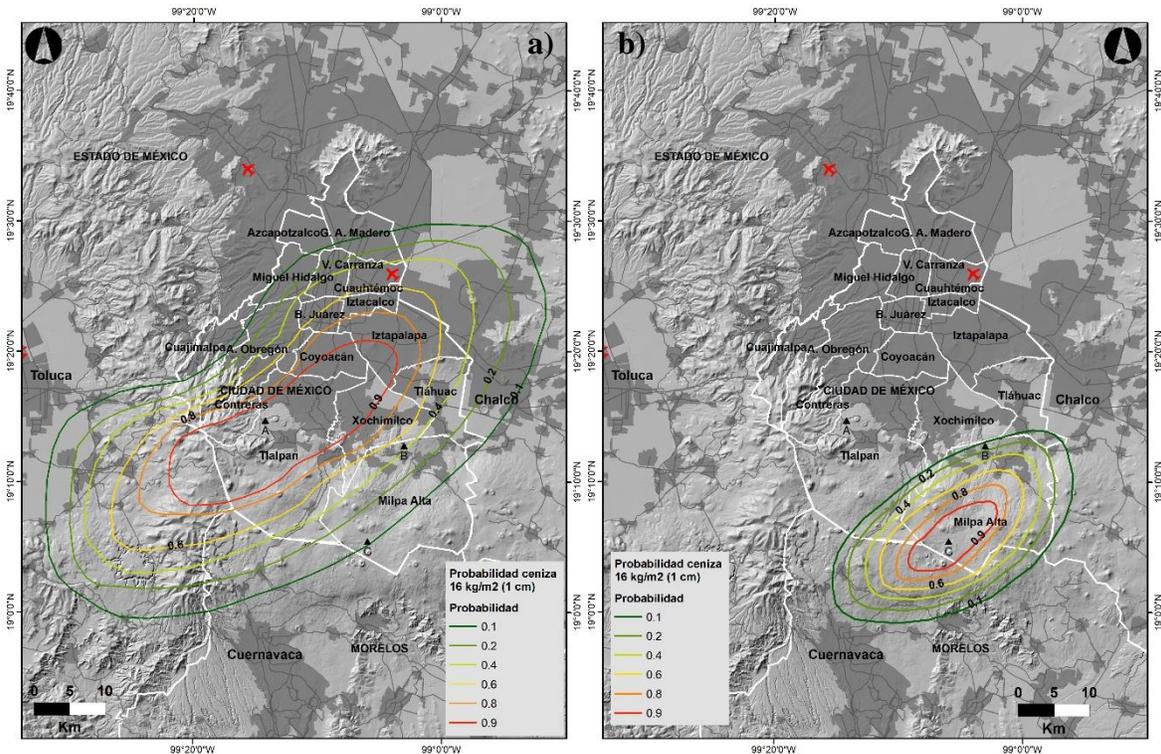


Fig. 55. Mapa de peligros por caída de ceniza para un espesor de 1 cm. a) escenario A (estromboliano violento), b) escenario C (estromboliano)

5.6.3. Simulaciones de lavas

Los derrames de lava fueron modelados con dos códigos probabilísticos; el Etna Lava Flow Model (ELFM, Damiani et al., 2006) y el Q-LAVHA (Mossoux et al., 2016) (como se explicó en la sección 4.3). Estos códigos probabilísticos permiten determinar las trayectorias potenciales de los derrames de lava, en función de los parámetros de entrada como el modelo digital de elevación LIDAR con resolución horizontal de 5 m, el alcance medido de las lavas determinado, el espesor, a partir de eventos pasados, así como son el tipo de boca; en el Q-LAVHA puede ser puntual o fisural, o múltiples bocas. En el ELFM, es necesario, además, determinar el modelo del incremento del espesor del flujo, que puede ser constante, lineal o logarítmico. Fue necesario calibrar los códigos mediante la reconstrucción de erupciones pasadas. Para esto, se reconstruyó el paleorelieve, eliminando la topografía de un derrame de lava conocido y se construyeron nuevas curvas de nivel en el área del derrame. La simulación del derrame conocido tiene una subestimación <5 % y una sobreestimación también <15 %, por lo que se considera que los parámetros de calibración son adecuados (Fig. 56).

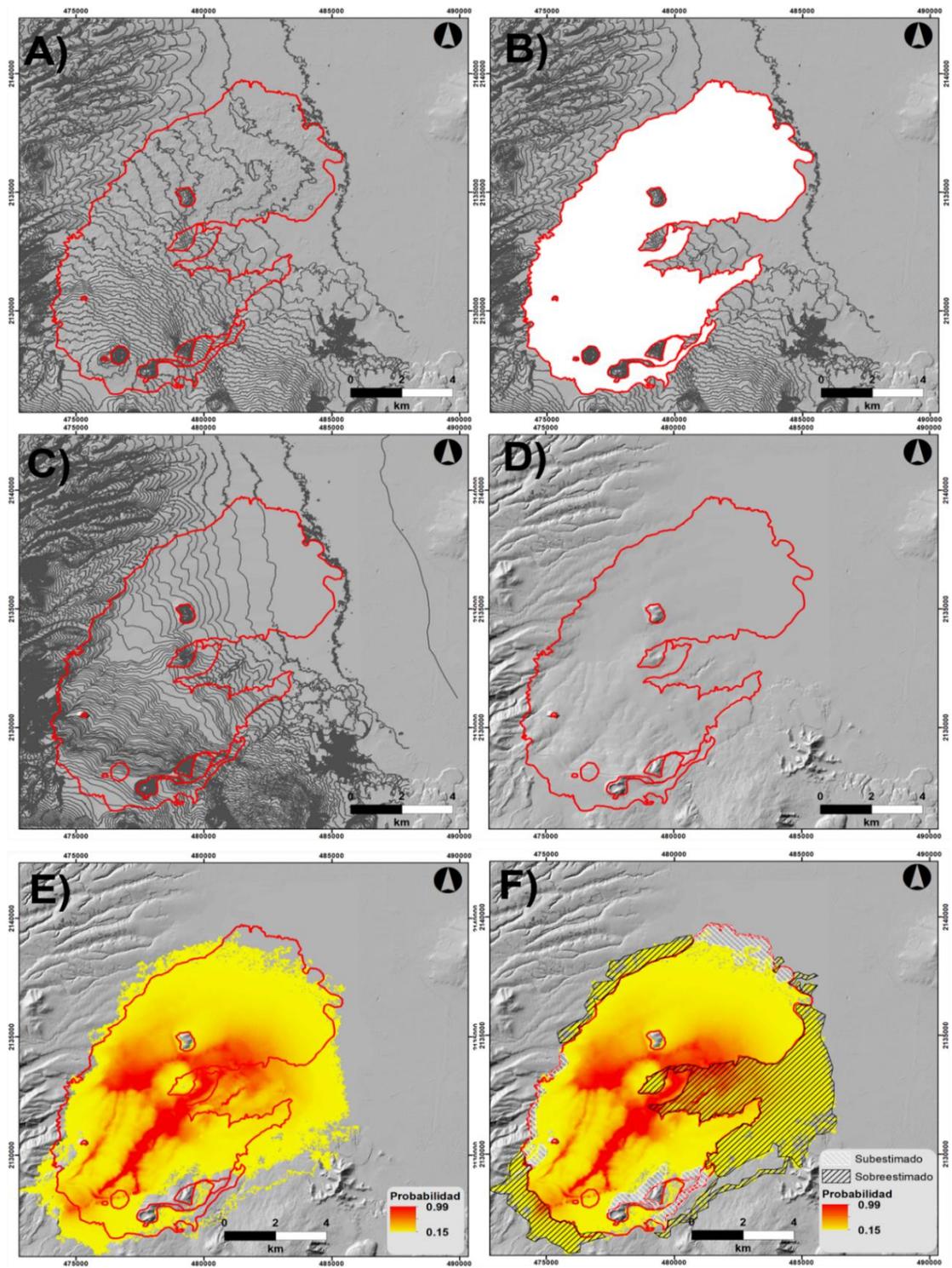


Fig. 56. Calibración simulaciones lava usando el ELMF. A) DEM Lidar y curvas de nivel actuales. B) Eliminación relieve derrame de lava conocido. C) Reconstrucción curvas paleorelieve. D) DEM con paleorelieve. E) Simulación derrame conocido (1500 iteraciones). F) Ajuste del área estimada.

Los parámetros utilizados en el escenario A fueron 5 m de espesor y 12 km de longitud, similar a los observados las lavas fluidas del volcán Xitle. En el escenario B, el espesor fue de 150 m y el alcance de 5 km como se observa en los derrames de lava viscosa Tetequillo y Xicomulco. En el escenario C, los parámetros fueron 3 m de espesor y 15 km de longitud como los observados en las lavas de alta fluidez del volcán Chichinautzin. En este escenario también se utilizaron 10 m de espesor y 6 km de longitud como las lavas de los volcanes Los Cardos y Tepozmayo. Los valores para cada escenario se muestran en la tabla 13.

Tabla 13a. Parámetros de entrada para las simulaciones de lava en QLAVHA.

Parámetro	Valor		
	Escenario A	Escenario B	Escenario C
Modelo digital de elevación (ASCII)	INEGI LIDAR 5 m	INEGI LIDAR 5 m	INEGI LIDAR 5 m
Hc: Espesor lava (m)	5	150	3; 10
Hp: Corrección topografía	10	10	10
Máxima longitud del flujo (m)	12000	5000	15000; 6000
Coordenadas este vent (UTM)	475181	494846	489598
Coordenadas norte vent (UTM)	2128010	2124349	2110917
Tipo de vent (puntual, fisural)	Fisural (1000 m)	Puntual	Fisural (1000 m)
Distancia entre vents (m)	200	-	200
Número de iteraciones	1500	1500	1500

Tabla 13b. Parámetros de entrada para las simulaciones de lava en ELFM.

Parámetro	Valor		
	Escenario A	Escenario B	Escenario C
Modelo digital de elevación (.txt)	INEGI LIDAR 5 m	INEGI LIDAR 5 m	INEGI LIDAR 5 m
Espesor lava (m)	5	150	3;10
Máxima longitud del flujo (m)	12000	5000	15000; 6000
Coordenadas este vent (UTM)	475181	494846	489598
Coordenadas norte vent (UTM)	2128010	2124349	2110917
Modelo del incremento de espesor del flujo: constante, lineal, logarítmico	Logarítmico	Constante	Constante
Número de iteraciones	1500	1500	1500

Se compararon los resultados de ambos códigos y se seleccionaron los resultados del ELFM porque mostraron un mejor ajuste en la calibración con los derrames anteriores. Además, el parámetro del modelo del incremento del espesor del flujo permite controlar mejor el tipo de derrame de lava simulado. El resto de los parámetros son similares.

Los resultados para las simulaciones de derrames de lava muestran las zonas que tienen más alta probabilidad de ser inundadas por la lava. En el escenario A, con una erupción que emita lavas fluidas con espesores de hasta 5 m y alcances de hasta 12 km, las trayectorias más probables que podrían seguir las lavas están confinadas por el río Eslava y sus afluentes provenientes de la Sierra de las Cruces pendiente abajo hacia el norte. Estos derrames de lava fluirían también sobre los derrames de lava del Xitle, siguiendo el cauce del paleorío Cuicuilco (Córdova et al., 1994) cuya topografía fue ocupada por los derrames del Xitle pero que aún es reconocible en la topografía actual. En estas zonas es posible que los derrames de lava formen tubos de lava, debido a la presencia de barrancas, como sucedió con las lavas del Xitle, lo que incrementaría su longitud. En conjunto estos dos principales cauces, alcanzarían la planicie lacustre en la zona que hoy ocupan los límites de las alcaldías Tlalpan, Coyoacán y Álvaro Obregón, alcanzando la Ciudad Universitaria de la UNAM. También hay trayectorias probables calculadas que se dirigen hacia el sur, rodeando al volcán Coatzontle para posteriormente descender hacia el norte por el poblado de San Pedro Mártir, donde también podrían generarse tubos de lava, debido a la presencia de algunos cauces (Fig. 57).

En el escenario B, con una erupción con derrames de lava gruesos viscosos que fluyen lentamente con espesores de ~150 m y alcances cercanos a 5 km, que son el tipo de erupción más común en esta zona, el derrame de lava se encausaría pendiente abajo hacia el norte rumbo al lago de Xochimilco, entre los derrames de lava del Teutli y el derrame Xicomulco. El grueso espesor del derrame Xicomulco y del escudo que forman las lavas del Teutli, confinarían este probable derrame hasta alcanzar la planicie del lago de Xochimilco. Derrumbes de roca del frente del derrame podrían generar flujos piroclásticos tipo Merapi, lo que incrementaría su peligrosidad. Es también probable que parte del derrame fluya hacia el sur y hacia el este, cubriendo parte del poblado de Milpa Alta (Fig. 57).

En el escenario C, con derrames de lava fluidos con espesores de hasta 3 metros y alcances de hasta 15 km, las lavas podrían formar un pequeño escudo de lava y se generarían derrames con trayectorias más probables hacia el sur, hacia la zona

del poblado de Tepoztlán en el estado de Morelos. Es posible que debido a la abrupta topografía en esa zona y a la existencia de algunas barrancas, estos derrames de lava formen tubos de lava, lo que incrementaría significativamente su alcance como se observó en la erupción del volcán Suchioc en esa misma zona (Espinasa-Pereña, 1999). Parte de las lavas fluirían también hacia el norte, con rumbo a la Ciudad de México, pero sería detenido por los derrames de lava previos del volcán Ocusacayo. En esta zona de la Ciudad de México no hay población, ni viviendas, únicamente zonas forestales y áreas de cultivo, principalmente de avena (Fig. 57).

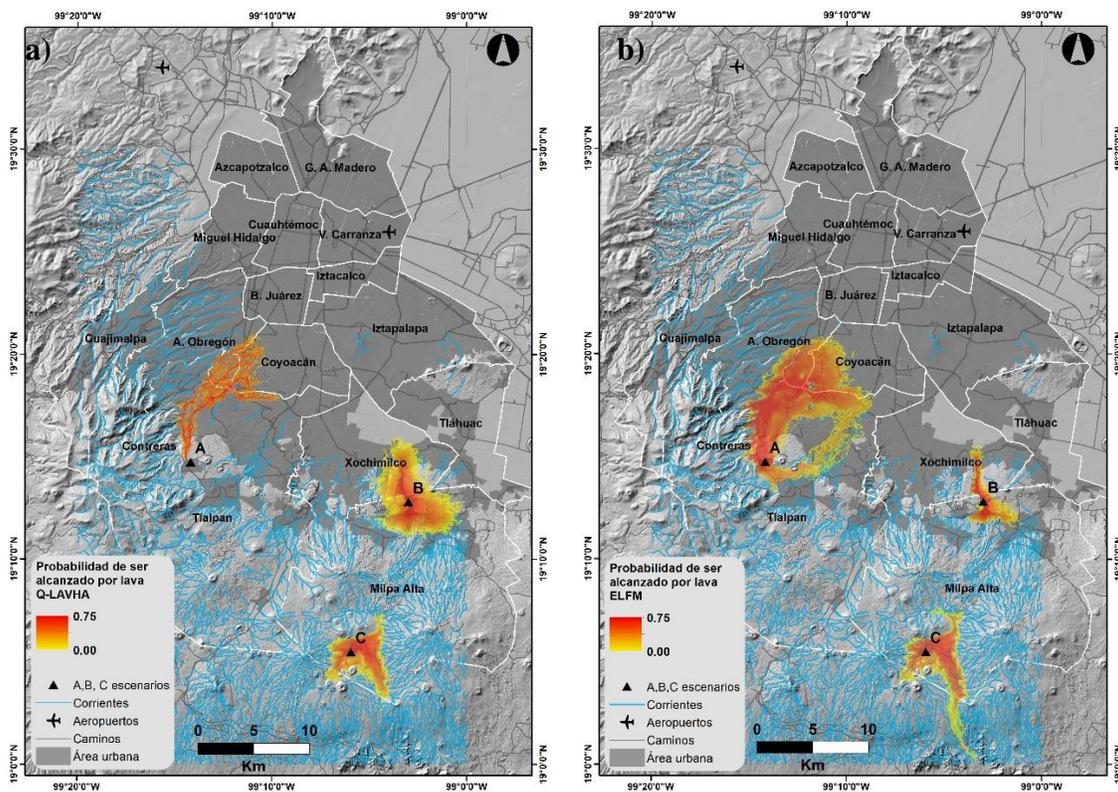


Fig. 57. Simulaciones numéricas de derrames de lava. El punto de origen se definió a partir de análisis de las probabilidades espaciotemporales y se muestran como los escenarios A,B y C. a) simulaciones hechas con Q-LAVHA, b) simulaciones hechas con ELFM

5.7. Riesgo volcánico en el campo Chichinautzin.

La evaluación del riesgo comprende el análisis de cuatro factores: el peligro, la exposición, la vulnerabilidad y la resiliencia. El peligro fue analizado en las secciones 5.1 a 5.6, donde se calculó la probabilidad que tienen tres distintos escenarios de erupción en tres áreas diferentes, así como el tipo de erupciones probables y los alcances de sus depósitos. A continuación, se presentan los análisis de exposición, vulnerabilidades y resiliencia para cada uno de estos escenarios. Escenario A, erupción estromboliana a estromboliana violenta con derrames de lava fluidos; escenario B, erupción tipo Santiaguito con la emisión de un derrame de lava viscoso; escenario C, erupción estromboliana a hawaiana con emisión de derrames de lava muy fluidos

5.7.1. Exposición.

Se realizó el análisis de exposición para los tres escenarios propuestos, considerando los polígonos de afectación por lavas y cenizas con una probabilidad mayor a 60% para los distintos escenarios eruptivos, como se detalló en la sección 4.4.1.

En el caso de la población se observó que para el escenario A, se cuantificaron un total de 397,356 personas y 193,718 viviendas en el área de inundación de las lavas y caída de ceniza 20 cm con probabilidad >60 %, mientras que para el escenario B, hay 39,122 personas y 9,462 viviendas, en estas mismas áreas y en el escenario C, los asentamientos humanos se encuentran en áreas que podría ser afectada por menos de 20 cm (Fig. 58, Tabla 14).

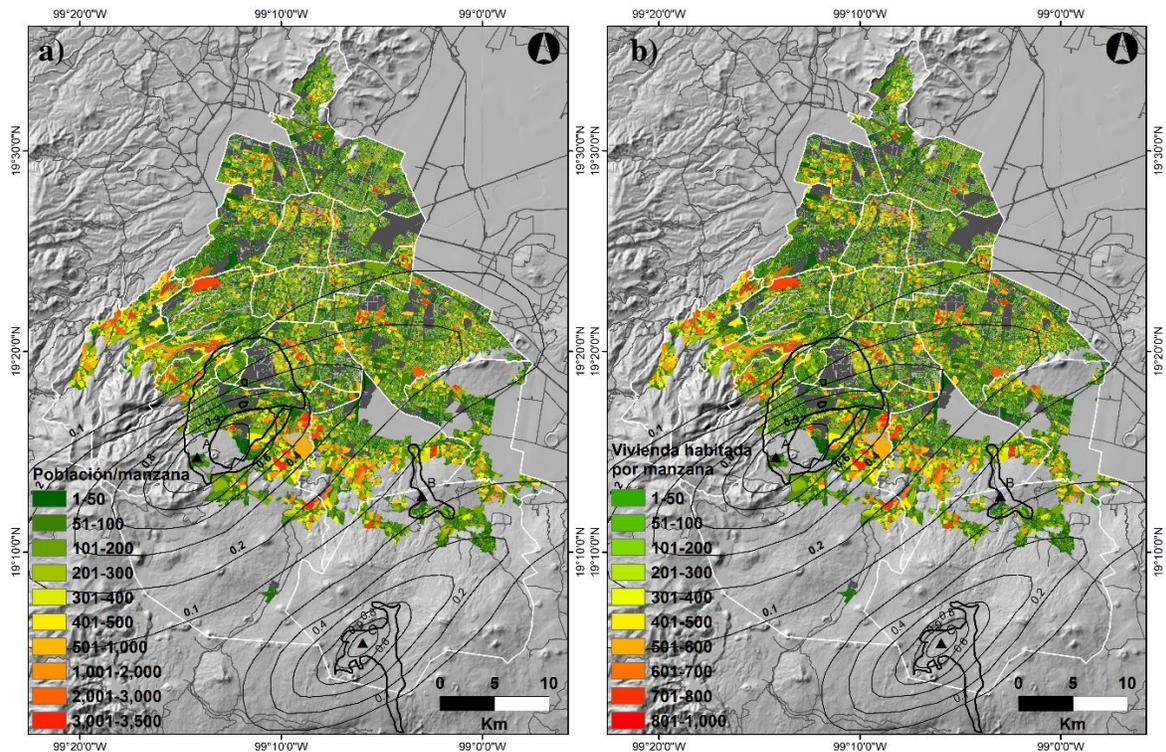


Fig. 58. Elementos expuestos. a) densidad de población por manzana, b) viviendas habitadas por manzana.

En cuanto a la vegetación y uso de suelo se encontró que en el escenario A, podrían ser afectados 26.5 km² de área agrícola, 22.7 km² de bosque y 43.13 km² de área urbana. En el escenario B, podrían afectarse 10 km² de área de uso agrícola y 4.7 de área urbana. En el escenario C serían afectados 14.5 km² de área dedicada al manejo agrícola y 22.5 km² de bosque (Fig. 59, Tabla 14).

Por otro lado, en cuanto a la infraestructura hídrica, que es vital para la ciudad, el escenario A, 5 km del río Magdalena podrían ser afectados, así como 2 represas y 73 pozos de agua. En el escenario B, 7 pozos están en el área de exposición. No hay infraestructura hídrica expuesta en el escenario C, (Fig. 59, Tabla 14).

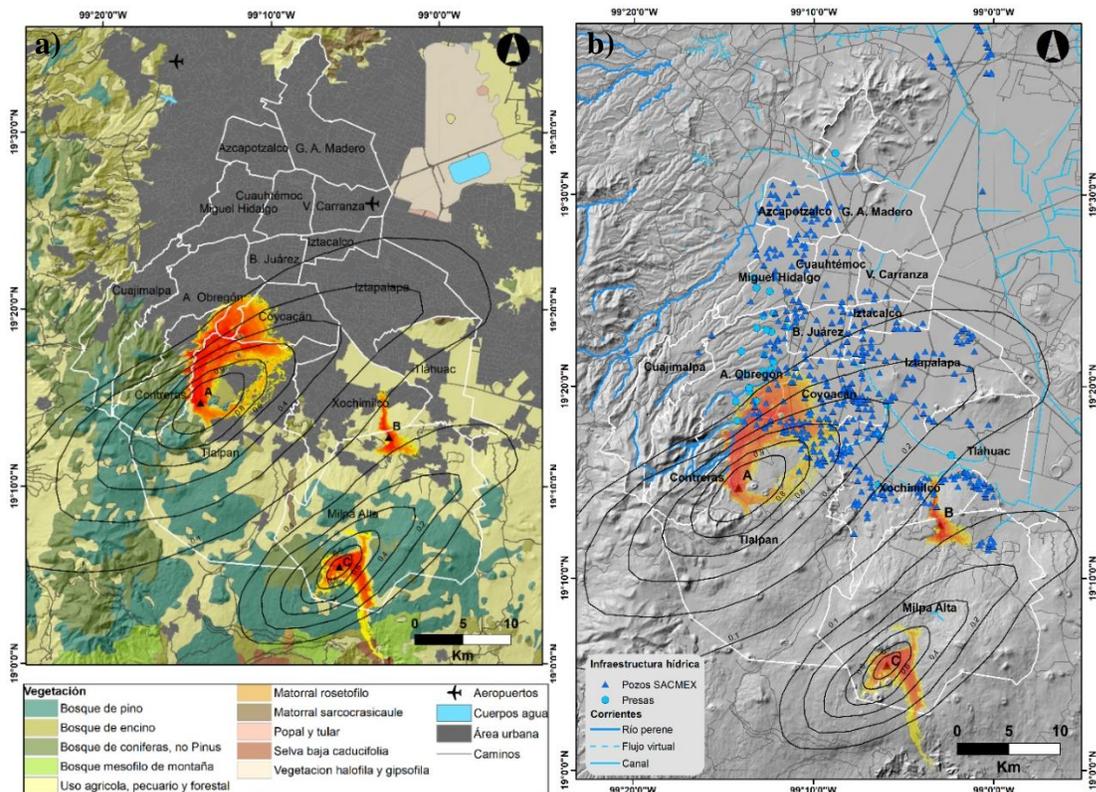


Fig. 59. Elementos expuestos a), uso de suelo y vegetación, b) derecha, infraestructura hídrica.

En el área de inundación de las lavas y caída de ceniza >20 cm con probabilidad >60 % del escenario A, resultarían afectadas 15 km de ciclovía, 2 estaciones del metro y 3 km de vía, así como 4 estaciones del metrobús y 8 km de ruta, además de 201 km de vías primarias, como por ejemplo las avenidas Tlalpan, Insurgentes, el Periférico, así como la autopista México Cuernavaca y la carretera libre, lo que podría causar interrupción o retraso de materiales y suministros. En el escenario B, están expuestos 22 km de vías primarias, incluida la carretera libre Xochimilco-Oaxtepec. En el caso del escenario C podría presentarse caída de ceniza en la autopista México-Cuernavaca, Pera-Cuautla y la Xochimilco-Oaxtepec (Fig. 60).

En el área del escenario A, se encuentran 181 bancos, 27 gasolineras, 30 hoteles y 264 tiendas de autoservicio. En el área expuesta a estos mismos peligros del escenario B se encuentran 2 bancos, una gasolinera, 5 tiendas de autoservicio y no se encuentran hoteles en esta área. No hay gasolineras, bancos, hoteles, ni tiendas de autoservicio expuestos en el escenario C (Fig. 60, Tabla 14).

Tabla 14. elementos expuestos a los peligros de una erupción volcánica por cada escenario.

Elementos expuestos		Escenario			
		A	B	C	
Poblacion		397,356	39,122	0	
Vivienda		193,718	9,462	0	
Número de Predios		77,971	6,255	20	
Vegetación y uso de suelo (Km²)	Manejo agrícola	26.50	10.0	14.5	
	Bosques	22.70	4.7	21.2	
	Urbano	43.13	0	0	
Infraestructura hídrica	Ríos (km)	5	0	0	
	Presas	2	0	0	
	Pozos	73	7	0	
Infraestructura de transporte	Ciclovías (km)		15	0	0
	Metro	Km ruta	3	0	0
		Estaciones	2	0	0
	Metrobus (km)	Km ruta	8	0	0
		Estaciones	4	0	0
Vías primarias	Longitud Vías (km)		201.38	22	0
	Área (km ²)		1,206	132	0
Bancos		181	2	0	
Gasolineras		27	1	0	
Tiendas autoservicio		264	5	0	
Hoteles		30	0	0	
Hospitales	DIF		4	1	0
	IMSS		18	2	0
	ISSSTE		5	0	0
	SSA		57	9	0
	PEMEX		1	0	0
	SEDENA		1	0	0
	SEMAR		1	0	0
	Privados		26	13	0
Escuelas	Educación inicial		43	1	0
	Preescolar		70	10	0
	Primaria		119	11	0
	Secundaria		39	2	0
	Bachillerato		63	0	0
	Superior		73	0	0
	Educación especial		6	0	0
	Adultos		23	1	0
Patrimonio cultural	Munumentos históricos		3,544	1,261	0
	Patrimonio de la humanidad		1	1	0
	Zonas arqueológicas		1	0	0
	Náhuatl hablantes		0	1,200	0

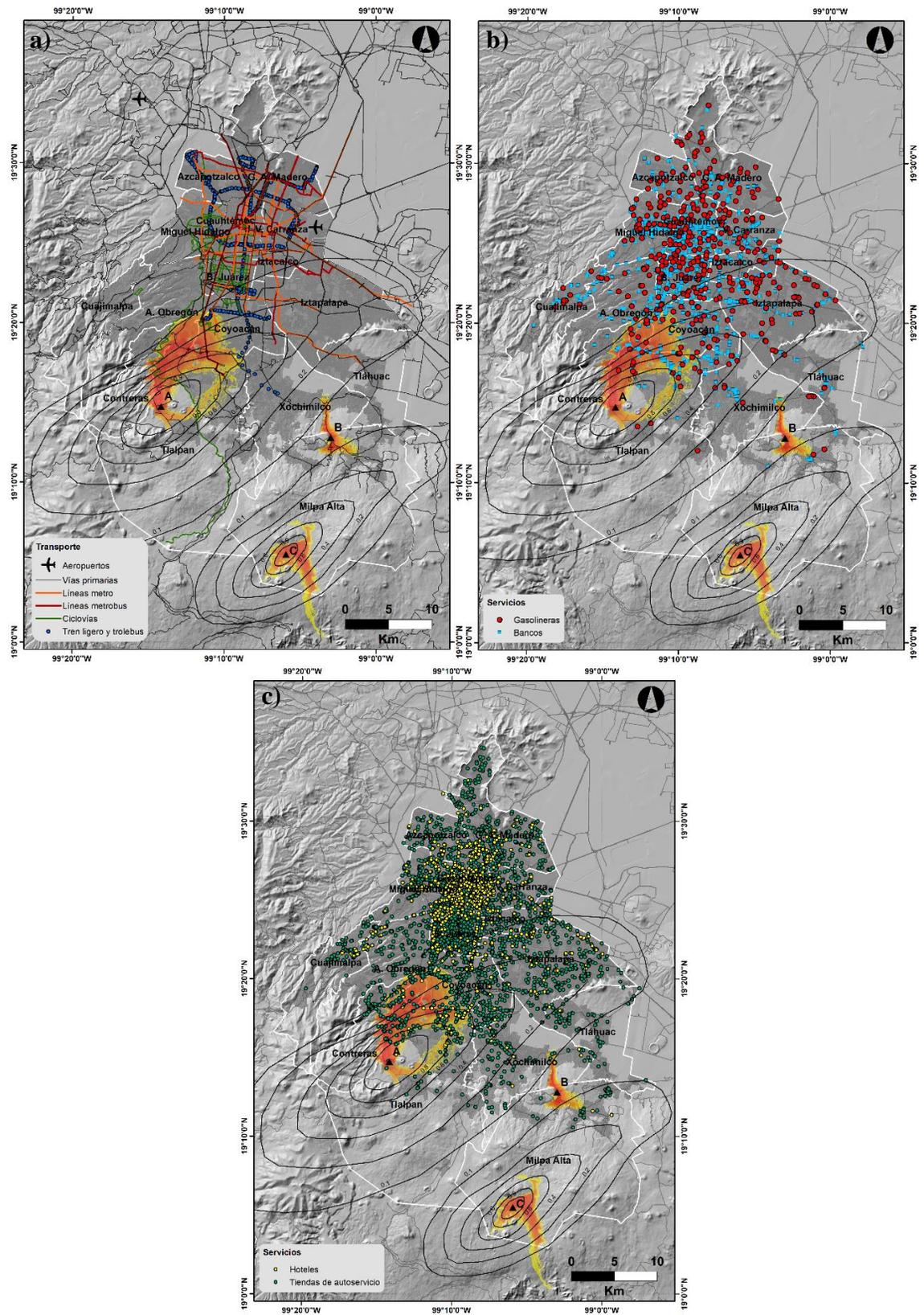


Fig. 60. Elementos expuestos. a) infraestructura de transporte, b) estaciones de servicio y bancos, c) hoteles y tiendas de autoservicio.

En el área que podría ser afectada por derrames de lava y caída de ceniza de más de 20 cm del escenario A se encuentran 113 hospitales y clínicas de salud, 436 escuelas de todos los niveles y 3,544 sitios considerados monumentos históricos, así como una zona arqueológica y un área considerada patrimonio de la humanidad. En el área del escenario B, hay 25 hospitales y clínicas, 25 escuelas, 1,261 monumentos históricos, un área considerada patrimonio y dos núcleos de población Náhuatl hablante que en total suman 1,200 personas. En el área del escenario C no hay escuelas, hospitales ni zonas consideradas como patrimonio, (Fig 61,Tabla 14).

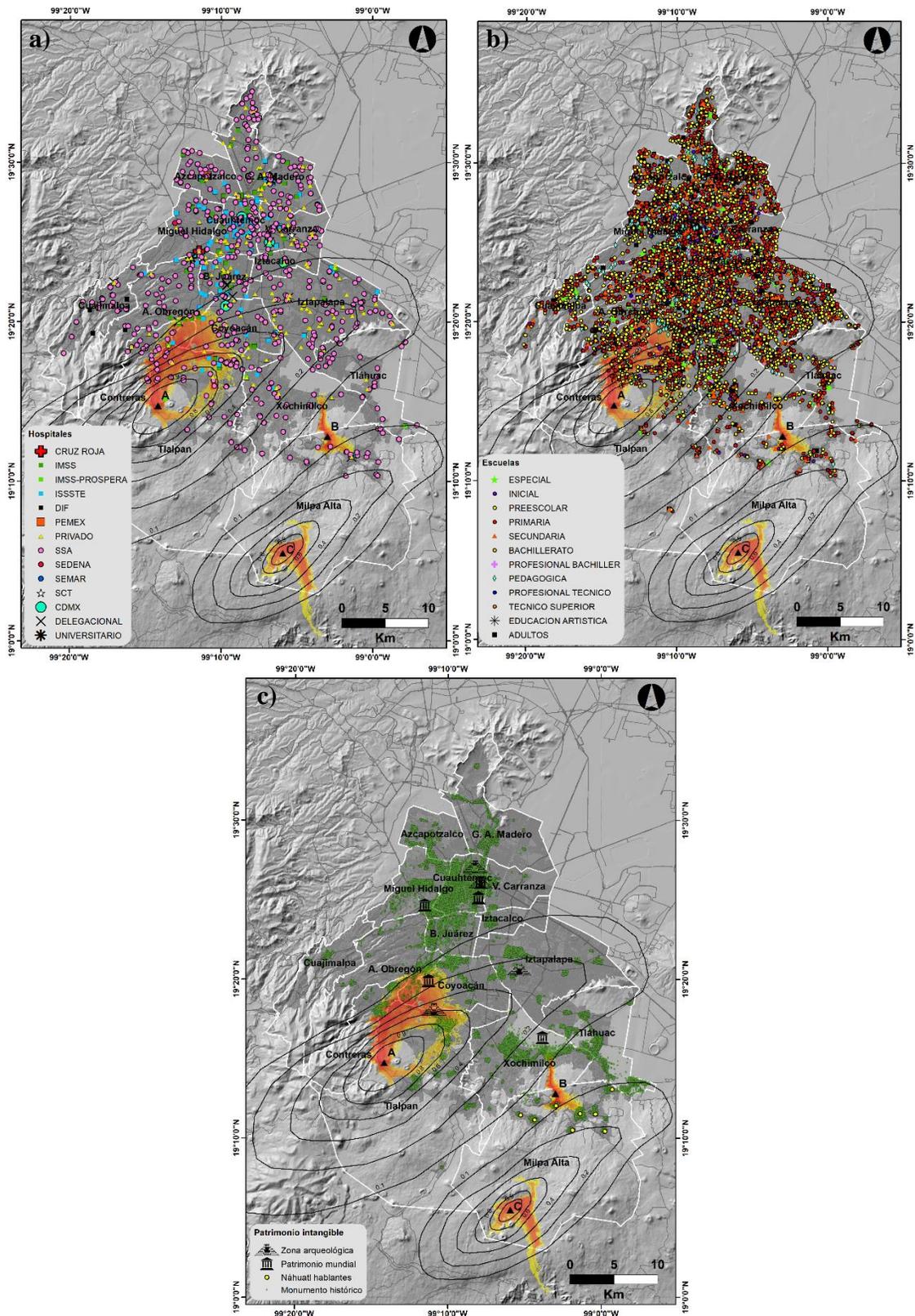


Fig. 61. Elementos expuestos. a) hospitales, b) escuelas, c) patrimonio intangible

5.7.2. Vulnerabilidades

En este trabajo se evaluó la vulnerabilidad física de los elementos expuestos a los derrames de lava y a la caída de ceniza, a partir de distintos indicadores del estado de las construcciones en la ciudad, y la vulnerabilidad socioeconómica, se midió con indicadores sociodemográficos, procesados a partir de datos obtenidos por el INEGI.

Vulnerabilidad física

Los derrames de lava pueden modificar sustancialmente la topografía preexistente y pueden rodear y sepultar las construcciones civiles, dejándolas inaccesibles. Por esto y, por su alta temperatura y su capacidad de permanecer calientes por varios años, se asume que todas las estructuras que sean afectadas por la lava se destruirán por completo o al resistir no podrán cumplir más con su función. De modo que, la función de vulnerabilidad en el caso de lava, sin importar su espesor, se considera binaria; la presencia de lava resulta en una destrucción completa; mientras que la ausencia de lava no produce daños, como se muestra en la función de vulnerabilidad (Fig. 62), cualquier espesor que tenga la lava en un punto dado provocará daño pérdida total de las estructuras, debido a su destrucción o a la pérdida de su utilidad debido a la inaccesibilidad, como se ha observado en distintas erupciones volcánicas (Blong, 1984; Jenkins et al. 2013; Jenkins et al. 2014; Jenkins et al. 2017).

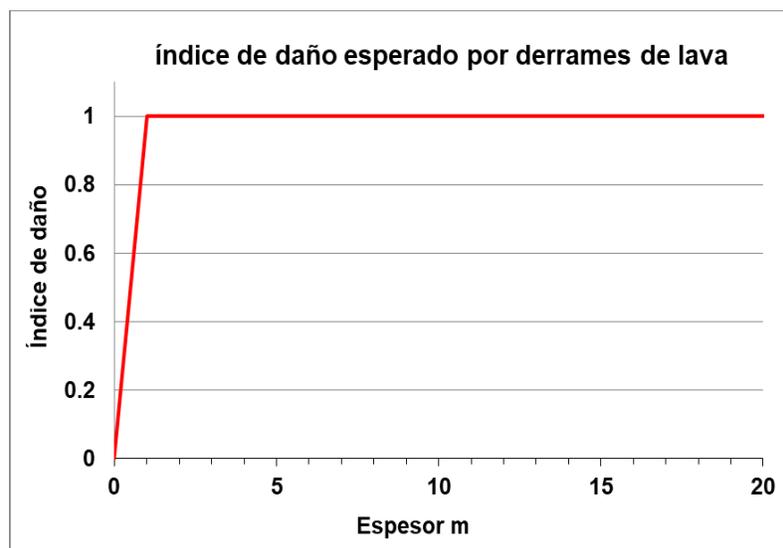


Fig. 62. Función de vulnerabilidad para los distintos tipos de derrames de lava.

La cantidad de ceniza que produce daño total a diversos tipos estructuras (madera, lámina, concreto) se encuentra entre 200-1000 mm de espesor de caída, mientras que las estructuras que reciben menos de 100 mm de ceniza presentan daño menor que puede ser reparable y menos de 50 mm no sufren daño, (Blong, 2003; Spence et al., 2005; Jenkins et al., 2014). En el caso de la Ciudad de México, las estructuras más precarias que se encuentran tienen techos de lámina de acero grado 37, que tienen una capacidad de carga de 300 kg/m^2 con claros sin apuntalar de 1.4 m. De esta manera se propuso una curva de vulnerabilidad general para las estructuras presentes en la Ciudad de México, en la que se muestra la curva principal de índice de daño que sufren las estructuras a partir del espesor de ceniza acumulado con la dispersión observada. Con un espesor de 10 cm (160 kg/m^2), las estructuras sufren en promedio 10% de daño; las más frágiles sufren un daño equivalente al 20 %, mientras que las más resistentes no sufren daño. Con un espesor de 20 cm (320 Kg/m^2) el promedio de daño es de 30%; las estructuras más frágiles sufren hasta 60 % de daño mientras que las más resistentes alrededor del 10 %. Con 50 cm de espesor (800 kg/m^2) el daño promedio es de cerca del 80 %; las estructuras más débiles sufren daño del 100 %, mientras que las más resistentes alrededor del 40 %. Con un espesor de 1 m (1600 kg/m^2) el nivel de daño es del 100 %, como se muestra en la función de vulnerabilidad (Fig. 63), en la que se muestran los rangos en los que se han observado estos distintos niveles de daño en distintas erupciones alrededor del mundo (Blong, 2003; Spence et al., 2005; Jenkins et al., 2014).

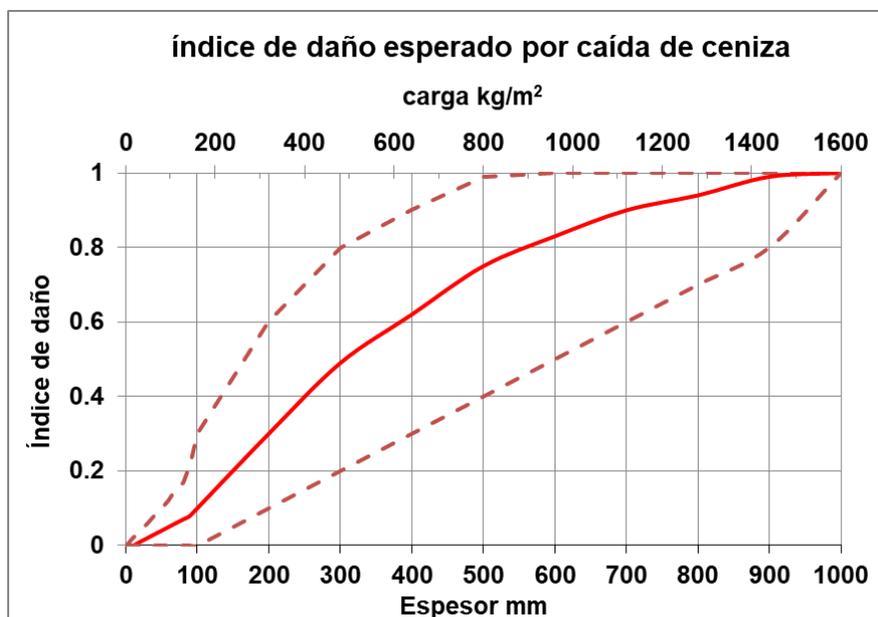


Fig. 63. Función de vulnerabilidad para caída de ceniza.

El análisis de precariedad de las viviendas, realizado a nivel manzana para toda la Ciudad de México, permite ubicar las zonas en las que la calidad de los materiales de construcción, así como el acceso a los servicios básicos es pobre (zonas de muy alta y alta precariedad). Estas zonas se encuentran principalmente en las partes altas de la ciudad, en la zona de Topilejo de la alcaldía Tlalpan, en la zona del Ajusco, y en la parte sur de las alcaldías Xochimilco, en la zona de San Gregorio y la alcaldía Milpa Alta y en algunas barrancas de las alcaldías Cuajimalpa y Miguel Hidalgo (Fig. 64).

Vulnerabilidad socioeconómica.

El análisis de vulnerabilidad socioeconómica muestra aquellas zonas en las que las condiciones sociodemográficas podrían condicionar o acentuar los efectos de un desastre. Las zonas de mayor vulnerabilidad socioeconómica se encuentran principalmente en la periferia de la Ciudad de México. Resalta la zona sur, la que se encuentra directamente sobre los depósitos de los volcanes que componen el Campo Volcánico Chichinautzin, donde es posible observar principalmente zonas con muy alta y alta vulnerabilidad social como la zona del Padierna, el Ajusco, San Pedro Mártir, Topilejo en la alcaldía Tlalpan; la alcaldía Xochimilco, la alcaldía

Milpa Alta, Tláhuac, que son zonas rurales y la parte alta de las alcaldías Magdalena Contreras y Cuajimalpa (Fig. 64).

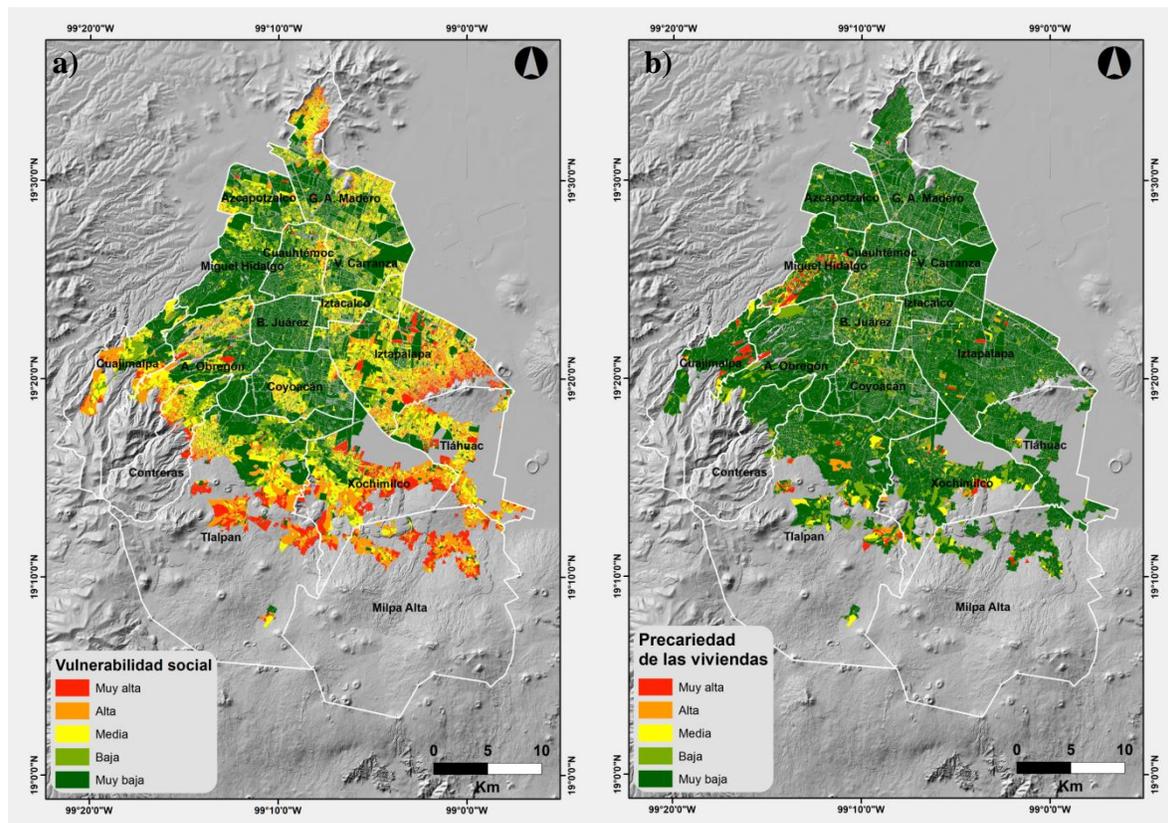


Fig.64. Vulnerabilidades. a) Vulnerabilidad socioeconómica, b) Vulnerabilidad física (precariedad de las viviendas)

La conjunción espacial en ArcGis 10.1 del análisis de precariedad y del análisis de vulnerabilidad socioeconómica permitió elaborar un mapa de vulnerabilidad total para toda la Ciudad de México. Este mapa muestra las zonas de la Ciudad de México en las que las condiciones socioeconómicas y de precariedad de sus viviendas determinan las condiciones en las que los efectos de los derrames de cualquier tipo de lava y de espesores de caída de ceniza mayores a 20 cm podrían acenturarse. Las partes oriente y sur de la Ciudad de México son las que presentan niveles de vulnerabilidad más altos, las áreas rurales de las alcaldías Tlalpan y las alcaldías Xochimilco, Milpa Alta, las zonas donde es más probable el nacimiento de un volcán y donde los productos de una erupción podrían cubrir estas poblaciones. Mientras que, en la parte central, en las alcaldías Cuahutémoc,

Benito Juárez y partes de las alcaldías Venustiano Carranza, Miguel Hidalgo y Coyoacán, la vulnerabilidad es baja (Fig 65).

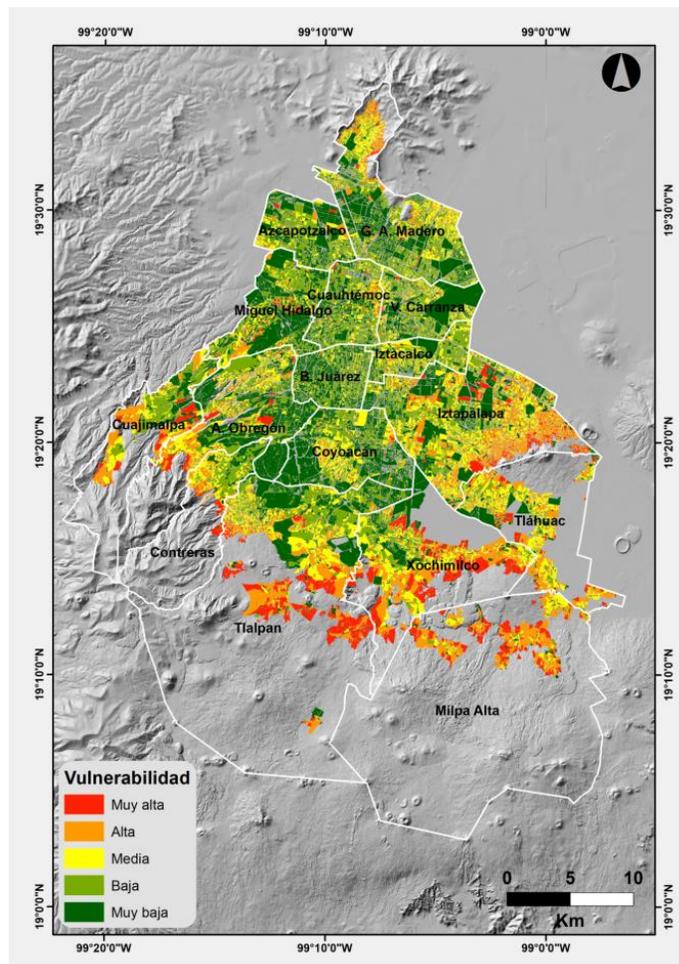


Fig. 65. Mapa de vulnerabilidad a nivel manzana de la Ciudad de México.

5.7.3. Riesgo por caída de ceniza

Las características de las construcciones presentes en el área de caída de ceniza, ocupada por las alcaldías Tlalpan, Coyoacán, Xochimilco, y parte de Iztapalapa, Tláhuac y Magdalena Contreras y Álvaro Obregón, y la probabilidad de presentar más de 20 cm, que es el umbral observado, permitieron identificar las zonas de mayor riesgo para presenta colapso de los techos. El mapa de riesgo por caída de tefras se construyó a partir del escenario A, erupción estromboliana a estromboliana violenta con columnas eruptivas de 6-8 km, ya que en el escenario B, no se prevé la emisión de tefras y en el escenario C, de una erupción estromboliana con columnas <6 km, la dispersión de las tefras está restringida a

zonas muy cercanas al cono y las estructuras presentes están muy alejadas de la zona de caída de 20 cm. En este mapa es posible observar que la zona de muy alto riesgo ante una erupción estromboliana a estromboliana violenta corresponde a la parte cercana al cono, en las zonas que han sido habitadas alrededor del volcán Xitle, en la alcaldía Tlalpan. Mientras que la zona de riesgo alto se extiende hacia el norte hasta los límites de las alcaldías Tlalpan y Coyoacán. La zona de riesgo medio se extiende hasta la parte central de la alcaldía Coyoacán hasta los límites con las alcaldías Xochimilco e Iztapalapa. El riesgo bajo corresponde a la región poniente de la alcaldía Xochimilco y el suroeste de la alcaldía Iztapalapa y parte de la alcaldía Tláhuac (Fig. 66).

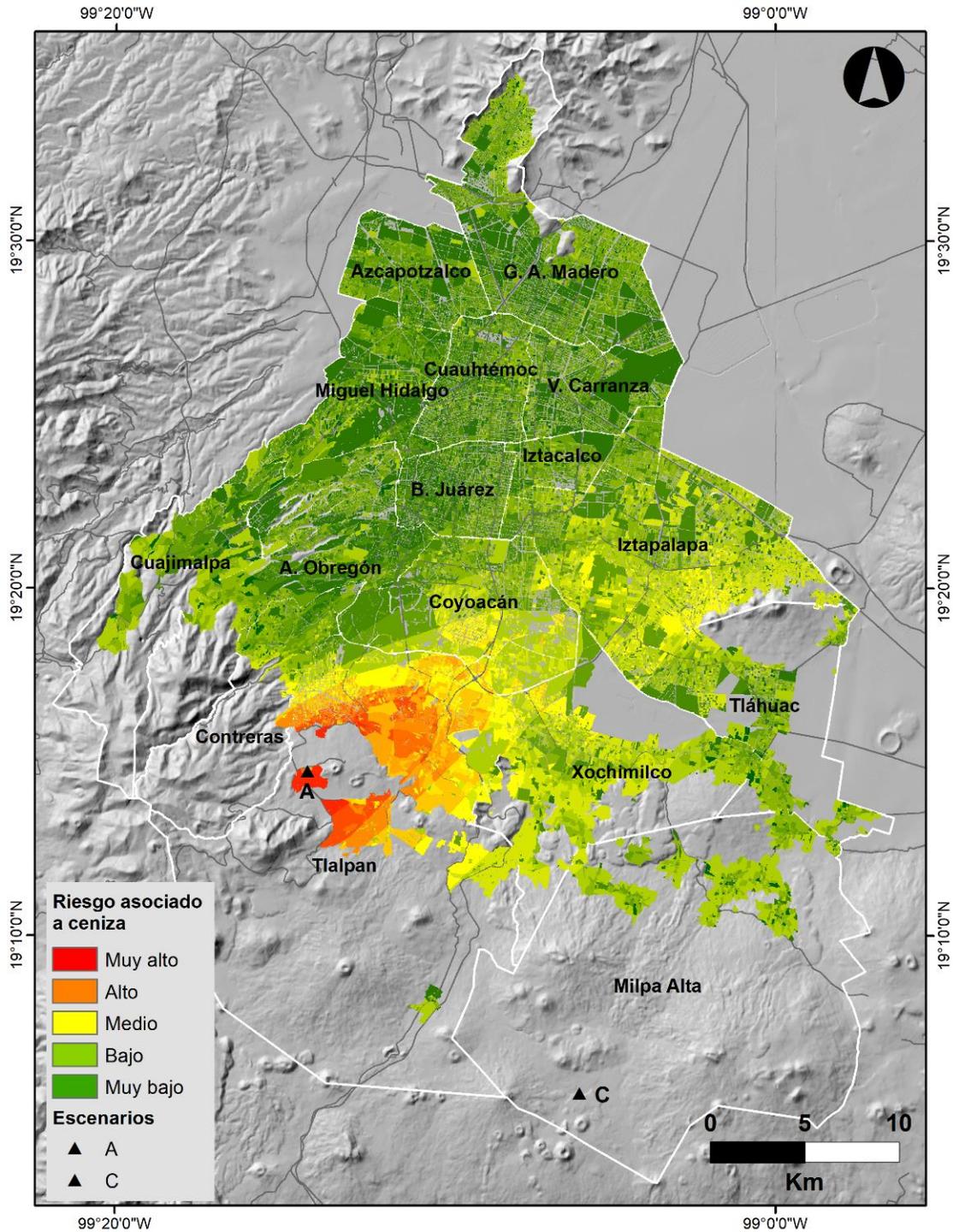


Fig. 66. Mapa de riesgo asociado a la emisión de tefras. Se muestran los escenarios a y c.

5.7.4 Riesgo por derrames de lava

En el caso de los derrames de lava, la función de vulnerabilidad propuesta muestra que podemos esperar daño total en presencia de lava y la ausencia de lava no produce daños. Por lo que el mapa de riesgo por lava se elaboró en función de la probabilidad de cada área de ser inundada por la lava. Se asignó el valor de muy alto riesgo a las probabilidades de entre 1 y 0.9, alto a 0.8 y 0.7, medio a 0.6 y 0.5, bajo a 0.4 y 0.3, y muy bajo a las probabilidades de <0.2 . Las zonas de mayor riesgo en cada uno de los escenarios están representadas por aquellas zonas en las que la probabilidad de presentar lava es mayor, mientras que las de riesgo moderado y bajo son aquellas zonas en las que la probabilidad es menor. En el escenario B, de un derrame de lava grueso tipo Santiaguito, en el que además se producen flujos piroclásticos tipo Merapi, el área de inundación de la lava contempla el alcance de estos flujos, que, si bien su alcance es corto, representan por sí mismos un riesgo mayor debido a su alta capacidad destructiva y a la velocidad que alcanzan (Fig. 67).

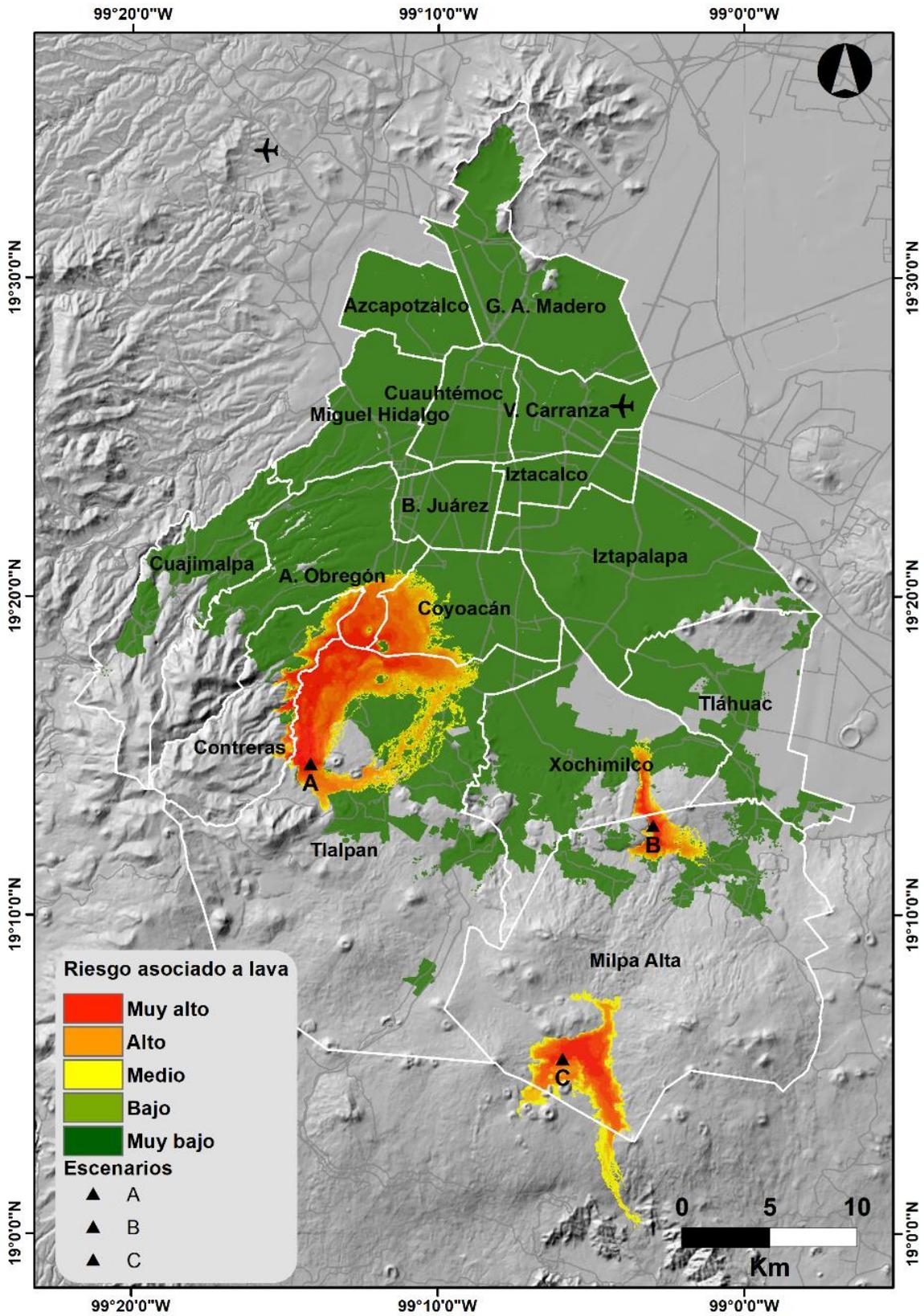


Fig. 67. Mapa de riesgo asociado a los derrames de lava. Se muestran los escenarios a, b y c.

5.7.5. Costos

La evaluación del costo total, en términos monetarios (dólares), de cada una de las distintas erupciones probables, se realizó a partir de la evaluación del valor catastral (valor del predio más el valor de la construcción) de cada uno de los predios expuestos a los peligros volcánicos (área de inundación de derrames de lava y área de caída de ceniza de 20 cm con probabilidad >60 %). Para el escenario A, con derrames de lava distribuidos en gran parte de la alcaldía Tlalpan y parte de las alcaldías Coyoacán, Álvaro Obregón y Magdalena Contreras, se calculó un costo total de 14 mil millones de dólares, para el escenario B, un derrame de lava viscoso de 150 m de espesor con alcance <5 km, que se distribuya en la zona de Milpa Alta y San Gregorio en la alcaldía Xochimilco, el costo es de 553 millones de dólares y para el escenario C, una erupción estromboliana con derrames de lava fluidos con alcances de hasta 15 km, en la zona inhabitada del centro del campo el costo total es de 276 millones de dólares (Fig. 68, Tabla 15).

Estos costos representan para el escenario A, el 8.5% del PIB de la ciudad y el 1.2% del PIB nacional; para el escenario B, el 0.33% del PIB de la ciudad y el 0.05% del PIB nacional, mientras que, para el escenario C, el costo representa el 0.16% del PIB de la ciudad y el 0.02% del PIB nacional (Fig. 68, Tabla 15).

Tabla15. Costos asociados a cada escenario

	Escenario		
	A	B	C
Costo (Dólares)	14,518,230,131	553,693,299	276,406,006
% PIB CDMX*	8.58	0.33	0.16
% PIB Nacional**	1.26	0.05	0.02

*PIB CDMX 2017 (INEGI) 169,275,329,167 USD

**PIB Nacional 2017 (BM) 1,151,020,836,000 USD

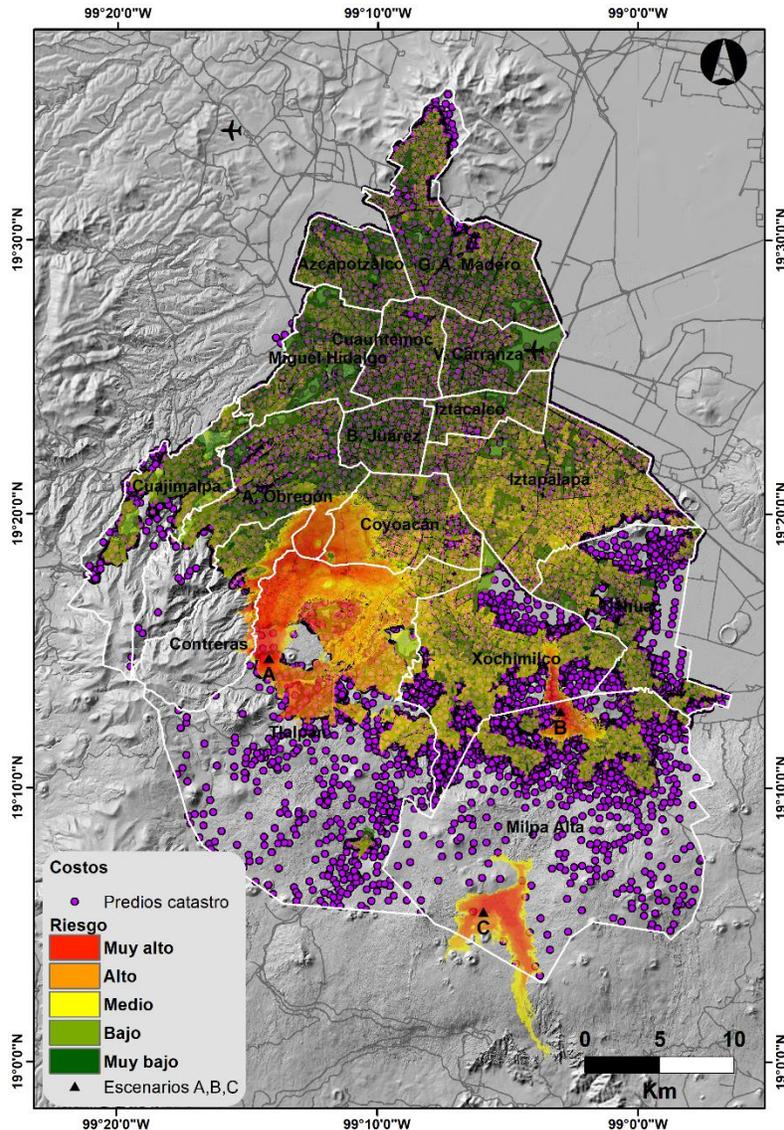


Fig. 68. Distribución de los predios ubicados en la Ciudad de México.

5.7.6. Capacidad de respuesta

La capacidad de respuesta se refiere a la preparación antes y después de que un evento tanto de las autoridades como de la población, considerando acciones para planificar, organizar y mejorar las condiciones frente a los posibles efectos de los eventos adversos. En este análisis documental se encontró que la ciudad cuenta en su estructura orgánica con una unidad de protección civil y varios comités sociales encargados de la gestión del riesgo con presupuesto designado para la prevención y atención de emergencias, además de unidades delegacionales de

protección civil <https://www.proteccioncivil.cdmx.gob.mx/secretaria/marco-normativo>. Estos organismos son los encargados de la prevención, mitigación, preparación y la respuesta, y del desarrollo de planes de emergencia. Además, a nivel federal se cuenta con las leyes que regulan las funciones de las unidades de protección civil http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/pdf/LGPC_190118.pdf.

Por otro lado, la ciudad cuenta con diversos mecanismos de alerta temprana, que podría ser utilizado si el nacimiento de un volcán se detecta a tiempo. Para lo cual la existencia del Servicio Sismológico Nacional y de la Red Sísmica del Valle de México, pronta a ampliarse (actualmente con 33 estaciones en el Campo Volcánico Chichinautzin y sus alrededores), podrían detectar la presencia de la sismicidad precursora probablemente con semanas a días de anticipación.

En el caso de una contingencia, la ciudad cuenta con 66 sitios que pueden funcionar como refugios temporales en caso de un desastre, además de contar con un stock de alimentos, cobertores, colchonetas y pacas de lámina de cartón para casos de emergencia y 30 centros de acopio de víveres. Existen en la Ciudad de México 17 centrales de bomberos, 70 estaciones de policía, 6 centros de control y comando (C5), y 1,458 cámaras de video vigilancia, que puede ser utilizada durante la atención a una emergencia, junto a estas cámaras se encuentran también puntos de acceso gratuito a internet y los altoparlantes de la alerta sísmica (Fig. 69). Además, la ciudad cuenta con un sistema de información geográfica, llamado Atlas de Riesgo de la Ciudad de México, que si bien, presenta información que en algunos casos es elemental, este sistema está dedicado a integrar la información de fenómenos perturbadores para procesar y analizar información cartográfica y estadística con el fin de ubicar con coordenadas geográficas de puntos críticos, en el que eventualmente podrían incorporarse los resultados de esta investigación.

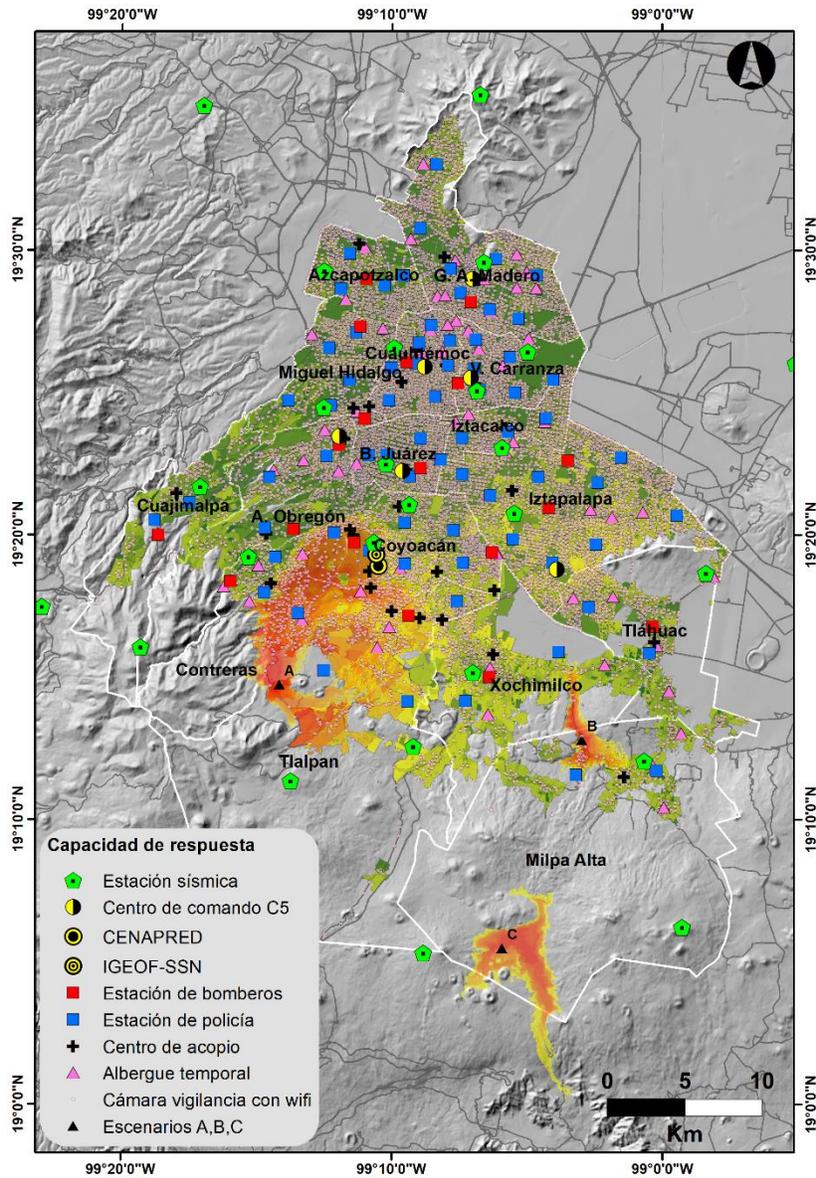


Fig. 69. Distribución de los distintos sistemas de respuesta ante emergencias

6. Discusión.

6.1. Peligro I. Estimación de las edades de las erupciones.

Los resultados de las estimaciones de edad a partir de los parámetros morfométricos muestran que para los volcanes más jóvenes las edades están bien restringidas, ya que se cuenta con más fechas radiométricas para estos volcanes y la incertidumbre analítica es menor. Sin embargo, la dispersión en las relaciones h/wb de los conos menores de 10,000 años y sus edades estimadas podría estar relacionada con el hecho de que algunos volcanes como Palagatos, Guespalapa y Tláloc fueron fechados por paleosuelos, y solo proporcionan edades mínimas o máximas. La edad estimada de los volcanes entre 10,000 y 18,000 años corresponde bien con los valores esperados de h/wb , probablemente porque se estimaron a partir de fechas radiométricas que están mejor restringidas. Algunos de los conos más viejos están cubiertos por depósitos piroclásticos del Popocatepetl y erupciones más jóvenes del campo Chichinautzin que camuflan la morfología del cono y producen dispersión de las relaciones h/wb . Esto se observa en volcanes de más de 18,000 años, sin embargo, la relación h/wb y la estimación de la edad aún corresponden bien con las fechas radiométricas y su incertidumbre analítica. Las edades estimadas y la relación h/wb de conos mayores de 23,000 años tienen una mayor dispersión en la línea de ajuste, ya que las edades radiométricas tienen una mayor incertidumbre analítica y estos volcanes están cubiertos por depósitos de varias erupciones, incluida una erupción pliniana del Popocatepetl que ocurrió ~23.500 años, que también confirma las edades interpoladas. Las relaciones h/wb y las edades estimadas tienen un coeficiente de correlación $R^2 = 0.902$, lo que permitió completar la base de datos de edad para 136 volcanes que tienen menos de 35,000 años. Estos resultados fueron comparados con los resultados obtenidos a partir del análisis de los mínimos cuadrados y se obtuvieron resultados que son equiparables, por lo que se considera que el método de pares de puntos para la estimación de la edad a partir de los parámetros geomorfométricos es adecuado.

Las edades estimadas son consistentes con los datos de varios campos volcánicos en el mundo, como el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, donde se midió una relación promedio de h/wb de 0.12 para volcanes menores de 40,000 años (Hasenaka y Charmichael, 1985; Hooper, 1995) y la Provincia Basáltica Andino-Cuyano, con una relación h/wb de 0.26 para el reciente cono de Santa María que tiene menos de mil años y 0.18 para los conos Los Volcanes que tienen varios miles de años (Inbar y Risso, 2001). Sin embargo, hay otros campos volcánicos en el mundo, donde las condiciones climáticas son extremadamente secas y los procesos erosivos se producen a un ritmo menor. Además, factores intrínsecos a la erupción como el tamaño de los piroclastos, la composición química, el ángulo de reposo de los piroclastos y el ángulo de la pendiente en la que se forma el volcán pueden influenciar la tasa de erosión de los conos (Kereszturi y Németh, 2012, Kereszturi et al., 2012, Kervyn et al., 2012). Esto hace que a veces los volcanes más antiguos parezcan más jóvenes debido a una morfología menos diseccionada (p.e., Harrat Rahat; Runge et al., 2014). Por lo tanto, las comparaciones morfológicas deben hacerse únicamente entre volcanes sujetos al mismo tipo de ambiente de formación y ambiente erosivo.

6.2. Peligro II. Probabilidad espacio-temporal de una erupción futura

Las tasas de recurrencia temporal calculadas para celdas individuales podrían variar si se cambiara el tamaño de la celda. Sin embargo, el tamaño de la cuadrícula de 5x5 km se considera óptimo para el campo Chichinautzin, ya que se basa en el análisis del vecino más cercano y la distancia máxima entre volcanes que es de 5 km. Si se amplía el tamaño de la cuadrícula se generarían áreas de mayor tamaño y por lo tanto con mayor incertidumbre; por el contrario, disminuir el tamaño de la cuadrícula podría llevar a una subestimación de la probabilidad porque se reduciría el número de erupciones presentes dentro de cada celda.

La presencia de algunos grupos de conos sugiere cierta dependencia de espacio-tiempo y comportamiento no homogéneo en las tasas temporales y espaciales del volcanismo. En esta investigación, los grupos de conos (*cone clusters*) se trataron como un solo evento, ya que una erupción, que generalmente es de tipo fisural,

podría producir más de un cono, debido a variaciones en la geometría de la fisura, en la incorporación de agua o cambios en la tasa de efusión, por lo que se considera que el uso de la distribución de Poisson para el análisis de probabilidad es apropiado, ya que el nacimiento de un volcán monogenético es un evento aleatorio independiente en el tiempo y el espacio.

Por otro lado, la ubicación de nuevas erupciones podría cambiar en respuesta a los cambios tectónicos. Sin embargo, no hay evidencia de que los controles estructurales en el campo Chichinautzin hayan cambiado desde las últimas erupciones del Xitle y Chichinautzin, en los últimos 2,000 años, por lo que, de no existir algún cambio tectónico en el área, se considera que las probabilidades espaciales calculadas a partir de los eventos pasados son válidas para una erupción futura. Las tres zonas con mayor probabilidad espacial de presentar una erupción en el futuro son en el límite noroeste del campo ($p=0.338$), en el límite central-norte ($p=0.309$) y en la parte central del campo ($p=0.301$).

Los escenarios eruptivos propuestos están basados en la probabilidad espacial calculada a partir de las erupciones observadas en cada área del campo. En el escenario A se planteó una erupción estromboliana a estromboliana violenta con derrames de lava fluidas; en el escenario B, un derrame de lava viscosa que no emite tefras pero que podría producir flujos piroclásticos tipo Merapi; mientras que en el escenario C, se propuso una erupción una erupción estromboliana con derrames de lava fluida. Las erupciones que ocurran en un futuro en estas áreas podrían ser distintas a las planteadas en cada escenario, y que el tipo de vulcanismo en cada zona cambié como sugieren Németh y Kerezturi (2015). Sin embargo, cuando se plantearon los escenarios se consideró que existe en el campo Chichinautzin una concentración de características particulares de explosividad alta o baja, tasa de efusión y composición química en áreas determinadas, lo que produce vulcanismo diferenciado por zonas. Esto había sido previamente observado por Martin Del Pozzo, (1990) y sugiere que estos mecanismos de erupción determinados para cada zona pueden ser atribuibles a esfuerzos tectónicos diferenciados y fuentes de generación diferentes con

volúmenes magmáticos distintos, por lo que se considera que el vulcanismo que se presente en el futuro será similar al observado en el pasado en cada zona.

6.3. Peligro III. Estudio de los eventos eruptivos más reciente.

Se estudiaron seis volcanes tipo y sus productos que son representativas de las 25 erupciones ocurridas los últimos 10 ka del campo Chichinautzin. Estos volcanes se han formado mediante erupciones que varían en estilo, de hawaiano a estromboliano, por ejemplo, el volcán Chichinautzin a estromboliano violento como el Xitle. Los principales peligros volcánicos identificados en el campo son los derrames de lava que varían de basáltico-andesítico hasta dacíticas con alcances que van de 5 km como en los derrames viscosos de Tetequillo y Xicomulco hasta 12 km como en los derrames fluidos de los volcanes Xitle y Chichinautzin. La formación de tubos de lava incrementa el alcance de las lavas, sin embargo, la formación de tubos de lava está determinada por la fluidez de la lava y está controlada por la topografía. Es común que se formen tubos de lava en las barrancas preexistentes donde la pendiente es alta como se observa en los tubos de lava del Xitle y como se ha observado en los derrames de lava del Suchioc (Espinasa-Pereña, 1999). En volcanes que se forman donde las pendientes son más suaves, el alcance de sus lavas, aunque sean fluidas es notablemente menor (e.g Parícutin, 5 km). La dispersión de las tefras está mayormente determinada por el grado de fragmentación de los piroclastos, por la altura de la columna y por la velocidad del viento. Cuando se emiten derrames de lava gruesos es posible observar también flujos piroclásticos tipo Merapi en los frentes de los derrames, aunque son eventos de corto alcance el peligro asociado a estos es alto, como se observó en los derrames Xicomulco y Tetequillo.

La duración de las erupciones depende del volumen emitido y de la tasa de emisión. Los volúmenes de lava emitidos medidos en los seis volcanes estudiados varían desde 0.13 km³ (Tepozmayo) o 0.22 km³ (Los Cardos) hasta 3.6 km³ (Chichinautzin). Las tasas de emisión estimadas para los volcanes del Chichinautzin a partir de su composición química varían de entre 1.5 m³/s para las lavas ricas en sílice a 40 m³/s para las lavas más basálticas de acuerdo con

Walker (1973a) y Pieri y Baloga (1986). La duración de las erupciones varía entonces de apenas unos meses en volcanes con bajo volumen (3-6 meses, Tepozmayo; 9-17 meses, Los Cardos) hasta decenas de años en volcanes con un mayor volumen de lavas (9-17 años, volcán Chichinautzin; 5-10 años Xitle). Estas duraciones parecen ser largas, sin embargo, concuerdan con la duración observada de las erupciones de los volcanes monogenéticos en México como el Jorullo (15 años) y Parícutin (9 años).

6.4. Peligro IV. Modelado del alcance de los productos de una erupción futura.

Los modelos numéricos hacen uso de parámetros propios del fenómeno, así como de parámetros del medio. En el caso de los derrames de lava el principal parámetro del medio que se utiliza es el modelo digital de elevación. En las modelaciones de derrames de lava realizadas se utilizó el modelo digital de elevación LIDAR del INEGI que tiene una resolución horizontal de 5 m, la resolución horizontal podría aparentar ser una limitación cuando los espesores de las lavas con baja viscosidad tienen espesores que son menores a la resolución horizontal del modelo de elevación. Sin embargo, las variaciones en la elevación representadas en cada píxel del DEM, tienen cambios que en algunos casos son <1 m, por lo que se considera adecuado el uso de este DEM de 5 m para simular los derrames.

En el caso de las simulaciones de tefra el principal parámetro es la distribución de los vientos. En este estudio se utilizaron los datos mensuales de radiosondeos para la Ciudad de México. Si bien existe variabilidad diaria, incluso horaria, en la distribución de los vientos, lo cual podría ser una limitante, se considera que los datos mensuales contienen de manera general esta variabilidad ya que los datos están calculados a partir de observaciones diarias de más de 30 años. Esta variabilidad está bien representada en los mapas mensuales que se elaboraron para cada escenario, que presentan una dispersión preferencial de la ceniza de abril a septiembre hacia el oeste y de noviembre a abril hacia el este. Entre estas

dos épocas se observa un periodo de transición con vientos que se dirigen preferencialmente al sur en mayo y octubre.

En las erupciones estrombolianas, en las que el grado de fragmentación es bajo, el tamaño de las partículas emitidas tiende más hacia el lapilli que a las cenizas, además de bloques. Por esta razón la distribución espacial de las tefras en las simulaciones es relativamente de corto alcance (1 cm en $\sim 10 \text{ km}^2$) y la mayor parte del material se queda en las cercanías del centro eruptivo. Mientras que, en las erupciones estrombolianas violentas, la fragmentación es mayor y se emiten más tefras con tamaño de ceniza, por lo que la dispersión de las tefras es mayor (1 cm $> 100 \text{ km}^2$). Esto es consistente con lo observado en la erupción estromboliana violenta del volcán Parícutin, sobre todo en 1943 cuando algunas partículas finas que se produjeron durante la erupción alcanzaron áreas lejanas, como la Ciudad de México ($\sim 320 \text{ km}$ al E), sin embargo, no fueron perceptibles para la población, pero sí fueron abundantes en Los Reyes (25 km al NW) y en Guadalajara (180 km al NW) (Seegerstrom, 1960).

6.5. Evaluación del riesgo volcánico a partir de la construcción de escenarios de una erupción futura.

Muchos de los desastres atribuidos a causas naturales son generados por prácticas humanas relacionadas al crecimiento demográfico y los procesos de urbanización. La creciente ocupación de tierras hace que los asentamientos sean cada vez más propensos a los desastres, más cuando el crecimiento está acompañado de exclusión y pobreza, condiciones observadas en las partes altas de las alcaldías Tlalpan, Magdalena Contreras y Xochimilco y en algunas partes de Coyoacán. El riesgo de desastres es proporcional a las condiciones socioeconómicas: la pobreza es causa y consecuencia de los desastres y es una de las principales razones por las cuales hay personas que se ven obligadas a vivir en zonas altamente propensas a las amenazas y con una infraestructura social y productiva frágil e insegura (García-Acosta, 2005). Por lo que, el paradigma de la evaluación del riesgo por vulcanismo monogenético para la

Ciudad de México, a partir del análisis del peligro, exposición y vulnerabilidad, parece ser el esquema más adecuado.

6.5.1. Exposición

El análisis de exposición se realizó a partir de los datos vectoriales disponibles de distintas dependencias principalmente del gobierno de la Ciudad de México y del gobierno federal. Estos datos son recolectados durante los censos y conteos tanto de población como económicos, por lo que la información está actualizada hasta la fecha del último censo (2019 censo económico; 2015 conteo de población). La dinámica poblacional y económica hacen que estos datos necesiten ser revisados y actualizados periódicamente para tener datos más reales a la hora de hacer los análisis de exposición. Sin embargo, se considera que la información exposición analizada, si bien podría ser complementada con más elementos, es adecuada, ya que permite identificar sistemas vitales que se encuentran dentro de los polígonos de distribución de los peligros analizados, como escuelas, hospitales, infraestructura hidráulica, de transporte entre otros. En este estudio, además de los sistemas vitales, se incluyeron elementos culturales cuyo valor no puede ser calculado en términos monetarios, como sitios arqueológicos, patrimonio de la humanidad, monumentos históricos, museos y bibliotecas. Estos elementos complementan el análisis de exposición ya que en caso de perderse no podrían ser remplazados.

El área del escenario A, en las alcaldías Tlalpan y Coyoacán es la que mayor cantidad de elementos expuestos presenta ya que la zona ha sido altamente desarrollada, donde existen una alta cantidad de zonas residenciales, centros comerciales, escuelas y hospitales. Mientras que, en el escenario B, la cantidad de elementos expuestos es menor que en el escenario A. Esto se debe a que la zona en el escenario B, en los límites de las alcaldías Milpa Alta y Xochimilco corresponde a un área rural de la ciudad, con mucho rezago e índices de marginación social muy altos. El escenario C, es el que presenta la menor cantidad de elementos expuestos, debido a que esta zona se encuentra en un área remota considerada área natural protegida en los límites de la Ciudad de

México y el estado de Morelos. Esta situación ha permitido, hasta el momento, mantener bajo el nivel de exposición a los peligros volcánicos.

6.5.2. Vulnerabilidad

En este trabajo se evaluó la vulnerabilidad física para dos fenómenos: lavas y cenizas y además se evaluó la vulnerabilidad socioeconómica. La naturaleza de las manifestaciones volcánicas hace muy difícil definir funciones de vulnerabilidad que permitan establecer la proporción de pérdida de algún elemento de la estructura social ante esos fenómenos. La experiencia de numerosas erupciones sugiere que la visión más realista es esperar la pérdida total de todos los elementos expuestos a las lavas y flujos piroclásticos. Mientras que la vulnerabilidad ante caída de ceniza depende de diversos factores como tipo de materiales utilizados, calidad de las construcciones, uso, diseño arquitectónico, edad y modificaciones realizadas. En la Ciudad de México existe una brecha social muy amplia, que dificulta la evaluación de la vulnerabilidad con indicadores a nivel manzana, esto representa una limitación importante pero los resultados obtenidos en esta investigación muestran la necesidad de contar con información con mayor detalle.

Vulnerabilidad física.

En este trabajo se consideró que la presencia de lava produce destrucción total, mientras que la ausencia no produce daños. Aun cuando alguna estructura pueda mantenerse en pie al ser inundada por un derrame de lava, esta estructura perderá su funcionalidad pues no será posible realizar las actividades cotidianas. Además, aún se desconoce el efecto de la temperatura en las estructuras, pero se piensa que el calor podría debilitar las estructuras haciéndolas inutilizables.

En el caso de la caída de tefra, en el escenario A, espesores de 1 cm podrían tener alcances de hasta 22 km de distancia (e.g. Alcaldía Iztapalapa), mientras que espesores de 0.5 cm podrían alcanzar hasta 40 km de distancia (e.g. Toluca, Nezahualcóyotl). Estos espesores de ceniza son comparables con los observados en la erupción del volcán Parícutin de 1943 a 1952. En el caso de una erupción estromboliana, en la que la fragmentación es menor y la producción de cenizas es

poca, dominando el lapilli, la distribución de las tefras es muy reducida, limitándose prácticamente en su totalidad a menos de 10 km del punto de emisión. Sí bien, existe incertidumbre en cuanto a los efectos que una erupción puede tener, la experiencia con otras erupciones hacen necesario suponer como acertado el peor de los escenarios.

Por otro lado, se consideró que a partir de un espesor de 20 cm de tefra puede producir daño generalizado de las distintas estructuras, por lo que la función de vulnerabilidad se construyó a partir de este parámetro, considerando que todas las estructuras que podrían cubrirse por estos espesores podrían colapsar. En el área de estudio existe una gran heterogeneidad en cuanto a las construcciones presentes, en su tipo de materiales utilizados, calidad de las construcciones, uso, diseño arquitectónico y sistema constructivo, edad y modificaciones realizadas. Por lo que considerar de manera general el espesor de >20 cm para producir pérdida total de las estructuras es adecuado para los objetivos y alcances de esta investigación. También se evaluaron las probabilidades de los espesores 10 y 1 cm, que podrían generar otro tipo de afectaciones especialmente en presencia de lluvia como la interrupción del transporte terrestre como el bloqueo de avenidas principales, pues las cenizas volverían resbaladizo el asfalto, provocando accidentes. Así mismo, ante la presencia de ceniza en el aeropuerto las pistas no podrían funcionar debido a la ceniza, lo que provocaría cancelación de vuelos y alteraciones al tráfico aéreo. También, las señales de telecomunicaciones se verían interrumpidas debido a la estática producida por las cenizas. Además de los efectos sanitarios y de salud pública. En las zonas rurales se produciría la pérdida temporal de las áreas de cultivo. Estos efectos podrían prolongarse durante el tiempo que dure la erupción que podría ser desde unos pocos meses hasta más de una decena años, de acuerdo con la duración de las erupciones estimadas.

Vulnerabilidad socioeconómica

Las condiciones de vida de la población inciden directamente en el efecto que tendrán los fenómenos. Las condiciones sociodemográficas de una población (escolaridad, creencias, acceso a la salud, inclusión social) podrían condicionar o

acentuar los efectos de un desastre. Por lo que este análisis es parte indispensable de cualquier análisis de riesgo, aun cuando las características del fenómeno evaluado y sus posibles impactos parezcan no ser influenciados por estas condiciones.

Al igual que el análisis de vulnerabilidad física, el análisis de vulnerabilidad socioeconómica se realizó con indicadores con una resolución a nivel manzana, por lo que los resultados de este trabajo muestran el detalle que puede ser utilizado en otros análisis de riesgo e incluso para identificar zonas prioritarias para realizar acciones de inversión, desarrollo y asistencia social.

6.5.3. Capacidad de respuesta

Ante un incremento en la actividad volcánica, debe contarse con una serie de mecanismos que permitan enfrentar la contingencia conforme evoluciona. Por ello, una vez que se han definido los peligros volcánicos y zonificado el riesgo, es necesario estar preparados.

La gestión del riesgo volcánico debe comprender por lo menos dos fases principales: La fase de preparación, donde una vez identificados los peligros y los posibles escenarios, se realicen actividades educativas para la población y acciones de monitoreo. La preparación involucra una clara comprensión por parte de la población vulnerable y de las autoridades responsables de su protección, del fenómeno natural y de todas sus posibles manifestaciones destructivas, y la elaboración de medidas de reducción de la vulnerabilidad. La fase operativa, donde se llevan a cabo los planes operativos y la aplicación de medidas de respuesta ante la emergencia., información, comunicación y alerta. Los planes operativos además deben definir las responsabilidades de cada autoridad involucrada. Es necesario, que las autoridades y la población conozcan los resultados de esta investigación para lo cual debe llevarse a cabo una campaña de divulgación.

6.5.4. Costos

Los costos asociados a cada uno de los escenarios fueron calculados a partir del valor catastral de cada predio calculando el valor del suelo y el valor de la

construcción de cada estructura. Tradicionalmente, en el caso de los sismos, por ejemplo, el costo del fenómeno se calcula solamente con los valores de las construcciones pues se asume que el propietario conservará el terreno después del evento. En este trabajo consideramos que, sobre todo, para el impacto de los derrames de lava, la topografía será modificada sustancialmente y el terreno quedará inutilizable por varios años, por lo que al costo de los daños se agregó también el costo del terreno. Todos estos costos fueron calculados con valores catastrales disponibles hasta el 2018, que son los actualmente vigentes, no representan el valor comercial de los inmuebles y mucho menos el valor del menaje.

La evaluación de los costos para cada uno de los escenarios analizados muestra que el peor escenario es el escenario A, las pérdidas económicas esperadas en este escenario ascienden a más de 14 mil millones de dólares, lo que representa más del 8% del PIB de la ciudad de México y el 1.2 % del PIB nacional. Y podría ser más si se suman los efectos de la distribución de tefras con espesores menores, como 10 y 1 cm. Sin duda los efectos de una erupción como la propuesta en el escenario A, con columnas eruptivas de entre 6 y 8 km y derrames de lava fluida con alcances de hasta 12 km, serían catastróficas tanto para la ciudad como para el país, y son incluso mayores al costo de las pérdidas de los desastres ocurridos a raíz de los sismos del 19 de septiembre de 1985 y del 19 de septiembre de 2017 que fueron 4,100 y 3,264 millones de dólares, respectivamente o los ciclones tropicales Ingrid y Manuel en 2013 cuyo costo fue de 3,041 millones de dólares (Cenapred, 2018). El escenario menos catastrófico, es el escenario C, una erupción con columnas eruptivas <6 km en el centro del campo Chichinautzin, en el que las pérdidas económicas directas estimadas suman 276 millones de dólares, que equivalen a penas al el 0.16% del PIB de la ciudad y el 0.02% del PIB nacional.

Cuando ocurre un desastre las actividades económicas también se ven afectadas; se pierden empleos y la dinámica socioeconómica se ve afectada, lo que también genera pérdidas económicas. Este tipo de pérdidas no fueron evaluadas en este trabajo debido a la dificultad que representa su evaluación a priori, por lo que los

costos estimados únicamente representan las probables pérdidas de las económicas directas. Los estudios de costos de los desastres generalmente se hacen una vez que han ocurrido los fenómenos. En este trabajo el análisis de costo se realizó a priori a partir del posible impacto que puede tener el nacimiento de un volcán y se estimaron los costos de las pérdidas.

6.5.5. Propuesta de medidas de mitigación

Dada la naturaleza de los peligros volcánicos las medidas de mitigación propuestas son de tipo no estructural. Es posible que en algún momento algunas medidas estructurales pudieran tener alguna efectividad en el desvío de derrames de lava, pero el costo de estas medidas podría superar el costo de las estructuras que se busque proteger. Además, desviar el curso de los derrames de lava, implica que serán direccionados hacia otras estructuras, por lo que el diseño de estas obras se vuelve complejo. Por este motivo, en este caso, la manera más factible de reducir el riesgo es a través de medidas de mitigación de tipo no estructural. Una de las medidas más importante es la planificación del territorio basada en los mapas de riesgo y su correcta aplicación. Debe evitarse que la mancha urbana crezca descontroladamente hacia las zonas de riesgo volcánico para permitir mantener el nivel de exposición bajo. También debe concientizarse a la población y a las autoridades, mediante campañas permanentes de educación sobre las consecuencias de habitar una zona volcánica, esto permitirá disuadir a la gente de habitar zonas de peligro. Finalmente, el monitoreo volcánico permitirá detectar de manera oportuna los precursores de la actividad volcánica por lo que se sugiere densificar la red de monitoreo sísmico del valle de México.

7. Conclusiones.

7.1. Peligro I. Probabilidad espacial y temporal de una erupción futura.

Completar la edad de las erupciones es indispensables para poder realizar un análisis probabilístico de los peligros. El análisis de los parámetros morfométricos permitió estimar las edades faltantes al correlacionarlos con las erupciones fechadas por medios radiométricos, con un coeficiente de correlación de 0.902, por lo que las fechas estimadas parecen ser adecuadas.

El análisis de probabilidad de cuadrícula (GPA) fue aplicado por primera vez en este trabajo a un campo volcánico, para calcular la probabilidad espacial de una nueva erupción. Este novedoso método, considera la distribución espacial y temporal, y se propone su utilización también en otros campos monogenéticos.

La tasa de recurrencia y la probabilidad temporal en el Campo Volcánico Chichinutzin Joven muestran que existe una probabilidad de 0,99 de que una erupción en una ventana de tiempo de 2,000 años, desde la última erupción que tuvo lugar hace 1,835 años, por lo que una nueva erupción podría ocurrir en un futuro cercano.

El mapa de probabilidad muestra que hay tres áreas con mayor probabilidad de que se forme un nuevo volcán, en las celdas 86, 78 y 41, ubicadas en la parte noroeste y central del área de estudio, cerca de la Ciudad de México. Se obtuvieron probabilidades más bajas para el sector sureste de campo Chichinutzin, donde el número de erupciones registradas es menor.

7.2. Peligro II. Características de una erupción futura.

El nuevo vulcanismo en el Campo Volcánico Chichinutzin Joven podría ser similar en magnitud y naturaleza al ocurrido en el pasado. Es muy probable que un nuevo volcán monogenético tenga lavas muy fluidas y emisión de tefras, ya que los volcanes más jóvenes tienen estas características.

La actividad volcánica futura podría durar varios años, dependiendo del volumen a emitirse la duración podría ser de algunos meses hasta de una a dos decenas de años. El volumen máximo de lavas estudiadas en este trabajo es de 3.6 km³,

aunque en promedio es de entre 1-2 km³. Los derrames de lava de cada volcán no presentan tefras que las cubran por lo que, se espera que los primeros productos que se emiten sean tefras y posteriormente lavas. Las alturas de las columnas estimadas podrían ser de alrededor de 6-8 km de altura. Estas columnas eruptivas generalmente producen lapilli, aunque también cenizas y bloques en menor proporción. Las partículas finas se distribuirían en la dirección del viento que, dependiendo de la época del año puede variar. De noviembre a abril, los vientos en la Ciudad de México soplan preferencialmente hacia el noreste, por lo que las cenizas podrían dispersarse durante estos meses en esa dirección, hacia la zona del aeropuerto, mientras que de mayo a octubre los vientos soplan preferencialmente al suroeste por lo que la dispersión de la caída de ceniza durante estos meses sería principalmente hacia Cuernavaca y Toluca.

Dependiendo de la composición química los espesores de cada unidad de derrame de lava varían de uno 3 hasta 8 m. para las lavas basálticas y basáltico andesíticas. Los derrames gruesos tienen espesores de 100-300 m. La longitud promedio observada para los derrames de lava basáltica y basáltica-andesítica es de 8-10 km, aunque debido a la presencia de cauces preexistentes pueden formarse tubos de lava, que le confieren un mayor alcance que podría ser de entre 12-15 km cubriendo un área de hasta 70 km². En el caso presentarse un derrame de lava grueso este podría alcanzar distancias de entre 3-5 km desde su origen, y cubriría un área menor a 10 km². En el caso de derrames de lava gruesos podrían presentarse derrumbes que generarían flujos tipo Merapi con alcances cortos, cercanos a la base del derrame. En este tipo de erupciones no se ha identificado la emisión de tefras.

7.3. Riesgo

El escenario en que se presentan mayor número de elementos expuestos es el escenario A, en las cercanías del volcán Xitle. En este escenario 397,356 personas y 193,718 viviendas estarían expuestas a los peligros de una erupción, por lo que este escenario es el peor escenario. En el en el escenario B, un derrame de lava viscosos con flujos piroclásticos de corto alcance, en el límite de

las alcaldías Milpa Alta y Xochimilco, se encuentran expuestas 39,122 personas y 9,462 viviendas. En este escenario sobresale un elemento del patrimonio intangible que son los grupos Náhuatl-hablantes, en esta zona habita el único grupo que habla esta lengua en la Ciudad de México, cerca de 1,200 personas. De presentarse este escenario probablemente significaría la pérdida de este elemento de valor intangible. En el escenario C, en la parte central de campo, no hay población ni viviendas expuestas, ni tampoco otros elementos. Sin embargo, sí hay actividades económicas como agricultura, ganadería y bosque.

Las áreas de mayor riesgo ante derrames de lava son aquellas que tienen mayor probabilidad de ser inundadas por la lava, debido a la función de probabilidad que es binaria.

La cantidad de ceniza que produce daño generalizado a diversos tipos estructuras se encuentra entre 20 y 100 cm de espesor de caída, menos de 10 cm presentan daño menor y menos de 5 cm no genera daño a las estructuras. Sin embargo, los efectos de espesores menores de ceniza aún serían capaces de producir diversos daños como el bloqueo de vialidades y autopistas como la México-Cuernavaca. Así mismo, ante la presencia de ceniza las pistas no podrían funcionar, lo que provocaría cancelación de vuelos y alteraciones al tráfico aéreo. También, las señales de telecomunicaciones se verían interrumpidas debido a la estática producida por las cenizas. Además, habría diversos efectos sanitarios y de salud pública. En las zonas rurales se produciría la pérdida temporal de las áreas de cultivo. Estos efectos podrían prolongarse durante el tiempo que dure la erupción que podría ser desde unos pocos meses hasta más de una decena años, de acuerdo con la duración de las erupciones estimadas.

Las zonas con muy alta precariedad de las viviendas se encuentran principalmente en las partes altas de la ciudad, en la zona de Topilejo de la alcaldía Tlalpan, en la zona del Ajusco, y en la parte sur de las alcaldías Xochimilco, en la zona de San Gregorio y la alcaldía Milpa Alta y en algunas barrancas de las alcaldías Cuajimalpa y Miguel Hidalgo. Las zonas de mayor vulnerabilidad socioeconómica se encuentran principalmente en la periferia de la

ciudad como la zona del Padierna, el Ajusco, San Pedro Mártir, Topilejo en la alcaldía Tlalpan; la alcaldía Xochimilco, la alcaldía Milpa Alta, Tláhuac, que son zonas rurales y la parte alta de las alcaldías Magdalena Contreras y Cuajimalpa, mientras que, en la parte central la vulnerabilidad es baja.

En el escenario A, las zonas en riesgo ante la emisión de lavas fluidas incluyen los límites de las alcaldías Tlalpan y Magdalena Contreras, así como los límites de las alcaldías Coyoacán y Álvaro Obregón, mientras que en el escenario B, las zonas en riesgo ante la emisión de lavas con alta viscosidad y posibles flujos piroclásticos de corto alcance tipo Merapi, se ubican en los límites de las alcaldías Milpa Alta y Xochimilco. En el escenario C, los elementos en riesgo ante la emisión de lavas altamente fluidas son zonas agrícolas y bosque.

El riesgo asociado a la caída de ceniza corresponde a la parte cercana al cono en el escenario A, en las zonas que han sido habitadas alrededor del volcán Xitle. Mientras que la zona de riesgo alto se extiende hacia el norte hasta los límites de las alcaldías Tlalpan y Coyoacán. La zona de riesgo medio se extiende hasta la parte central de la alcaldía Coyoacán hasta los límites con las alcaldías Xochimilco e Iztapalapa. El riesgo bajo corresponde a la región poniente de la alcaldía Xochimilco y el suroeste de la alcaldía Iztapalapa y parte de la alcaldía Tláhuac. En el escenario C, los elementos en riesgo por ceniza son pocos debido a la baja dispersión de los piroclastos en las erupciones estromboliana y el riesgo está restringido más bien a los derrames de lava, mientras que no se espera la emisión de tefras en el escenario B.

7.4. Costos

El costo directo de los daños esperados en el escenario A, es de 14 mil millones de dólares, el equivalente al 8.5% del PIB de la ciudad y el 1.2% del PIB nacional. El costo del escenario B, es de 553 millones de dólares, equivalente al 0.33% del PIB de la ciudad y el 0.05% del PIB nacional. Finalmente, en el escenario C, el costo esperado es de 276 millones de dólares, lo que equivale al 0.16% del PIB de la ciudad y el 0.02% del PIB nacional. Los costos indirectos asociados a la disrupción de los transportes terrestres y aéreos y los asociados a la pérdida de

fuentes de empleo, la evacuación y reubicación de las viviendas y comercios podrían prolongarse por más de una década, provocando que el costo total en cada escenario sea mucho mayor.

7.5. Reducción del riesgo

La Ciudad de México cuenta con diversos organismos encargados de la prevención, mitigación, preparación y la respuesta, y del desarrollo de planes de emergencia. Además, a nivel federal se cuenta con una coordinación nacional de protección civil que regula las funciones de las distintas unidades, la coordinación de protección civil se vale de la opinión experta de distintos comités asesores científicos que, coordinados por el Centro Nacional de Prevención de Desastres, emiten recomendaciones antes, durante y después de los distintos eventos, como se ha observado en el caso de las erupciones de los volcanes Popocatepetl, Colima y recientemente en el enjambre sísmico en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

El monitoreo de la actividad sísmica por parte del Servicio Sismológico Nacional y de la Red Sísmica del Valle de México permitirán detectar de manera oportuna la sismicidad precursora probablemente con meses o semanas de anticipación. Lo que a su vez propiciará que se pueda emitir una alerta temprana. Sin embargo, es necesario densificar esta red con la finalidad de tener datos precisos de las localizaciones de los eventos sísmicos. También es necesario implementar otro tipo de monitoreo como el de deformación y el geomagnético.

Para la atención a la emergencia la ciudad cuenta con varios centros de control y comando (C5). Esta infraestructura ha sido utilizada en otras emergencias por lo que ya ha sido probado su funcionamiento.

Ante las manifestaciones volcánicas directas, pueden esperarse pérdidas casi totales de bienes, y la única forma de proteger la vida humana es por medio de evacuaciones preventivas organizadas por las autoridades, pero con la participación de la sociedad. Por la naturaleza de las erupciones monogenéticas se espera que no haya pérdida de vidas humanas, como sucedió entre 1943 y 1952 durante el nacimiento y erupción del volcán Parícutin.

La responsabilidad de las autoridades frente a los desastres no debe limitarse a la capacidad de respuesta, sino que debe incluir el compromiso de reducirlos y prevenirlos. La manera más eficaz de reducir el riesgo volcánico es reducir en la medida de lo posible la exposición de la población, a través del ordenamiento territorial.

La elaboración de los planes de ordenamiento territorial es responsabilidad de la administración de las alcaldías. Sin embargo, en el proceso de elaboración de los planes debe ser la concertación entre todas las partes involucradas, atendiendo los intereses económicos, sociales, culturales, étnicos y urbanísticos que coexisten en el territorio, mediante la participación de todos los ciudadanos, sus organizaciones, sus gobernantes y la iniciativa privada. La concertación de todas las partes involucradas garantiza la construcción de acuerdos entre los distintos intereses y la creación de políticas públicas adecuadas.

Sin políticas públicas realmente elaboradas por toda la sociedad no será posible una prevención eficaz. Las políticas públicas para la prevención de desastres deben entenderse entonces como un pacto social, centrado en la cultura ciudadana preventiva y el desarrollo institucional y el nivel más alto de la gestión del riesgo. Las autoridades y la población deben vigilar que los planes de ordenamiento territorial y las políticas públicas se cumplan con apego a las leyes y reglamentos.

Los resultados de esta investigación pueden ser utilizados en la elaboración de los programas de ordenamiento territorial de las alcaldías que podrían ser afectadas. El conocimiento de los posibles efectos de una erupción futura puede también ser la guía para el diseño de los planes operativos de atención y respuesta.

8. Referencias.

- Aguirre-Díaz, G.J., Jaimes-Viera, M. C., and Nieto-Obregón, J., 2006. The Valle de Bravo Volcanic Field: Geology and geomorphometric parameters of a Quaternary monogenetic field at the front of the Mexican Volcanic Belt, in Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre-Díaz, G.J., eds., Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México: Geological Society of America Special Paper 402, Penrose Conference Series. 139–154.
- Agustín-Flores J., Siebe C., Guilbaud M. 2011. Geology and geochemistry of Pelagatos, Cerro del Agua, and Dos Cerros monogenetic volcanoes in the Sierra Chichinautzin volcanic Field, south of México City. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 201, 143–162.
- Alaníz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology* .26. 591-594.
- Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 2005, El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico, Boletín conmemorativo del centenario de la Sociedad Geológica Mexicana. 57, 1, 65-82.
- Alberico, I., Lirer, L., Petrosino, P., and Scandone, R., 2002, A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy): *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116. 63-78
- Alcorn, R., Panter, K.S., Gorsevski, P.V., 2013. A GIS-based volcanic hazard and risk assessment of eruptions sourced within Valles Caldera, New México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 267, 1–14.
- Allred, K. and Allred, C., 1997, Development and Morphology of Kazumura Cave, Hawaii. *Journal of Cave and Karst Studies* 59 (2): 67-80.
- Alva-Valdivia, L. 2005. Comprehensive paleomagnetic study of a succession of Holocene olivine basalt flow: Xitle Volcano (Mexico) revisited. *Earth Planets Space* 57: 839–853.
- Arce, J.L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J.L., Layer, P., Rueda, H., 2008, Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 944–958.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J., Benowitz, J.A., Macías, J.L., Ramírez-Espinosa, J. 2013. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, geochemistry, and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, effusion rate, and distribution of the volcanism: *Bull. Volcanol.* 75:774.
- Arrighi, S., Principe, C., and Rosi, M., 2001, Violent Strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity: *Bulletin of Volcanology*, 63, 126-150.

- Aspinall, W.P. 2006. Structured elicitation of expert judgment for probabilistic hazard and risk assessment in volcanic eruptions. H.M. Mader, et al. (Eds.), *Statistics in volcanology*, Special Publication of IAVCEI, Geological Society of London.
- Aye, Z. C., Jaboyedoff, M., Derron, M. H., van Westen, C. J., Hussin, H. Y., Ciurean, R. L., Frigerio, S., and Pasuto, A. 2016. An interactive web-GIS tool for risk analysis: a case study in the Fella River basin, Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 85–101.
- Baloga, S.M., Glaze, L.S., Bruno, B.C., 2007. Nearest-neighbor analysis of small features on Mars: applications to tumuli and rootless cones. *Journal of Geophysical Research*. 112.
- Bartolini, S., Cappello, A., Martí, J., and Del Negro, C. 2013. QVAST: a new Quantum GIS plugin for estimating volcanic susceptibility, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 3031–3042.
- Bartolini, S., Geyer, A., Martí, J., Pedrazzi, D., Aguirre-Díaz, G. 2014. Volcanic hazard on Deception Island (South Shetland Islands, Antarctica). *J Volcanol Geotherm Res.* 285:150–68.
- Bartolini, S., Bolós, X., Martí, J. Riera Pedra E., Planagumá. 2015. Hazard assessment at the Quaternary La Garrotxa Volcanic Field (NE Iberia). *Nat Hazards* 78, 1349–1367.
- Bartolini, S., Martí, J., Sobradelo, R. and Becerril, L. 2017. Probabilistic E-tools for Hazard Assessment and Risk Management. *Adv. In Volcanology*. Springer, Berlin, Heidelberg. 1–15.
- Bebbington, M. 2015. Spatio-volumetric hazard estimation in the Auckland Volcanic Field. *Bull Volcanol.* 77:39.
- Bebbington, M. 2013. Assessing spatio-temporal eruption forecast in a monogenetic volcanic field. *J. of Volcanol. and Geoth. Res.* 252, 14-28.
- Becerril, L., Cappello, A., Galindo, I., Neri, M., and Del Negro, C. 2013. Spatial probability distribution of future volcanic eruptions at El Hierro Island (Canary Islands, Spain), *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 257, 21–30,
- Becerril L, Martí J, Bartolini S, Geyer A. 2017. Assessing qualitative long-term volcanic hazards at Lanzarote Island (Canary Islands). *Nat Hazards Earth Syst Sci.* 17:1145–57.
- Bishop, M.A. 2008. Higher-order neighbor analysis of the Tartarus Colles cone groups, Mars: the application of geographical indices to the understanding of cone pattern evolution. *Icarus* 197 (1), 73–83.
- Bleacher, J.E., Glaze, L.S., Greeley, R., Hauber, E., Baloga, S.M., Sakimoto, S.E.H., Williams, D.A., Glotch, T.D., 2009. Spatial and alignment analyses for a field of small volcanic vents south of Pavonis Mons and implications for the Tharsis province, Mars. *J. of Volcanol. and Geoth. Res.* 185 (1–2), 96–102.

- Blong, R.J., Grasso, P., Jenkins, S.F., Magill, C.R., Wilson, T.M., McMullan, K., Kandlbauer, J. 2017. Estimating building vulnerability to volcanic ash fall for insurance and other purposes. *J Appl Volcanol.* 6:2.
- Blong R.J. 2003. Building damage in Rabaul, Papua New Guinea, 1994. *Bull. Volcanol.* 65 (1) 43-54
- Blong R.J., 1984. *Volcanic Hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions* Academic Press, Sydney.
- Bloomfield K. 1973. The age and significance of the Tenango basalt, central México. *Bull of Volcanol.*37. 536-595.
- Bloomfield, K., 1975. A late Quaternary monogenetic field in Central Mexico. *Geol. Rundsch.* 64, 476-497.
- Bonadonna C.; Connor L. J.; Connor C. B., Courtland L.M. (2016), "Tephra2 Probabilistic Runner," <https://vhub.org/resources/tephra2prob>.
- Bönhel, H, Molina- Garza, R. 2002. Secular variation in Mexico during the last 40, 000 years. *Physics of the earth and planetary interiors.* 133, 99-109.
- Bullard, F. 1947. The Story of El Parícutin. *The Scientific Monthly*, 65(5), 357-371.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., Herrero-Bervera, E. 1995. Magnetic fabric and flow direction in basaltic Pahoehoe lava of Xitle Volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65, 249–263.
- Cappello, A., Del Negro, C., Vicari, A., 2010. Lava flow susceptibility map of Mt Etna based on numerical simulations, in: from physics to control through an emergent view. *World Sci. Ser. Nonlin. Sci. B* 5, 201–206.
- Cappello, A., Vicari, A.M., Del Negro, C., 2011. Assessment and modeling of lava flow hazard on Mt. Etna volcano. *B. Geofis. Teor. Appl.* 52, 299–308.
- Cappello, A., Neri, M., Acocella, V., Gallo, G., Vicari, A., Del Negro, C., 2012. Spatial vent opening probability map of Mt Etna volcano (Sicily, Italy). *Bull. Volcanol.* 74, 2083–2094.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V. 1987. *Volcanic Successions Modern and Ancient.* Allen and Unwin, London.
- CENAPRED. 2018. *Desastres en México: Impacto social y económico.* Infografía 318.
- Cervantes, P., Wallace, P. J. 2003. Magma degassing and basaltic eruption styles: A case study of 2000 year BP Xitle volcano in central Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 120, 249 – 270.
- Chen L, van Westen CJ, Hussin HY, Ciurean RL, Turkington T, Chavarro D, Shrestha DP. 2016. Integrating expert opinion with modelling for quantitative multi-hazard risk assessment in the Eastern Italian Alps. *Geomorphology* 273:150–167
- Colton, H.S., 1937, The rise and fall of the prehistoric population of northern Arizona: *Science.* 84, 337–343.

- Connor, C.B. 1987. Cones Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 191-200.
- Connor, C.B., 1990, Cinder cone clustering in the TransMexican volcanic belt: implications for structural and petrologic models, *Journal of Geophysical Research*, 95(B12): 19,395-19,405.
- Connor, C.B., Condit, C.D., Crumpler, L.S., Aubele, J.C., 1992. Evidence of regional structural controls on vent distribution: Springerville Volcanic Field, Arizona. *Journal of Geophysical Research* 97.
- Connor, C.B., Hill, B.E., 1995. Three nonhomogeneous Poisson models for the probability of basaltic volcanism: application to the Yucca Mountain region, Nevada. *J. of Geoph. Res.* 100 (B6), 10,107–110,125.
- Connor, C.B., Conway, F.M., 2000. Basaltic volcanic fields. *Encyclopedia of Volcanoes* 331–343.
- Córdova, C., Martín Del Pozzo, A. L., López, C. J. 1994. Paleoland forms and volcanic impact on the environment of Prehistoric Cuicuilco, southern Mexico City. *J Archaeol Sci*, 21, 585-596.
- Courtland LM, Connor CB, Connor L, and Bonadonna C (2012) Introducing Geoscience Students to Numerical Modeling of Volcanic Hazards: The example of Tephra2 on VHub.org, *Numeracy*, 5(2), Article 6.
- Cressie, N. 1991. *Statistics for spatial data*, 920 pp. John Wiley & Sons.
- Damiani M.L., G. Groppelli, G. Norini, E. Bertino, A. Gigliuto, and A. Nucita. 2006. A lava Flow simulation model for the development of volcanic hazard maps for Mount Etna (Italy), *Computer and Geoscience*, 32, 512-526.
- De Cserna, Z., Fries, C. Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h (7), con resumen de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, 1 mapa con texto explicativo, 47 pp.
- De Cserna, Z., de la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1988, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 104, 71 pp.
- De la Cruz Reyna, S. 1991. Poisson-distributed patterns of explosive activity. *Bull. Volcanol.* 54, 57-67.
- De la Cruz Reyna, S. 1996. Probabilistic analysis of future explosive eruptions. In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (Eds.), *Monitoring and Mtigation of Volcanic Hazards*. Springer, Berlin, 599-629.
- De la Cruz-Reyna, S. and Carrasco-Núñez, G. 2002. Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 113, 307-318.

De la Cruz-Reyna S. 2010. Scaling volcanic eruptions. An essential step to estimate the regional volcanic hazard. 6th Alexander von Humboldt International Conference on Climate Change, AvH6.

Delgado-Granados y Martin Del Pozzo, 1993, Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico city: *Geofísica Internacional*. 32, 511-522.

Diggle, P.J. 1983. *Statistical Analysis of Spatial Point Patterns*. Academic Press. London .

Donnelly, K.P. 1978. Simulations to determine the variance and edge effect of total nearest neighbour distance. *Simulation Studies in Archaeology*. 91-95. Cambridge University Press.

Driver, H. E. and A. L. Kroeber. 1932 Quantitative expression of cultural relationships. *University of California Publications in American Archaeology and Ethnology* 31:211-56.

Espinasa-Pereña R. 1999. Origen y evolucion de tubos de lava en la sierra Chichinautzin: el caso del volcan Suchiooc. Tesis de maestría en ciencias (Geología). Facultad de Ciencias, UNAM. 94 pp.

Evans, P.J. and Evans, F.C. 1954. Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relations in populations, *Ecology*. 35. 445-453.

Felpeto, A., Martí, J., Ortiz, R., 2007. Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 166, 106–116.

Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1994. Volcanic and Tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present. *Geofísica Internacional*. 33, 91-105

Ferrari, L., Petrone, C., Manetti, P., Conticelli, S., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185

Fisher R. V. and Schmincke H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, New York, 472 pp. ISBN 3-540-12756-9

Fries, C., 1956, Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de los estados de Guerrero y México, in XX Congreso Internacional de Geología Memorias del XX Congreso Internacional de Geología, Excursión C-9: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F.17-53.

Fries, C., 1960, Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Boletín. 60, 236 .

Galindo, I., Romero, M. C., Sánchez, N., and Morales, J. M. 2016 Quantitative volcanic susceptibility analysis of Lanzarote and Chinijo Islands based on kernel density estimation via a linear diffusion process, *Sci. Rep.* 6, 27381,

García Acosta, V. 2005. El riesgo como construcción social y la construcción social de riesgos. *Desacatos. Revista de Antropología Social* 19: 11-24.

García -Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espindola, J.M., 2002. Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, central Mexico. *Geol. Soc. Am. Map and Chart Series MCH089*. 1– 48.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281–302.

García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., 2008, El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México Central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 158–17.

Gislason S.R., Alfredsson H.A., Eiriksdottir E.S., Hassenkam T., Stipp S.L.S. 2011. Volcanic ash from the 2010 Eyjafjallajökull eruption. *Applied Geochemistry* 26, 188–190

Gómez–Tuena, A., Mori, L., Rincón–Herrera, N.E., Ortega–Gutiérrez, F., Solé, J., Iriando, A., 2008, The origin of a primitive trondhjemite from the Trans–Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc: *Geology*, 36(6), 471–474.

Goodchild, M., 1987. A spatial analytical perspective on geographical information systems. *International Journal of Geographical Information Systems*. 1. 4.

Hampton, S. J., Cole, J. W., Wilson, G., Wilson, T. M. and Broom S. 2015, Volcanic ashfall accumulation and loading on gutters and pitched roofs from laboratory empirical experiments: Implications for risk assessment, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 304, 237– 252.

Hasenaka, T., and I. S. E. Carmichael, 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Their age, volume, distribution, and recharge rate, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25, 195-204.

Herrero, E., Pal., S., 1978. Paleomagnetic study of Sierra de Chichinautzin. *Geof. Int.*, 17, 167-180.

Ho, C. 1991. Nonhomogeneous Poisson model for volcanic eruptions. *Math Geol* 23(2):167–173

Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R. and Mackay, K., 1994, Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii, *Geological Society of America Bulletin* 106;351-370.

Hooper, D.M., 1995, Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico: *Geofísica Internacional*. 34, 321–340.

Hooper, D. y Sheridan, M. (1998). Computer-simulations models of scoria cone degradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 83, 241-267.

Horwell Claire, Baxter Peter, Hillman Sarah, and Damby David. 2011. Respiratory health hazard assessment of ash from the 2010 eruption of Eyjafjallajökull volcano, Iceland. Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU2011-2598-2, 2011 EGU General Assembly.

Inbar, M., Risso, C., 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field—Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Z. Geomorphol.* 45, 321–343.

Jaimes-Viera, M.C., 2004. Geología y Geomorfología del Campo Volcánico de Valle de Bravo, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 95 pp.

Jaimes-Viera, M.C., Martin del Pozzo, A.L., Layer, P.W., Benowitz, J.A., Nieto-Torres, A., 2018, Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 356, 225-242

Jenkins, S.F., Day, S.J., Faria, B.V.E., Fonseca, J.F.B.D. 2017. Damage from lava flows: insights from the 2014–2015 eruption of Fogo, Cape Verde. *J Appl Volcanol.* 6:6.

Jenkins, S., Spence, R.J.S., Fonseca, J.F.B.D., Solidum, R.U., Wilson, T.M. 2014. Volcanic risk assessment: quantifying physical vulnerability in the built environment *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 276, 105-120

Jenkins, S., Komorowski, J.-C., Baxter, P.J., Spence, R.J.S., Picquout, A., Lavigne F., 2013. The Merapi 2010 eruption: an interdisciplinary impact assessment methodology for studying pyroclastic density current dynamics *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 261, 316-329

Kauahikaua, J., Sherrod, D.R., Cashman, K.V., Heliker, C., Hon, K., Mattox, T.N. and Johnson, J.A., 2003, Hawaiian lava-flow dynamics during the Pu'u'Ö'ö-Küpaianaha eruption: A tale of two decades: U.S. Geological Survey Professional Paper 1676, 63-88.

Kereszturi, G., Németh, K. 2012. Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In: Németh K (ed) *Updates in volcanology—new advances in understanding volcanic systems*. InTech Open, Rijeka, Croatia, 3–89.

Kereszturi, G. Jordan, G. Németh, K. Dóniz-Páez, J. 2012. Syn-eruptive morphometry variability of monogenetic scoria cones. *Bulletin of Volcanology.* 74, 2171-2185.

Kereszturi G., Németh K., Cronin S.J., Agustin-Flores J., Smith I.E.M. & Lindsay J. 2013. A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes – implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 266, 16–33

Kervyn, M., Kervyn, F., Goossens, R., Rowland, S.K., Ernst, G.G.J., 2007. Mapping volcanic terrain using high-resolution and 3D satellite remote sensing. Geological Society, London, Special Publications 283 (1), 5–30

- Kervyn, M. Ernst, G.J. Carracedo, J.C. Jacobs, P. 2012. Geomorphometric variability of “monogenetic” volcanic cones: Evidence from Mauna Kea, Lanzarote, and experimental cones. *Geomorphology*. 136, 59-75.
- Kirianov V.Y. Koloskov A.B., De la Cruz-Reyna S., y Martin Del Pozzo A.L. 1990. Manifestaciones de las principales etapas del vulcanismo reciente en la zona Chichinautzin (Faja Volcánica Mexicana): Informe de la Academia de Ciencias de la URSS. 311, 432-434.
- Kirianov, V. Y., Koloskov, A. B., De la Cruz, S., Martin Del Pozzo, A.L. 1990. The major stages of manifestation of recent volcanism in the Chichinautzin zone. *Geol Ser*, 311: 432-434.
- Kiyosugi, K., Connor, C.B., Zhao, D., Connor, L.J., Tanaka, K., 2010. Relationships between volcano distribution, crustal structure, and P-wave tomography: an example from the Abu Monogenetic Volcano Group, SW Japan. *Bull. of Volcanol.* 1 10.
- Lavell, A. 1996. “Degradación ambiental, riesgo y desastre urbano. Problemas y conceptos: hacia la definición de una agenda de investigación”. En *Ciudades en Riesgo: Degradación Ambiental, Riesgos Urbanos y Desastres*. María Augusta Fernández (Compiladora). Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres (La Red).
- Lavell, A. 2003. *Local Level Risk Management: From Concept to Practice*. CEPREDENAC-UNDP. Quito
- Le Corvec N., Bernhard K., Rowland J., Lindsay J. 2013. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: Clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth Science Reviews* 124; 96-114.
- Lesti, C., Giordano, G., Salvini, F., Cas, R., 2008. Volcano tectonic setting of the intraplate, Pliocene–Holocene, Newer Volcanic Province (southeast Australia): role of crustal fracture zones. *J. Geoph. Res.* 113 (B7), B07407
- Linares, E. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1981. On the age of the Riolita Tilzapotla volcanic activity and its stratigraphic implications. *Isochron West*. 32, 5-6.
- Lutz, T.M., Gutmann, J.T., 1995. An improved method for determining and characterizing alignments of pointlike features and its implications for the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. *J. of Geoph. Res.* 100, 17,659–617,670.
- Macedonio, G., Costa, A. 2012. Rain effect on the load of ash deposits. *Natural Hazards and Earth Systems Science*, Brief communication 12:1229–1233
- Macías, J.L., García-Palomo, A., Arce, J.L., Siebe, C., and Espíndola, J.M., 1997. Late Pleistocene–Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, central Mexico, in Link, K.P., and Kowallis, B.J., eds., *Proterozoic to Recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, southern Idaho and central Mexico*: Brigham Young University, *Geology Studies*. 42, 1, 493–528.

- Magill, C.R., McAneney, K.J., Smith, I.E., 2005. Probabilistic assessment of vent locations for the next Auckland volcanic field event. *Mathematical Geology* 37 (3), 227–242.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Brandle, J.L., y Oyarzum, R., 1999, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin– extension at the front of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 93, 125-150.
- Martí, J., Felpeto, A., 2010. Methodology for the computation of volcanic susceptibility. An example for mafic and felsic eruptions on Tenerife (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 195, 69–77.
- Martí, J., Aspinall, W., Sobradelo, R., Felpeto, A., Geyer, A., Ortiz, R., Baxter, P., Cole, P., Pacheco, J., Blanco, M., Lopez, C. 2008. A long-term volcanic hazard event tree for Teide-Pico Viejo stratovolcanoes (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 178 (3), 543-552
- Martin Del Pozzo, A.L. 1981. *Vulcanología de la zona Tetequillo Xicomulco. Memorias de la Unión Geofísica Mexicana.* Manzanillo. A41-45.
- Martin Del Pozzo, A.L., 1982, Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: *Bull. Volcanol.* 45–1, 9–24.
- Martin Del Pozzo, A.L., 1990 *Geoquímica y Paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México,* 235 pp.
- Martin Del Pozzo, A.L., Espinasa-Pereña, R., Lugo, J., Barba, I., López, J., Plunket, P., Uruñuela, G., and Manzanilla, L., 1997a, Volcanic impact in central Mexico: Puerto Vallarta, Mexico, *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior General Assembly Field Trip Guidebook.* 31 pp.
- Martin Del Pozzo A.L., Córdova C., Lopez J. 1997b. Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the Holocene. *Quaternary International* 43/44, 181-190.
- Martin, A.J., Takahashi, M., Umeda, K., Yusa, Y., 2003. Probabilistic methods for estimating the long-term spatial characteristics of monogenetic volcanoes in Japan. *Acta Geophysica Polonica* 51 (3), 271–290.
- Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Terviño, T., Morales-Contreras, J.J., Macías, J.L., 2004. Sr, Nd and Pb isotope and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138, 77– 110.
- Matschnigg, G., 2010. Eyjafjallajökull and aviation. What happened and what needs to be done? In: *Atlantic Conference on Eyjafjallajökull and Aviation Keflavik, Iceland.* 58-59.
- Mazzarini, F., 2007. Vent distribution and crustal thickness in stretched continental crust: the case of the Afar Depression (Ethiopia). *Geosphere* 3 (3), 152–162.

- Mazzarini F., Ferrari L., Isola I. 2010. Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and sierra Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican volcanic belt. *Tectonophysics* 486, 55-64.
- Marzocchi, W., Sandri, L., Selva, J. 2008. BET_EF: a probabilistic tool for long- and short-term eruption forecasting. *Bull. Volcanol.*, 70 (5), 623-632
- McDonald G. A. 1972. *Volcanoes. A discussion of volcanoes, volcanic products, and volcanic phenomena.* xii 510 pp., 120 figs, 144 pls. 15 tables. Prentice-Hall, International, New Jersey.
- Mendoza Rosas, A.T., De La Cruz Reyna, S. 2009. A mixture of exponentials distribution for a simple and precise assessment of the volcanic hazard. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 425-431.
- Mooser, F. 1967. Tefracronología de la cuenca de México para los últimos treinta mil años. *Boletín INAH*, 30, 12-15.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., and Negendank, J.F.W., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII, a paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, 63, 451-483.
- Morales, J., Gogutchiaichvili A., Urrutia-Fucugauchi J. 2001. A rock-magnetic and paleointensity study of some Mexican volcanic lava flows during the Latest Pleistocene to the Holocene. *Earth, Planets and Space* 53/9: 893–902.
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G. N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513 – 535.
- Mossoux, S., Saey, M., Bartolini, S., Poppe, S., Canters F. y Kervyn, M. 2016. *Computers & Geosciences* 97, 98-109.
- Negendank J.F. 1972. Volcanics of the Valley of México. *Petrography of the volcanics*, N. Jb. Miner. Abh. 116: 308-320.
- Negendank J.F. 1972. Volcanics of the Valley of México. *Petrography of the volcanics*, N. Jb. Miner. Abh. 116: 308-320.
- Németh K., Kereszturi G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*. 104, 2131-2146.
- Neri, A., Aspinall, W.P., Cioni, R., Bertagnini, A., Baxter, P.J., Zuccaro, G., Andronico, D., Barsotti, S., Cole, P., Esposti-Ongaro, T., Hincks, T.K., Macedonio, G., Papale, P., Rosi, M., Santacroce, R., Woo G. 2008. Developing an event tree for probabilistic hazard and risk assessment at Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178 (3) 397-415
- Newhall, C.G. and Hoblitt, R.P. 2002. Constructing event trees for volcanic crisis. *Bull. Volcanol.*, 64, 3-20

- Nieto-Torres A, Martin Del Pozzo A.L. 2019. Spatio-temporal hazard assessment of a monogenetic volcanic field, near México City. *J Volcanol Geotherm Res.* 371 (1) 46–58.
- Norini, G., Gropelli, G., Lagmay, A.M.F., Capra, L., 2006, Recent left-oblique slip faulting in central Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications: *Tectonics*, 25.
- Olcina, J.I. 2006. maestría en ordenación y desarrollo territorial: riesgos naturales y tecnológicos y ordenación del territorio. Alicante: Universidad de Alicante.
- Osete, M.L., Ruíz-Martínez, V.C., Caballero, M.C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, H.D., 2000, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: Paleomagnetic and radiometric evidence: *Tectonophysics*, 318, 201–215.
- Pérez-López, R., Legrand, D., Garduño-Monroy, V.H., Rodríguez-Pascua, M.A., Giner-Robles, J.L., 2011. Scaling laws of the size–distribution of monogenetic volcanoes within the Michoacán–Guanajuato Volcanic Field (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 201 (1–4), 65–72.
- Petersen, G.N., 2010. A short meteorological overview of the Eyjafjallajökull eruption 14 April–23 May 2010. *Weather* 65, 203–207.
- Pieri D.C. and Baloga S.M. 1986. Eruption rate, area, and length relationships for some Hawaiian lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 30 (1-2), 29-45.
- Pioli L, Erlund E., Johnson E, Cashman K, Wallace P, Rosi M, Delgado Granados H. 2008. Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico), *Earth and Planetary Science Letters*, 271, 359-368.
- Porter, S. C. 1972. Distribution, morphology, and size frequency of Cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Bulletin of the Geological Society of America* 83, 3607-3612.
- Pozzobon R., Mazzarini F., Massironi M., Marinangeli L. 2014. Self-similar clustering distribution of structural features on Ascraeus Mons (Mars): implications for magma chamber depth. Geological Society, London, Special Publications.
- Pyle, D. M. 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51:1-15
- Ricchetti, E. and Palombella, M. 2005. Application of Landsat 7 ETM+ Imagery for Geological Lineament Analysis of Southern Italy, IEEE International Symposium Geoscience and Remote Sensing, 25 – 29 Temmuz, Seul, Güney Kore, 5200 – 5203.
- Richardson, J.A., Bleacher, J.E., Glaze, L.S., 2013. The volcanic history of Syria Planum, Mars. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 252, 1–13.
- Rossetto, T., Ioannou, I., Grant, D.N. 2013. Existing empirical vulnerability and fragility functions: compendium and guide for selection GEM Technical Report 2013-X, GEM Foundation, Pavia, Italy.

Runge, M.G., Bebbington, M.S., Cronin, S.J., Lindsay, J.M., Kenedi, C.L., Moufti, M.R.H., 2014. Vents to Events: Determining an Eruption Event Record from Volcanic Vent Structures for the Harrat Rahat. *Bull. Volcanol*, Saudi Arabia, 76.

Scandone, R., 1979, Preliminary evaluation of the volcanic hazard in the southern valley of Mexico: *Geofisica Internacional*. 18, 21-35.

Schlaepfer, C.J., 1968, Hoja México 14Q-h (5) con Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México serie de 1:100000, 1 mapa con texto.

Scott, D. H. y Trask, N. J. (1971). *Geology of the Lunar Crater volcanic field, Nye County, NV*. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 599-I, 22 pp.

SEDECO DF. Secretaría de Desarrollo Económico del Distrito Federal. 2011. Evolución del PIB nacional, del Distrito Federal y principales entidades en el período 2009-2011. Informe.

Segerstrom, K., 1950. Erosion studies at Paricutín. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 965A, 164.

Segerstrom, K. 1960. Erosion and related phenomena at Paricutin in 1957. *Geological Survey Bulletin* 1104-A. Washington D.C.: U.S. Government Printing Office.

Settle, M. 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science* 279, 1088-1107.

Shipley, S. Sarna-Wojcicki, A.M. 1982. Map Showing Distribution, Thickness, and Mass of Late Pleistocene and Holocene Tephra from Major Volcanoes in the Pacific Northwest of the United States: A Preliminary Assessment of Hazards from Volcanic Ejecta to Nuclear Reactors in the Pacific Northwest U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Investigations Map MF 1435.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl. Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994–1995 in Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatepetl, Edición Especial, Secretaría de Gobernación, 195–220.

Siebe, C., Macías, J.L., 2004a, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra de Chichinautzin Volcanic Field: *Geological Society of America, Fieldtrip Books* 1, 77 pp.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004b. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico-City: implications for archaeology and future hazards. *Bull. Volcanol.* 66, 203– 225.

Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tlaloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo de Cuauhtzin, Tehutli, and Ocusacayo

monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, Mexico. *J. Volcanol Geoth Res*, 141, 225-243.

Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J.L., Gardner, J., Bonasia, R., 2017. The ~23,500 y14C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 333–334, 66–95.

Silverman, B. W. *Estimación de densidad para las estadísticas y el análisis de datos*. New York: Chapman and Hall, 1986.

Smirnov, O., Anselin, L., 2001. Fast maximum likelihood estimation of very large spatial autoregressive models: a characteristic polynomial approach *Computational Statistics & Data Analysis*, Elsevier. 35 (3), 301-319.

Sobradelo, R., and Martí, J. 2010. Bayesian event tree for long-term volcanic hazard assessment: Application to Teide-Pico Viejo stratovolcanoes, Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 115 (B5).

Sobradelo, R., Martí, J., Mendoza-Rosas, A. T., and Gómez, G. 2011. Volcanic hazard assessment for the Canary Islands (Spain) using extreme value theory, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2741–2753.

Sobradelo R, Bartolini S, Martí, J. 2014. HASSET: a probability event tree tool to evaluate future volcanic scenarios using Bayesian Inference. Presented as a plugin for QGIS. *Bull Volcanol* 76.

Song, Y., Gong, J., Niu, L., Li, Y., Jiang, Y., Zhang, W., Cui, T., 2013. A grid-based spatial data model for the simulation and analysis of individual behaviours in micro-spatial environments. *Simul. Model. Pract. Theory* 38, 58–68.

Sosa-Ceballos, G., Macías, J.L., García-Tenorio, F., Layer, P.W., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Arce, J.L. 2015. El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: Insights from Geochronology and Geochemistry, *Bulletin of Volcanology* 77, 1-20.

Spence, R.J.S., Kelman, I., Baxter, P.J., Zuccaro, G., Petrazzuoli, S. 2005. Residential building and occupant vulnerability to tephra fall *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 477-494.

Spence, R.J.S., Pomonis, A., Baxter, P.J., Coburn, A.W., White, M., Dayrit, M. 1996. Building damage caused by the Mount Pinatubo eruption of June 15, 1991. In C.G. Newhall, R. Punongbayan (Eds.), *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City.

Straub, S. M., Martin Del Pozzo, A. L. 2001. The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico), *Contrib. Mineral, Petrol*, 140(4): 487–510.

Straub, S., Martin Del Pozzo, A.L., Langmuir, C. 2008. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from

the central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry, Geophysics Geosystems*. 9(3) 1-33.

Straub, S.M., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F.M., Cai, M.Y., Langmuir, C.H., Martin Del Pozzo, A.L., Mesko, G.T. 2013. The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: Insights from OIB-type arc magmas in Central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Petrology*, 54, 665-701.

Tilling, R.I., 1989. Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems. *Rev. Geophys.* 27, 237–269

Turnbull, M., Sterrett, C.L., Hilleboe, A. 2013. *Toward Resilience: A Guide to Disaster Risk Reduction and Climate Change Adaptation*. Catholic Relief Service United States Conference of Catholic Bishop, 180 pp. SBN 978-1-85339-786-8.

UNISDR. 2005. Marco de Acción de Hyogo para 2005-2015: Aumento de la Resiliencia de las Naciones y las Comunidades ante los desastres. Conferencia Mundial Sobre la Reducción de Desastres, 18 al 22 de enero de 2005, Kobe, Hyogo, Japón

Urrutia-Fucugauchi, J. 1996. Palaeomagnetic study of the Xitle-Pedregal de San Angel lava flow, southern Basin of Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 97, 177-196.

Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili A., Pérez-Cruz L., Morales J. 2016. Archaeomagnetic dating of the eruption of Xitle Volcano, basin of Mexico: implications for the mesoamerican centers of Cuicuilco and Teotihuacan. *Arqueología Iberoamericana* 30: 23–29

Urrutia-Fucugauchi, J., Martin Del Pozzo, A.L., 1993. Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México. *Geofis Int*, 32, 3, 523-533.

Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., 1989, *Geología de la Cuenca de México: Geofísica Internacional*. 28, 133-189.

Velasco Tapia, F. 2003. Procesos de evolución magmática en la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. *Ciencia UANL*, 6 (1).

Velasco-Tapia, F., Verma, S.P. 2001. Estudios geológicos y geoquímicos en la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18, 1-36.

Verma, S., 2000, Geochemistry of the subducting Cocos plate and the origin of subductionun related mafic volcanism at the front of the central Mexican Volcanic Belt. *Geol S Am S*, 334: 1–28.

Vicari, A., Bilotta, G., Bonfiglio, S., Cappello, A., Ganci, G., Hérault, A., Rustico, E., Gallo, G., Del Negro, C., 2011. LAV@HAZARD: a web-GIS interface for volcanic hazard assessment. *Ann. Geophys. Italy* 54, 662–670.

Walker G. P. L. 1973a. Lengths of lava flows. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*. 274, 107-118.

- Walker, G.P.L., 1973b. Explosive volcanic eruptions: a new classification scheme. *Geol. Rund.* 62, 431–446
- Walker, G.P.L., 1995. Origin of vesicle types and distribution patterns in the Xitle Pahoehoc basalt in Mexico City. *Bull. Volcanol.*
- Walker, G.P.L., 2008. The endogenous growth of pahoehoe lava lobes and morphology of lava-rise edges, in Thordarson, T., Self, S., Larsen, G., Rowland, S.K. & Hoskuldsson, A. (eds) *Studies in Volcanology: The legacy of George Walker*. Special Publications of IAVCEI, 2, 1-15.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, p. 291-314.
- Weller, J.N., Martin, A.J., Connor, C.B., Connor, L.J., Karakhanian, A., 2006. Modelling the spatial distribution of volcanoes: example from Armenia. *Statistics in Volcanology*, Special Publications of IAVCEI. 1, 77–87.
- Wilson, L. 1976. Explosive Volcanic Eruptions III, Plinian eruption columns. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.* 45, 543-556.
- Wood, C.A., 1980, Morphometric evolution of cinder cones: *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 7, 387–413
- Ying-Lung, L., Meng-Feng, Y., Liang-Chih, Y., 2018. Grid-based crime prediction using geographical features. *Int. J. Geo-Inf.* 7, 298.