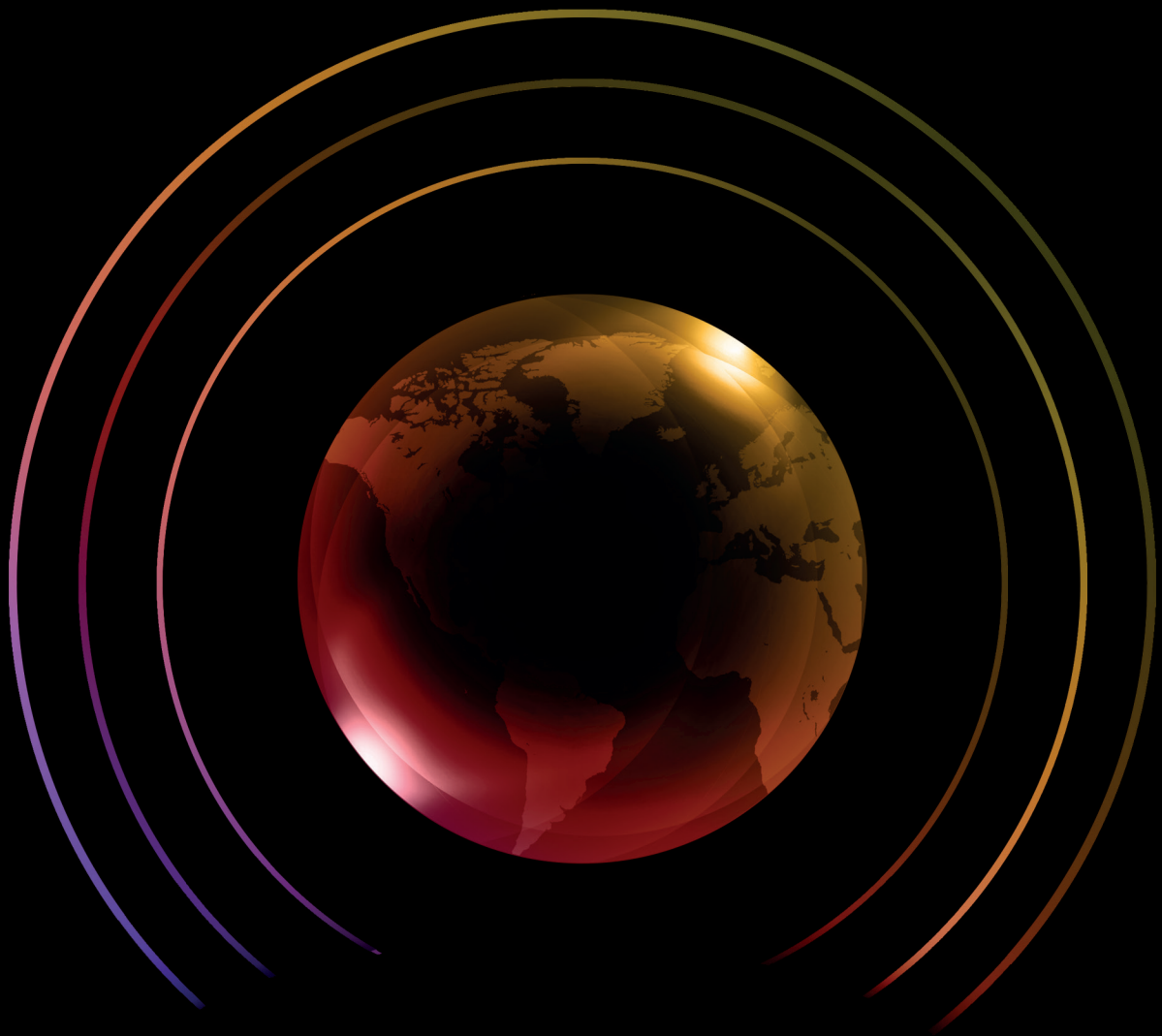


Monografías²⁴

Instituto de Geofísica

Memoria técnica del mapa de peligros del volcán
Ceboruco (Nayarit)



Dolors Ferrés López / Katrin Sieron / Karime González Zuccolotto / Robert Constantinescu / Javier Agustín Flores / Claus Siebe Grabach /
Lucia Capra Pedol / Laura Connor / Charles B. Connor



Universidad Nacional Autónoma de México
Instituto de Geofísica
Serie: *Monografías del Instituto de Geofísica*

Monografías

Instituto de **Geofísica**

Memoria técnica del mapa de peligros
del **volcán Ceboruco** (Nayarit)



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Dr. Enrique Graue Wiechers / **Rector**
Dr. Leonardo Lomelí Vanegas / **Secretario General**
Dra. Mónica González Contró / **Abogada General**
Ing. Leopoldo Silva Gutiérrez / **Secretario Administrativo**
Dr. Alberto Ken Oyama Nakagawa / **Secretario de Desarrollo Institucional**
Lic. Raúl Arcenio Aguilar Tamayo / **Secretario de Prevención, Atención y Seguridad Universitaria**
Dr. William Henry Lee Alardín / **Coordinador de la Investigación Científica**

INSITITUTO DE GEOFÍSICA

Dr. Hugo Delgado Granados / **Director**
Dra. Xóchitl G. Blanco Cano / **Secretaria Académica**
M. en C. Ángel Ramírez Luna / **Secretario Técnico**
Lic. Vanessa Ayala Perea / **Secretaria Administrativa**
Ing. Gerardo A. Galguera Rosas / **Secretario de Gestión y Vinculación**
Dra. Christina Siebe Grabach / **Coordinadora del Posgrado en Ciencias de la Tierra**

...

Equipo editorial

Dr. Peter Schaaf / **Editor invitado**
Dr. Jaime Yamamoto Victorio / **Editor académico**
Mtra. Andrea Rostan Robledo / **Editora técnica**
Mtra. Natalia Rentería Nieto / **Diseño editorial**
Lic. Vanesa Gómez Vivas / **Diseño de la portada de la colección**



Monografías del Instituto de Geofísica 24

Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Ceboruco (Nayarit)

Autores

Dolors Ferrés López / Katrin Sieron / Karime González Zuccolotto /
Robert Constantinescu / Javier Agustín Flores / Claus Siebe Grabach /
Lucía Capra Pedol / Laura Connor / Charles B. Connor

México, 2019

LC: QE523.C43 M45

Decimal: 551.21097275 M45

Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Ceboruco, Nayarit / Dolors Ferrés; Katrin Sieron; Karime González-Zuccolotto; Robert Constantinescu; Javier Agustín-Flores; Claus Siebe; Lucia Capra; Laura Connor y Charles B. Connor.

México: Universidad Nacional Autónoma de México-Instituto de Geofísica, 2019.

182 páginas ; 27.5 X 21 cm. ; Mapas, Ilustraciones, Fotografías y Tablas.

(Serie Monografías del Instituto de Geofísica).

ISBN:

1. Volcanismo Nayarit, 2. volcán Ceboruco, 3. mapa de peligros.

I.-Ferrés, Dolors. II. Sieron, Katrin. III.- González-Zuccolotto, Karime. IV.- Constantinescu, Robert. V.- Agustín-Flores, Javier. VI.- Siebe, Claus. VII.- Capra, Lucia. VIII.- Connor, Laura. IX.- Connor, Charles B. X.- Tit. XI.- Serie.

Primera edición: 2019 DR. ©

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Av. Universidad No. 3000, Col. UNAM, C.U., Alcaldía Coyoacán,
C.P. 04510, Ciudad de México.

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

Círculo de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria,
Alcaldía Coyoacán, Código Postal 04510, Ciudad de México.

ISBN 978-607-30-1919-4

Esta edición y sus características son propiedad de la Universidad
Nacional Autónoma de México.

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

Impreso y hecho en México

Índice

Prefacio

Introducción

1	El volcán Ceboruco y su entorno
4	Marco geodinámico y estructural
5	Marco geológico
10	Geomorfología e hidrología
12	Climatología
15	Historia eruptiva del volcán Ceboruco
15	Construcción del edificio principal
18	Etapas de inactividad del volcán Ceboruco y actividad volcánica monogenética en el interior del graben
21	Erupción pliniana Jala (1060 ± 55 años A.P.)
30	Etapas post-plinianas: Actividad efusiva y explosiva
35	Erupción histórica de 1870-1875
42	Actividad reciente y actual
44	Resumen de la historia eruptiva del volcán Ceboruco
46	Los volcanes monogenéticos en el graben Ceboruco-San Pedro
61	Escenarios y mapas de peligro volcánico
62	Escenarios de peligro volcánico para el volcán Ceboruco
66	Fenómenos volcánicos esperados y su simulación
139	Evaluación de peligros volcánicos
140	Mapas de peligro volcánico de los escenarios eruptivos definidos para el volcán Ceboruco
147	Mapa de peligro volcánico general del volcán Ceboruco
151	Conclusiones, recomendaciones y trabajos futuros
154	Agradecimientos
155	Referencias

Prefacio

La Comisión Federal de Electricidad ha buscado reducir la vulnerabilidad de su equipamiento y capacidad productiva actuales y de la infraestructura proyectada en sus planes de desarrollo 2014-2025 ante los embates de eventuales peligros de origen natural, incluyendo los de origen volcánico. El impulso a proyectos para mejorar el conocimiento geológico y de evaluación de peligros está orientado a contar con la información necesaria para diseñar correctamente la implementación de nuevas instalaciones en lugares seguros y a preparar las infraestructuras existentes y su operación para reducir el riesgo de pérdidas y daños, en caso de producirse el impacto de una futura erupción.

El volcán Ceboruco (Nayarit) es uno de los quince estratovolcanes activos de México que han presentado actividad volcánica histórica. Por su historial de erupciones y por las evidencias de afectaciones de estas erupciones sobre poblaciones prehispánicas, el volcán Ceboruco es considerado de alta peligrosidad y alto riesgo. Diversas poblaciones, con más de 80,000 habitantes en su conjunto, están asentadas en el radio de 20 km del cráter del volcán. Además, en el radio de 40 km se encuentran las presas Ing. Leonardo Rodríguez Alcaine (El Cajón) e Ing. Alfredo Elías Ayub (La Yesca), dos de las más importantes de México, con una producción de 750 MW en cada una de ellas, que proveen el 15% de la energía eléctrica a nivel nacional y el 100% a los estados de Nayarit y Jalisco, junto a la presa de Aguamilpa Solidaridad, al N de Tepic, 80 km al NW del volcán Ceboruco y 60 km aguas abajo de la presa El Cajón. Cabe mencionar, que otras infraestructuras de la región (red vial, telecomunicaciones, sistemas de salud y educativo, etc.) podrían resultar afectadas por los impactos de una futura erupción. Aunque esta infraestructura no está bajo el resguardo directo de la Comisión Federal de Electricidad, es de vital importancia para su operación, así como para las comunidades en el entorno de sus instalaciones.

En este contexto, la Comisión Federal de Electricidad financió el proyecto *“Evaluación del peligro volcánico del volcán Ceboruco (Nayarit), con énfasis en su posible impacto sobre la infraestructura de la Comisión Federal de Electricidad”* (Convenio CFE-800720929), desarrollado entre julio de 2015 y julio de 2017, a través del cual, el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, en colaboración con investigadores del Centro de Ciencias de la Tierra de la Universidad Veracruzana, del Centro de Geociencias (Campus Juriquilla) de la UNAM y de la University of South Florida, han elaborado los mapas de peligros por diferentes fenómenos volcánicos y el mapa general de peligros del volcán Ceboruco.

El mapa de peligros del volcán Ceboruco y la presente memoria técnica pretenden constituir herramientas útiles tanto para la gestión de riesgos en la infraestructura instalada de la Comisión Federal de Electricidad, como para la planificación, diseño e implementación de nuevos proyectos de exploración e infraestructura energética. Así mismo, el mapa de peligros del volcán Ceboruco estará disponible para las demás instancias del Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC) con el objetivo de apoyar el diseño e implementación de medidas de prevención y mitigación de riesgos volcánicos. En concreto, en formato digital, el mapa de peligros estará integrado al Atlas Nacional de Riesgos (Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED). En su versión impresa podrá ser utilizado para la divulgación del conocimiento sobre el volcanismo y sus peligros en la región.

Introducción

El volcán Ceboruco (Nayarit) es uno de los 15 estratovolcanes activos considerados de alta peligrosidad en México (Simkin y Siebert, 1994; CENAPRED, 2001; Espinasa-Pereña, 2018) por su historial de erupciones, documentadas en trabajos vulcanológicos (Nelson, 1980; Gardner y Tait, 2000; Sieron y Siebe, 2008). Junto al volcán de Colima, es el único que ha presentado actividad volcánica histórica en este sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano. La última erupción de este volcán ocurrió a finales del siglo XIX, en 1870 (Banda, 1871; Iglesias, 1875; Iglesias *et al.*, 1877; Barrera, 1931; Nelson, 1980; Sieron y Siebe, 2008) y desde entonces, aunque ha permanecido en estado de reposo, ha presentado actividad fumarólica permanente en varios puntos de su cima, así como actividad sísmica.

La historia eruptiva conocida de este volcán muestra un amplio registro de erupciones efusivas y explosivas de diferente magnitud (Nelson, 1986; Gardner y Tait, 2000; Sieron y Siebe, 2008; Sieron, 2009), de las cuales al menos ocho ocurrieron durante los últimos 1,000 años, incluyendo la erupción pliniana Jala fechada en 1060 ± 55 años antes del presente (A.P.; Sieron y Siebe, 2008). Estas erupciones se desarrollaron a través de varias fases eruptivas con la emisión de flujos de lava, caída de ceniza, emisión de proyectiles balísticos y producción de flujos y oleadas piroclásticas de distribución y volúmenes variables. También se han reconocido en la geología del volcán depósitos de flujos de escombros (lahares) sin- y post-eruptivos y derrumbes.

Además, en el graben Tepic-Zacoalco, la estructura tectónica regional donde se ubica el Ceboruco, se reconocen, junto al edificio volcánico principal, al menos 28 volcanes de tipo monogenético, emplazados durante los últimos 100,000 años, alineados principalmente sobre fallas inferidas de dirección WNW-ESE que cruzan el volcán.

Actualmente, viven más de 55,000 personas en el radio de 10 km del volcán y 82,612 personas en el radio de 20 km (INEGI, censo 2010). Varias poblaciones están ubicadas sobre los depósitos de erupciones pasadas y podrían resultar afectadas por una futura erupción. Los impactos de una erupción como la Pliniana Jala (1060 ± 55 años A.P.), podría afectar de forma severa infraestructura estratégica para el país. En el área de afectación del volcán Ceboruco, en un radio de 40 km de su cráter, se encuentran las presas Ing. Leonardo Rodríguez Alcaine (El Cajón) e Ing. Alfredo Elías Ayub (La Yesca), dos de las más importantes de México, con una producción de 750 MW en cada una de ellas, que proveen el 15% de la energía eléctrica a nivel nacional y el 100% a los estados de Nayarit y Jalisco, junto a la presa de Aguamilpa Solidaridad, 60 km aguas debajo de la presa El Cajón. Por otra parte, en las cercanías del volcán transcurre el sector Tepic-Mazatlán de la red troncal de transmisión (400 MW). Cabe mencionar, además, que otras infraestructuras de la región (red vial, sistemas de salud y educativo, entre otras) podrían resultar afectadas por los impactos de una futura erupción. Aunque esta infraestructura no está bajo el resguardo directo de la Comisión Federal de Electricidad, es de vital importancia para su operación, así como para las comunidades en el entorno de sus instalaciones.

Aunque en años recientes se han realizado algunos esfuerzos para el monitoreo de este edificio volcánico, tanto por parte de la Universidad de Guadalajara (Rodríguez *et al.*, 2013) como por parte del CENAPRED, no existe para el volcán una red de monitoreo estable y permanente. La vigilancia

volcánica continua proporcionaría información de gran valor para mejorar el conocimiento, todavía limitado, sobre las líneas base de actividad en este volcán y permitiría la detección de cambios significativos relacionados con una futura reactivación de este sistema volcánico. Por otra parte, a pesar de la abundante información sobre la estratigrafía e historia eruptiva reciente del volcán Ceboruco (Nelson, 1980; Nelson, 1986; Gardner y Tait, 2000; Sieron y Siebe, 2008; Sieron, 2009) no existía para el volcán un mapa de peligros volcánicos.

El proyecto “Evaluación del peligro volcánico del volcán Ceboruco (Nayarit), con énfasis en su posible impacto sobre la infraestructura de la Comisión Federal de Electricidad”, financiado por la Comisión Federal de Electricidad, tuvo como objetivo evaluar la peligrosidad del volcán Ceboruco, considerando los diferentes fenómenos volcánicos que pueden producirse durante una erupción futura. Durante el desarrollo del proyecto se abordó la realización de estudios geológicos de detalle para reconocer el rango completo de erupciones de este volcán desde su construcción y caracterizar sus estilos de actividad más frecuentes, estimar la recurrencia de erupciones en el tiempo y definir escenarios de peligro volcánico futuro, para finalmente, construir los mapas de peligros por fenómenos volcánicos y el mapa de peligros volcánicos general.

La importancia del mapa de peligros volcánicos radica en que muestra la zonificación del peligro volcánico de acuerdo con la magnitud y frecuencia de los diversos fenómenos volcánicos destructivos que pueden presentarse, y señala las áreas que con mayor probabilidad podrían ser afectadas por una futura erupción. El mapa constituye la base para determinar los principales factores de peligro y los impactos posibles sobre la población e infraestructura asentada en el área de influencia del volcán, o de aquella que se planea instalar y para realizar posteriores análisis de vulnerabilidad, exposición y riesgo.

El mapa de peligros volcánicos del volcán Ceboruco fue elaborado usando un Sistema de Información Geográfico (SIG) para editar los diferentes mapas de peligros producto de las actividades de simulación de diferentes fenómenos volcánicos. Desde el SIG se exportaron las diferentes capas de información útiles para la evaluación de peligros volcánicos en formatos compatibles con el Atlas Nacional de Riesgos del Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC, SEGOB). La presente memoria técnica detalla la historia eruptiva conocida del volcán Ceboruco y con base en ella se definen los escenarios de peligro volcánico que podrían presentarse con la actividad presente y futura del volcán, clasificada en tres diferentes rangos de magnitud. Para cada escenario se explican los factores de peligro de cada uno de los fenómenos volcánicos en los que puede desarrollarse la actividad eruptiva y se detallan los parámetros y metodologías utilizadas para reproducir estos fenómenos a través de simulaciones con *software* especializado. Finalmente, se describen las posibles áreas de afectación de cada uno de los fenómenos volcánicos que se han considerado y plasmado en el Mapa de Peligros del Volcán Ceboruco.

I. El volcán Ceboruco y su entorno

El volcán Ceboruco (Figura 1) se localiza en el sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano, en el interior del graben Tepic-Zacoalco, en las coordenadas 21.75° latitud N y 104.30° longitud W. El Ceboruco se encuentra en el sector central de la alineación de estratovolcanes presente en este graben, entre los volcanes de San Juan, Sangangüey y el Complejo San Pedro al oeste y el volcán Tequila y la Caldera La Primavera al este (Figura 2).

El Ceboruco es un estratovolcán compuesto, de forma cónica truncada, con dos cráteres concéntricos de 3.7 y 1.5 km de diámetro en su cima, alcanzando una elevación de 2,280 metros sobre el nivel del mar (msnm). El edificio volcánico está constituido por la superposición de flujos de lava y depósitos

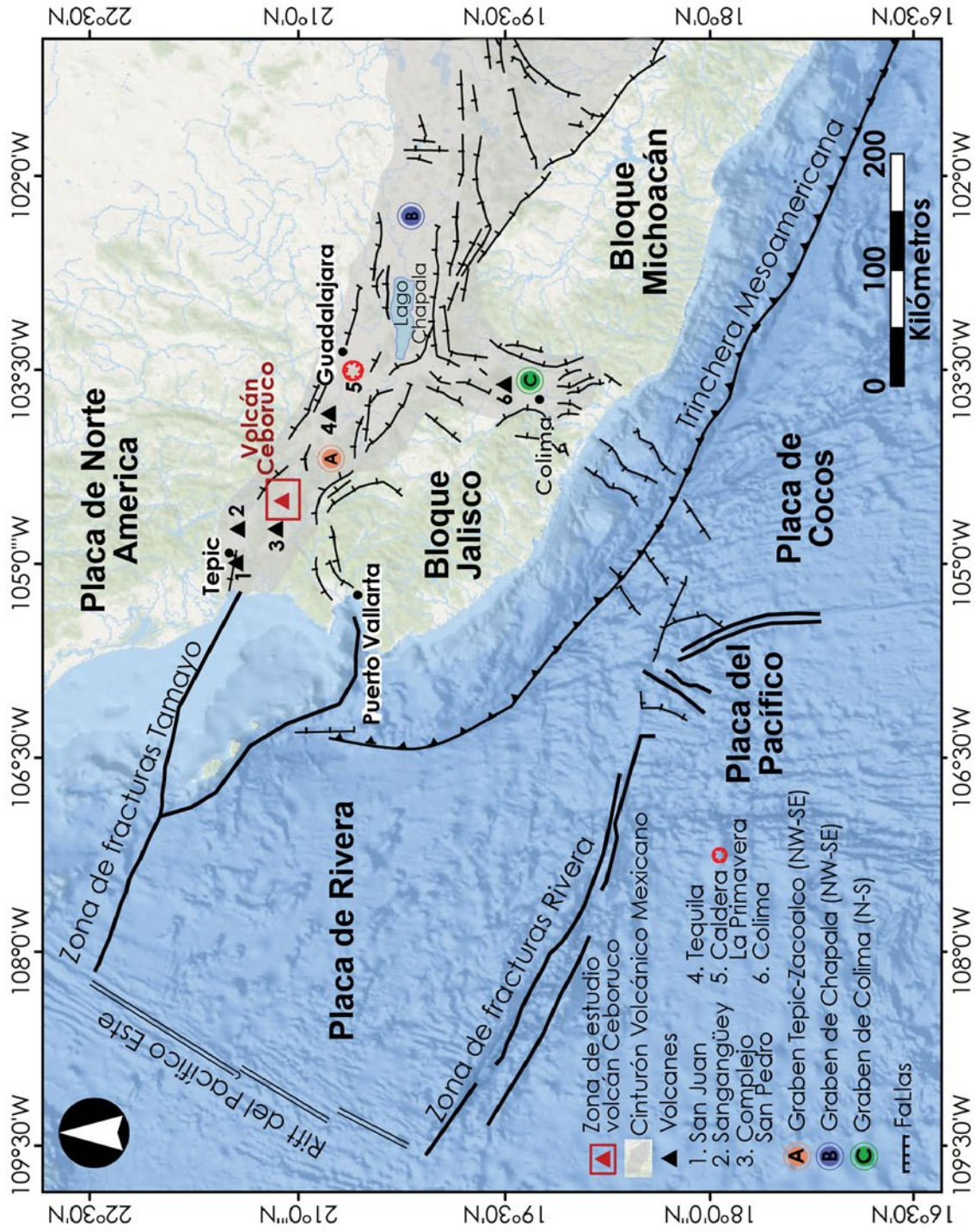


► **Figura 1.** Vista del volcán Ceboruco desde el S, sobre la vía férrea que corta el flujo de lava Ceboruco (Fotografía de Katrin Sieron, 2014).

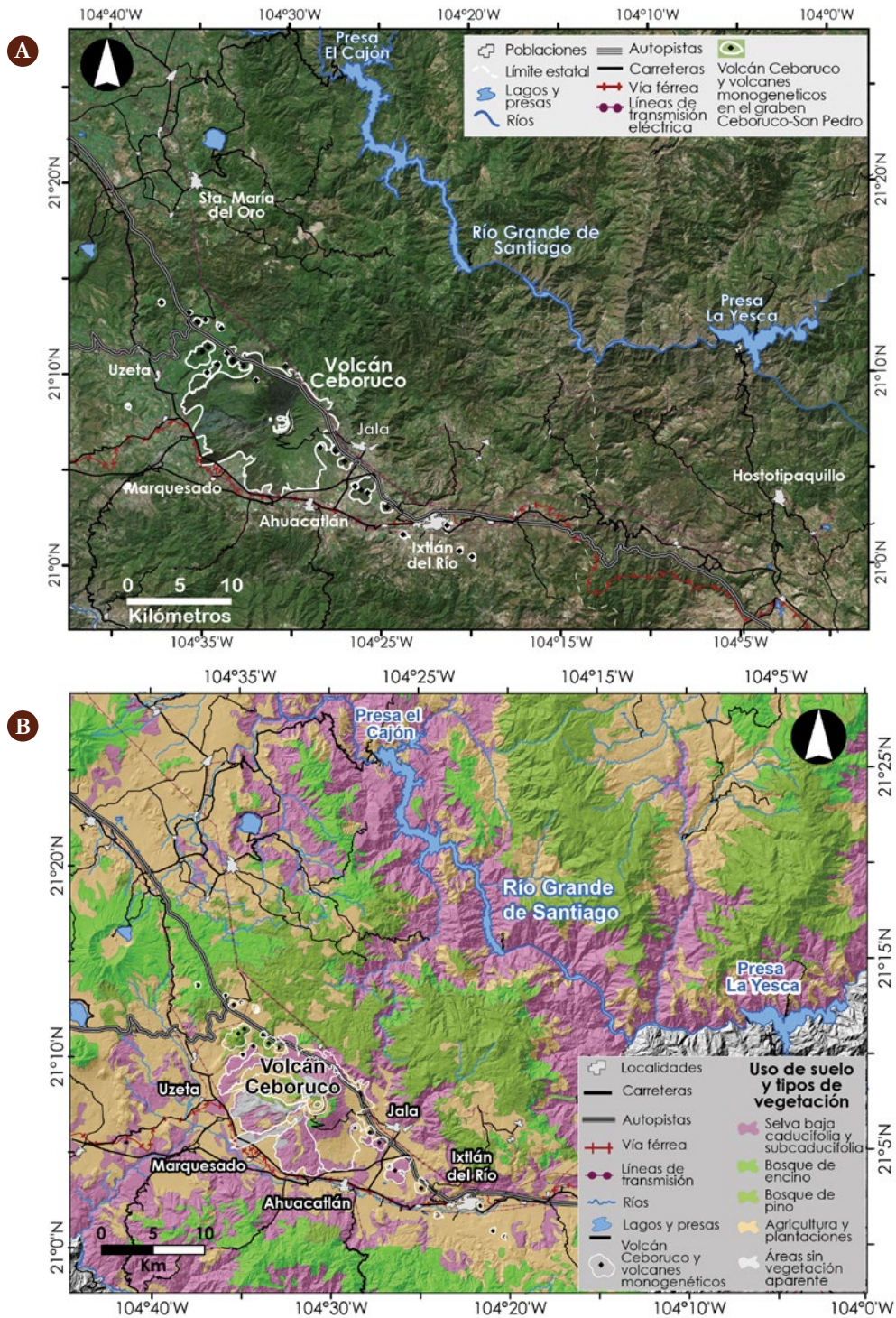
piroclásticos de composición principalmente andesítica, pero también dacítica. En sus flancos y a lo largo del graben Tepic-Zacoalco, se encuentran además 28 edificios volcánicos monogénéticos (cada uno de ellos asociado a una sola erupción) de diferente tipología (conos de escoria, cráteres de explosión y domos de lava) y estilo de erupción asociada (efusivo y altamente explosivo).

Ubicado al suroriente del estado de Nayarit (Figura 3), los sectores sur y este del edificio volcánico forman parte del municipio de Ahuacatlán (15,229 personas) y los sectores norte y oeste del municipio de Jala (17,698 habitantes). Sus depósitos piroclásticos se encuentran también en las planicies aledañas de los municipios vecinos de Santa María del Oro (22,412 habitantes) al noroeste, San Pedro Lagunillas (7,510 habitantes) al oeste y suroeste y de Ixtlán del Río (27,273 habitantes), la ciudad más grande de esta parte del estado (INEGI, 2010), que se encuentra 20 km al este del volcán. Varias poblaciones de estos municipios se localizan a distancias menores a los 10 km del cráter del volcán Ceboruco, entre ellas Ahuacatlán, Jala-Jomulco y Uzeta.

En el área en torno al volcán Ceboruco, la actividad agrícola y pecuaria es predominante, pero también es importante la actividad forestal en plantaciones (Figura 3B; INEGI, 2009a, b,c,d,e). En el interior del graben son predominantes las áreas de cultivos y pastizal (40%), mientras que los



► **Figura 2.** Ubicación del volcán Ceboruco en el sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (modificado de Sieron y Siebe, 2008).



► **Figura 3.** A) Imagen satelital del volcán Ceboruco en el interior del graben Ceboruco-San Pedro y los relieves colindantes, al N y NE, de la Sierra Madre Occidental por donde transurre el río Grande de Santiago y B) Uso de suelo e infraestructura vial y eléctrica de los municipios en el área de influencia del volcán Ceboruco.

relieves de la Sierra Madre Occidental y de la Sierra El Guamúchil del Bloque Jalisco corresponden principalmente a bosques bajos y matorrales: Selva baja caducifolia y subcaducifolia (30%), bosques de pino (19%) y a bosques de encino (9%).

En el área de influencia del volcán Ceboruco existe infraestructura vial, de comunicaciones y eléctrica relevante para el estado de Nayarit. La autopista Guadalajara-Tepic y el nuevo libramiento hacia Puerto Vallarta transcurren al N y NW del edificio volcánico, mientras que la carretera estatal Ixtlán-Tepic y la vía férrea discurren al S del volcán. Con relación a la infraestructura eléctrica, el sector Tepic-Mazatlán de la red troncal de transmisión (400 MW) está instalado siguiendo el trazado de la autopista. Por otra parte, en un radio de 40 km del volcán, se encuentran las presas El Cajón y La Yesca, con una producción de 750 MW en cada una de ellas (Figura 3A y B).

1. Marco geodinámico y estructural

La subducción de las placas tectónicas de Cocos y de Rivera bajo la placa Norteamericana es el principal proceso responsable de la formación del Cinturón Volcánico Mexicano que se extiende desde las costas del Pacífico hasta el Golfo de México. El sector occidental del cinturón volcánico, donde se ubica el volcán Ceboruco, está influenciado principalmente por la subducción de la placa de Rivera, que de acuerdo con DeMets y Stein (1990) subduce actualmente con una tasa de 2 cm/año cerca de Manzanillo (Figura 2). Los volcanes en este sector se localizan en el interior del graben Tepic-Zacoalco, de dirección NW-SE, que, junto al Graben de Chapala, de orientación E-W, y el Graben de Colima, con dirección N-S, forman un punto triple en las inmediaciones de Guadalajara (Figura 2).

El graben Tepic-Zacoalco, que separa la Sierra Madre Occidental del Bloque Jalisco en este sector del país (Figura 4), es una estructura regional extensional y forma parte de un sistema amplio de grabens, semi-grabens y fallas (Luhr *et al.*, 1985; Allan, 1986; Nieto-Obregón *et al.*, 1992; Rosas-Elguera *et al.*, 1996; Ferrari *et al.*, 1994; 2000; 2003). Existen dos hipótesis sobre el origen y apertura de esta estructura: la primera establece que el graben Tepic-Zacoalco es la manifestación de un sistema de rift, que está marcando el inicio de una separación futura del Bloque Jalisco del resto de México, similar a la separación de la península de Baja California (Luhr *et al.*, 1985; Allan, 1986; Nieto-Obregón *et al.*, 1992). Los argumentos que favorecen esta hipótesis incluyen la identificación de cizallamiento dextral y la existencia de volcanismo alcalino. El segundo postulado asocia las estructuras observadas en superficie como respuesta de la placa superior al esfuerzo tectónico acumulado, resultado de la subducción oblicua de la placa Rivera en reacción a un cambio del movimiento de las placas adyacentes del Pacífico y Cocos (Ferrari *et al.*, 1994; DeMets y Traylen, 2000), así como a una tasa de convergencia menor con relación a otras zonas de México y un ángulo de subducción más inclinado (Rosas-Elguera *et al.*, 1996).

Específicamente, el volcán Ceboruco está situado en el graben asimétrico o semi-graben Ceboruco-San Pedro, de dirección NW-SE, una de las subestructuras que forman la depresión de gran escala Tepic-Zacoalco. El límite NE del semi-graben Ceboruco está marcado por una falla normal de dirección NW-SE, responsable del escarpe que separa la base del graben de los relieves de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2002). Otra falla, más o menos paralela al límite NE de este semi-

graben, se infiere por el alineamiento de conos de escoria y domos de lava en el interior del graben cruzando el edificio volcánico del Ceboruco. El límite SW del graben Ceboruco está marcado por una elevación sucesiva del Bloque Jalisco, que conforma la Sierra El Guamúchil, sin que existan evidencias claras de otra falla (Figura 4). Al SE, hacia la zona de Ixtlán del Río, el semi-graben es delimitado por una falla de dirección NNE-SSW.

En el interior del graben Ceboruco-San Pedro existe otra familia de fallas, de dirección NE-SW, subordinadas a las fallas principales que lo delimitan y que se infieren principalmente por la morfología de los escarpes en el interior del edificio del volcán Ceboruco (Figura 4).

2. Marco geológico

La región alrededor del volcán Ceboruco está caracterizada por tres dominios geológicos de gran escala e importancia regional: la Sierra Madre Occidental al NE, el Bloque Jalisco al SW, separados por el sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (Figuras 2 y 4).

La Sierra Madre Occidental es una plataforma volcánica de un grosor de más de 1,000 m, que se compone de ignimbritas y riolitas terciarias, formadas durante varias etapas de actividad volcánica, junto con desplazamientos tectónicos mayores que ocurrieron entre 38 y 18 millones de años (Ma), dando lugar a la emisión masiva de ignimbritas, proceso denominado “ignimbrite flare up” (McDowell et al., 1990; Aguirre Díaz y Labarthe-Hernández, 2003). En el extremo suroccidental del área del Ceboruco afloran las ignimbritas más jóvenes de la Sierra Madre Occidental, de ~20 Ma (Ferrari et al., 2000), cerca de Ixtlán del Río (Figura 4). En otros lugares se encuentran cubiertas de secuencias silíceas, denominadas riolitas e ignimbritas Jala, así como de rocas basalto-andesíticas más jóvenes (basaltos y andesitas Ixtlán y Buenavista), que muestran un rango de edades entre 4.7 y 3.8 Ma (Ferrari et al., 2000; 2003; Figura 4).

El Bloque Jalisco está constituido de secuencias volcánicas y sedimentarias con intrusiones plutónicas del Cretácico Tardío, denominadas en su conjunto Batolito Vallarta (Schaaf et al., 1995), cuyos afloramientos más importantes se encuentran en la costa del Pacífico, cerca de Puerto Vallarta y Punta Mita (Figura 2). Estas rocas plutónicas muy probablemente también forman parte del basamento debajo del área del Ceboruco, ya que se han encontrado xenolitos graníticos y granodioríticos en depósitos de conos de escoria en el graben Ceboruco-San Pedro. En la zona del volcán Ceboruco, el Bloque Jalisco está representado por el alto topográfico de la Sierra El Guamúchil (Figura 4), al suroeste de la depresión del graben Tepic-Zacoalco. Esta sierra se compone principalmente de riolitas e ignimbritas, así como de dacitas y andesitas en menor cantidad, fechadas en 65 Ma (Ferrari et al., 2003).

Con relación al Cinturón Volcánico Mexicano, Venegas (1995) y Ferrari et al. (1999) describen la historia geológica del área del volcán Ceboruco a partir de núcleos de perforación de la exploración geotérmica llevada a cabo a finales de los años 80's, ~3 km al S del cráter del Ceboruco, por la Comisión Federal de Electricidad. Con base en esta información y a través de estudios geológicos de detalle sobre el volcanismo más reciente en la zona del volcán Ceboruco, Sieron y Siebe (2008) y Sieron (2009) sintetizan la historia geológica del área (Figura 5), desde los primeros episodios de volcanismo hasta la actividad eruptiva más reciente.

El origen del Graben Tepic-Zacoalco se relaciona con la evolución del límite norte del Bloque Jalisco durante el Terciario Temprano (Ferrari *et al.*, 2003). Los productos de la primera actividad volcánica relacionada a la extensión del graben, son un paquete de flujos de lavas andesíticos y basálticos, que sobreyacen inmediatamente las rocas del Bloque Jalisco, con un rango de edades entre 114 a 52 Ma (Ferrari *et al.*, 1999 y referencias citadas en este artículo).

Está establecido, según el mismo autor, que este límite tectónico se reactivó nuevamente durante la apertura del Golfo de México, en el Mioceno Medio-Tardío, lo cual fue acompañado por movimientos de cizalla (Ferrari *et al.*, 1994; 2000; 2002; 2003). Desde entonces, diferentes etapas de movimientos extensionales en dirección NE configuraron la forma actual del graben (Ferrari *et al.*, 2003) y estuvieron acompañadas por al menos tres diferentes fases de volcanismo, con composiciones cambiantes de los magmas involucrados.

La primera fase, caracterizada por volcanismo máfico, corresponde a la etapa principal de apertura del Golfo, entre 11 y 8 Ma; la segunda fase con menor actividad volcánica y con magmas más evolucionados ocurre entre 8 y 5 Ma, asociada a un periodo de reorganización de placas tectónicas, precediendo el nacimiento de la placa Rivera y acompañado por una tasa de subducción menor y finalmente una tercera fase de volcanismo máfico y alcalino desde los 5 Ma.

Ferrari *et al.* (1999) indican que el graben Tepic-Zacoalco, la estructura regional que limita el Bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental, sigue un patrón de zig-zag debajo de los volcanes del sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano: San Juan, Sangangüey, Tepetiltic, Complejo San Pedro, Ceboruco y Tequila, de acuerdo con las observaciones de varios núcleos de perforaciones realizados para exploración geotérmica. Concretamente, el volcán Ceboruco, junto al Complejo San Pedro y al pequeño estratovolcán Tepetiltic se encuentran en el graben Ceboruco-San Pedro, una subestructura del graben regional. Ferrari y Rosas Elguera (2000) y Ferrari *et al.* (2003) argumentan que la estructura del graben Ceboruco-San Pedro es compleja y consiste en realidad de tres partes: Al W el graben Compostela, en la parte central la depresión San Pedro y al E el graben asimétrico del Ceboruco.

La apertura del graben Ceboruco-San Pedro se produce en varias etapas y podría haber iniciado mucho antes del Plioceno, como lo indica la existencia en una perforación al S del volcán Ceboruco, de flujos de lava de composición basáltica-andesítica masivos (1,800 m) fechados con el método potasio-argón ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$) en 8.5 Ma (Ferrari *et al.*, 2000; 2003). Este paquete de lavas se puede correlacionar con lavas de la misma edad que forman mesetas en otras partes del graben Tepic-Zacoalco (p. Ej. cerca de Tepic; Ferrari *et al.*, 2003). Esta primera etapa de extensión del graben engloba de los 8.5 Ma a los 5 Ma (Ferrari *et al.*, 2003).

Una segunda fase de volcanismo relacionado a la extensión en el graben Ceboruco-San Pedro ocurrió en el Plioceno Tardío produciendo la serie de basaltos y andesitas Ixtlán-Buenavista, fechadas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 3.8 Ma (Richter *et al.*, 1995; Ferrari *et al.*, 2003), las cuales cubren las fallas al NE, pero sin ser afectadas por su movimiento (Figuras 4 y 5).

También en el Plioceno Tardío y hasta el Pleistoceno Medio fueron emplazados varios conos de escoria y domos silíceos, junto con varios flujos de lava basálticos y andesíticos de espesor considerable, a lo largo de las fallas al S del graben Ceboruco-San Pedro (Ferrari *et al.*, 2003). Este grupo de volcanes

había sido denominado “Cadena de volcanes del Sur” (Petrone *et al.*, 2001). Uno de estos edificios volcánicos monogenéticos en las cercanías de Cerro Alto (al S de San Juan Escutia) se fechó en 2.53 Ma (Petrone *et al.*, 2001). Además, Frey *et al.* (2004) fecharon el domo dacítico Las Higueras en 600,000 años, marcando así el límite más reciente de actividad en la Cadena Volcánica Sur.

Durante todo el Pleistoceno se forma el Complejo San Pedro-Cerro Grande, en el centro del graben Ceboruco-San Pedro, el cual consiste de varios domos de composiciones andesíticas a riolíticas, que se construyeron en tres períodos de actividad (Ferrari *et al.*, 2003): el primero entre 1.6 y 1.4 Ma; el segundo entre 820 y 440 miles de años (ka), durante el cual ocurre el colapso de caldera de San Pedro, fechado en 610 ka, y el tercer periodo, entre 280,000 y 30 ka años, con la emisión de lavas en el interior y a lo largo del borde de la caldera. También, dentro del Graben Ceboruco-San Pedro se encuentra el pequeño estratovolcán andesítico-dacítico Tepetiltic (Ferrari *et al.*, 2003). Después de la fase de construcción del cono principal del volcán Tepetiltic, que inicia en torno a 480 ka (Petrone *et al.*, 2001), se produce una erupción pliniana que dio lugar a una caldera de 2x3 km de diámetro, dentro de la cual se emplazaron posteriormente dos domos riolíticos. Por otra parte, al SW del Complejo San Pedro, el borde de su caldera queda cubierto por varios flujos máficos con edades alrededor de 220 ka, emitidos de una estructura similar a un escudo denominado “Amado Nervo” (Ferrari *et al.*, 2003).

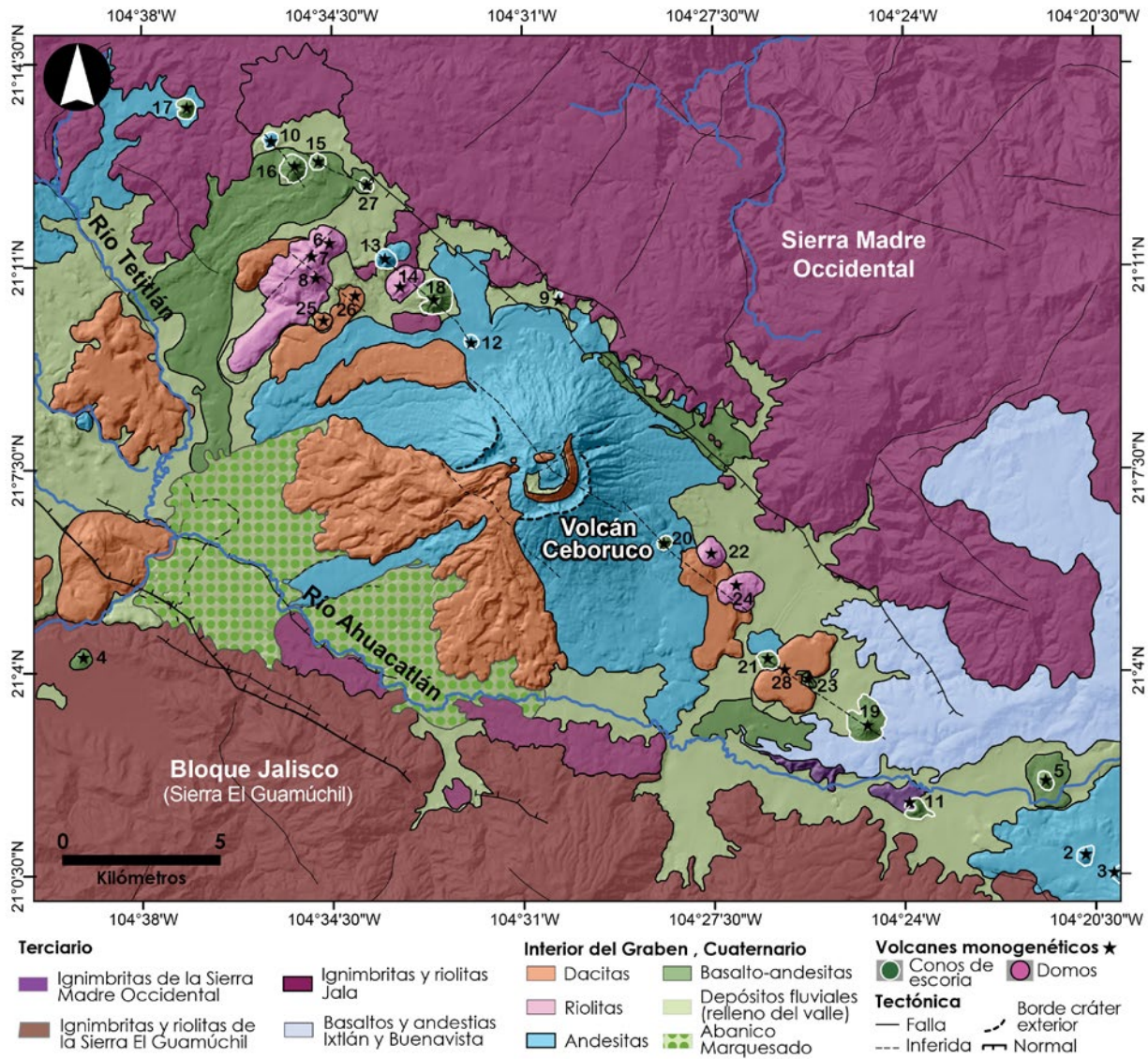
Ya en el Pleistoceno Medio-Tardío se forman una serie de volcanes monogenéticos (domos y conos de escoria), denominados “Cadena Volcánica del Norte”, alineados a lo largo de casi 30 km de un sistema de fallas normales con patrón WNW, que pasa por las cimas de los volcanes Ceboruco y Tepetiltic (Ferrari *et al.*, 2003). Estos volcanes tienen edades entre 521,000 años y el presente, y muestran composiciones afines a volcanismo desde intra-placa a calcoalcalino (Petrone *et al.*, 2001). Los 28 volcanes monogenéticos en las cercanías del volcán Ceboruco son los más jóvenes, y en su mayoría presentan edades desde los 100,000 años hasta los 2,000 años A.P.

La construcción del volcán Ceboruco inició en el Pleistoceno Tardío (Figura 5), aunque se desconoce la fecha exacta de su inicio, debido a la falta de fechamientos de las lavas más antiguas emitidas por el volcán (Ferrari *et al.*, 1997; Ferrari *et al.*, 2003). La edad más antigua del edificio volcánico es de alrededor de 370,000 años (Ferrari *et al.*, 1997), obtenida mediante el método de fechamiento $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$.

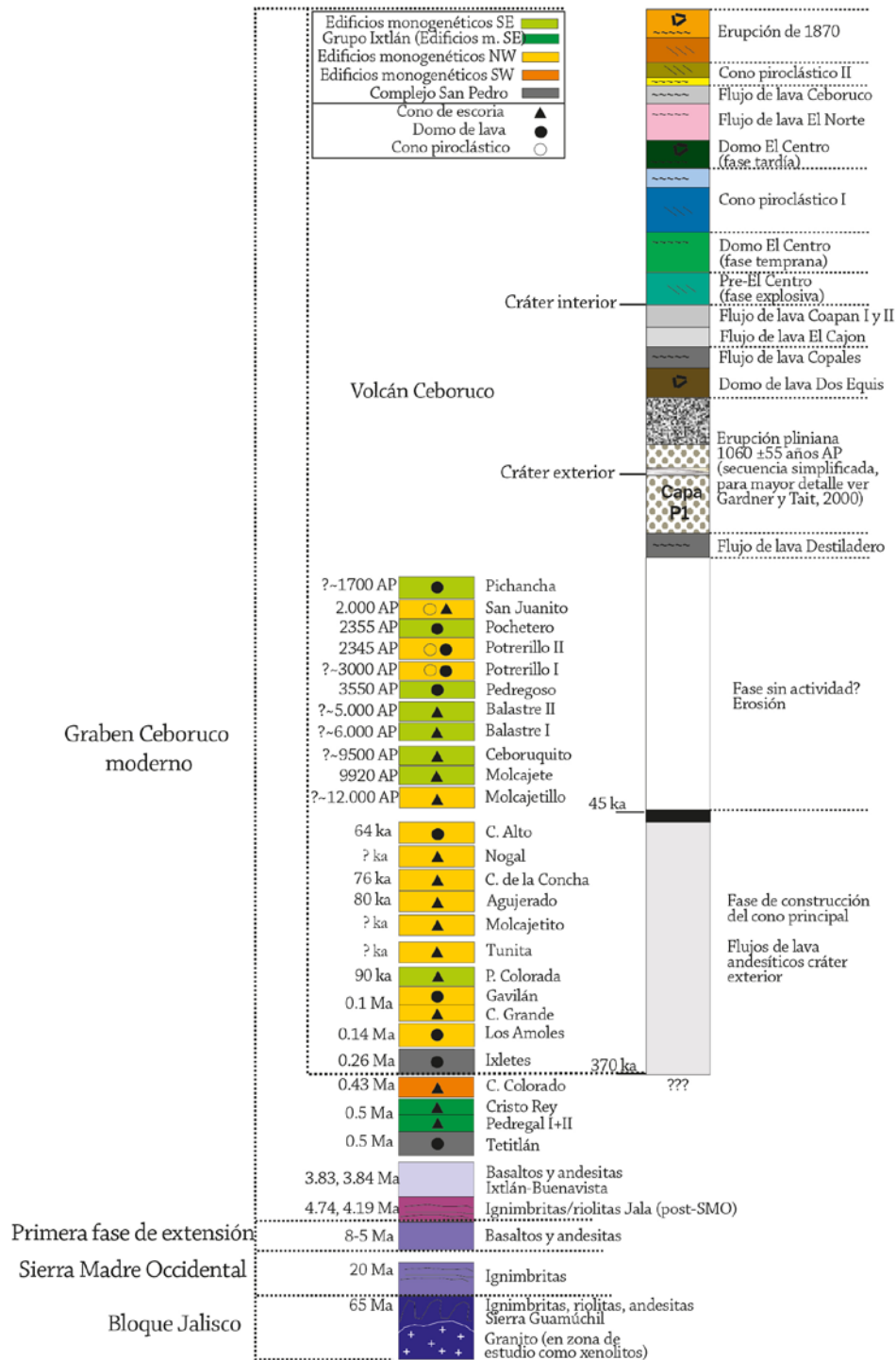
Se han establecido dos etapas principales de actividad para el Ceboruco (Figuras 5 y 6). La primera corresponde a la construcción del edificio principal a partir de erupciones efusivas de composición andesítica. Después de un periodo prolongado de inactividad volcánica, el Ceboruco reinició su actividad alrededor de los 1,000 años A.P, con una segunda etapa de erupciones caracterizadas por una gran variabilidad de estilos y composición de los productos emitidos. Se tiene registro de al menos 8 erupciones en esta etapa, la última de las cuales ocurrió en época histórica, en 1870.

En los últimos 150 años el volcán Ceboruco no ha presentado actividad eruptiva, pero sí actividad fumarólica en el cráter y actividad sísmica de forma permanente. La actividad sísmica ha sido estudiada por investigadores de la Universidad de Guadalajara (Sánchez *et al.*, 2009; Rodríguez *et al.*, 2013) y el CENAPRED ha realizado, desde la última década, trabajos anuales de monitoreo hidrogeoquímico y visual.

La historia eruptiva detallada del volcán Ceboruco se describe a continuación.



► **Figura 4.** Mapa geológico y tectónico del área de estudio mostrando las secuencias Terciarias y Cuaternarias en el entorno del volcán Ceboruco (modificado de Sieron y Siebe, 2008).



► **Figura 5.** Columna estratigráfica sintética con las unidades geológicas en el graben Ceboruco-San Pedro y con los edificios volcánicos presentes en la zona (Sieron, 2009). Los fechamientos están indicados en años antes del presente (AP), miles de años (ka) y millones de años (Ma). Las fuentes de los datos de fechamientos son de Ferrari *et al.* (1997; 2003); Frey *et al.* (2004) y Sieron y Siebe (2008), (modificado de Sieron y Siebe, 2008).



3. Geomorfología e hidrología

La geomorfología en el área del volcán Ceboruco está dominada por la configuración tectónica del graben Ceboruco-San Pedro y por la dureza y resistencia variables de los diferentes materiales que conforman las tres unidades geológicas en la zona. El área de estudio se encuentra dentro del valle Ixtlán-Ahuacatlán, cuyas aguas drenan hacia el SW a través del río Ahuacatlán, afluente del río Ameca, que fluye hacia el Pacífico. El valle Ixtlán-Ahuacatlán colinda al N con el valle del Río Grande de Santiago, cuya cuenca incluye la mayor parte de los relieves de la Sierra Madre Occidental al N del volcán Ceboruco (Figura 3).

La base del graben es una planicie inclinada de N a S y de E a W, con alturas que varían desde los 1,050-1,100 msnm en el sector oriental (zonas de Ixtlán del Río y Jala) hasta los 750 msnm en su sector occidental, en la salida del río Ahuacatlán (Figura 6). Estas planicies están surcadas por numerosas elevaciones, la principal la del volcán Ceboruco (2,280 msnm), pero también por numerosos edificios volcánicos monogenéticos (Figura 6a), así como por el apilamiento de los productos efusivos de estos volcanes. De esta forma, al NNE del volcán Ceboruco, el terreno constituye un alto dentro del graben con alturas superiores a los 1,300 msnm (Figura 6b).

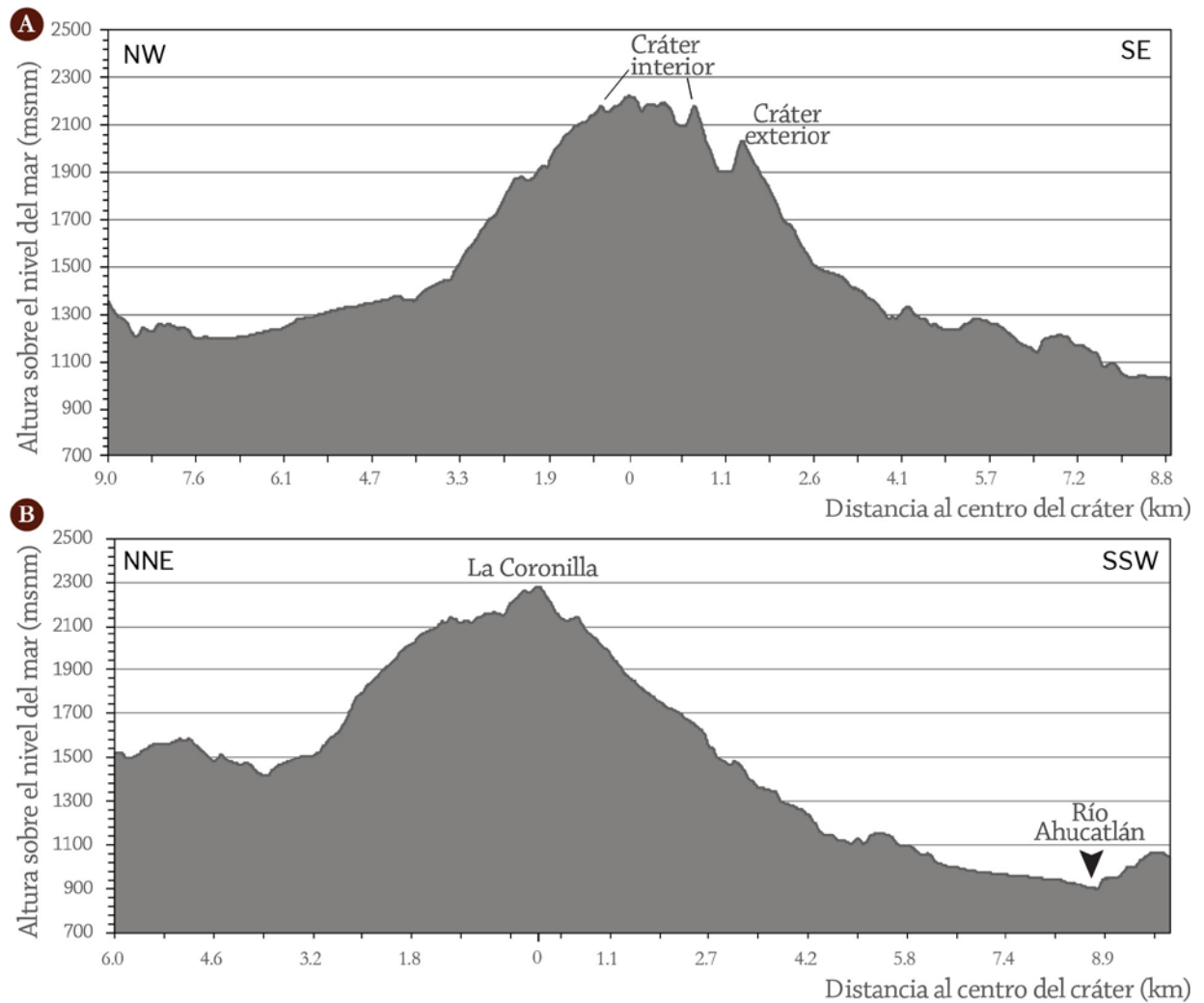
El escarpe NNE del graben que pone en contacto su base con los relieves más pronunciados de la Sierra Madre Occidental, tiene un desnivel de 300-400 m. Los relieves de la Sierra Madre Occidental, intensamente fallados y erosionados, tienen alturas entre 1,600 y 1,850 msnm cercanos al borde del graben, y en el parteaguas con el valle del Río Grande de Santiago alcanzan elevaciones de hasta 2,500 msnm. El borde SSW del graben, en contacto con el Bloque Jalisco, incrementa progresivamente de altura hasta los 1,860 msnm en la Sierra El Guamúchil.

El Ceboruco, de forma cónica truncada, alcanza su máxima altura en el cráter interior con 2,280 msnm en el punto denominado La Coronilla (Figura 6b). El relieve del volcán es mayor y más quebrado en sus laderas orientales y surorientales, correspondientes a los remanentes del edificio volcánico antiguo, con un desnivel de 1,160 m; mientras que en sus laderas noroccidentales el relieve es tan solo de 850 m en promedio. Las laderas del edificio volcánico antiguo están intensamente erosionadas, surcadas por numerosas quebradas y barrancas, mientras que la morfología del resto de laderas del volcán está configurada por el apilamiento de las lavas más recientes, las cuales son en su mayoría de tipo malpaís.

Todas las quebradas que nacen en las laderas del volcán Ceboruco, cualquiera que sea la orientación de sus laderas, drenan hacia el río Ahuacatlán y en su mayoría no son permanentes. El río Ahuacatlán transcurre por el borde SSE del graben Ceboruco-San Pedro y fluye en dirección SW.

El parteaguas de la cuenca Ixtlán-Ahuacatlán con la del río Grande de Santiago se encuentra 14 km al N del volcán y 18 km al NE. El río Grande de Santiago nace en Ocotlán, en la ribera oriental del Lago de Chapala y tiene una longitud de 562 km hasta su desembocadura en el océano Pacífico, cerca de San Blas (Nayarit), donde forma un delta.

La cuenca del río Grande de Santiago tiene una extensión de 76,416 km² y es considerada la segunda en importancia en el Pacífico mexicano. La parte de la cuenca que podría recibir los impactos de una futura erupción en el interior del graben Ceboruco-San Pedro, engloba aproximadamente 60 km del curso del río, principalmente entre las presas La Yesca y El Cajón, donde los relieves son acusados y con altas pendientes. Sin embargo, debe considerarse la posibilidad que estos efectos pudieran trasladarse también aguas abajo hasta la presa de Aguamilpa al N de Tepic.



► **Figura 6.** Relieve del volcán Ceboruco y del interior del graben Ceboruco-San Pedro: A) Perfil NW-SE, donde se observa la menor altitud de la base del graben en este último sector y B) perfil NNE-SSW, en el que puede observarse la diferencia de altitud entre el sector N y S del volcán Ceboruco; el sector entre el edificio volcánico y el borde del graben al NNE representa un alto por el apilamiento de lavas del volcán y de diversos volcanes monogenéticos en esta zona.



4. Climatología

Tomando como base la clasificación de zonas climáticas de Köppen-Geiger de 2006 (García, 1998), en el estado de Nayarit se presentan dos tipos de climas principalmente: el templado subhúmedo y el cálido subhúmedo (Figura 7A). Este último es el que predomina, en más del 90% de la superficie del estado, aunque concretamente la zona del volcán Ceboruco se ubica en una región del primero de estos dominios.

El clima templado subhúmedo se caracteriza por lluvias moderadas, con 1,100 mm de precipitación promedio anual y un rango de temperaturas con una variación importante, que oscilan de los 12°C a los 35°C en el estado de Nayarit. Las precipitaciones se concentran normalmente en los meses de la temporada de lluvias, de junio a octubre.

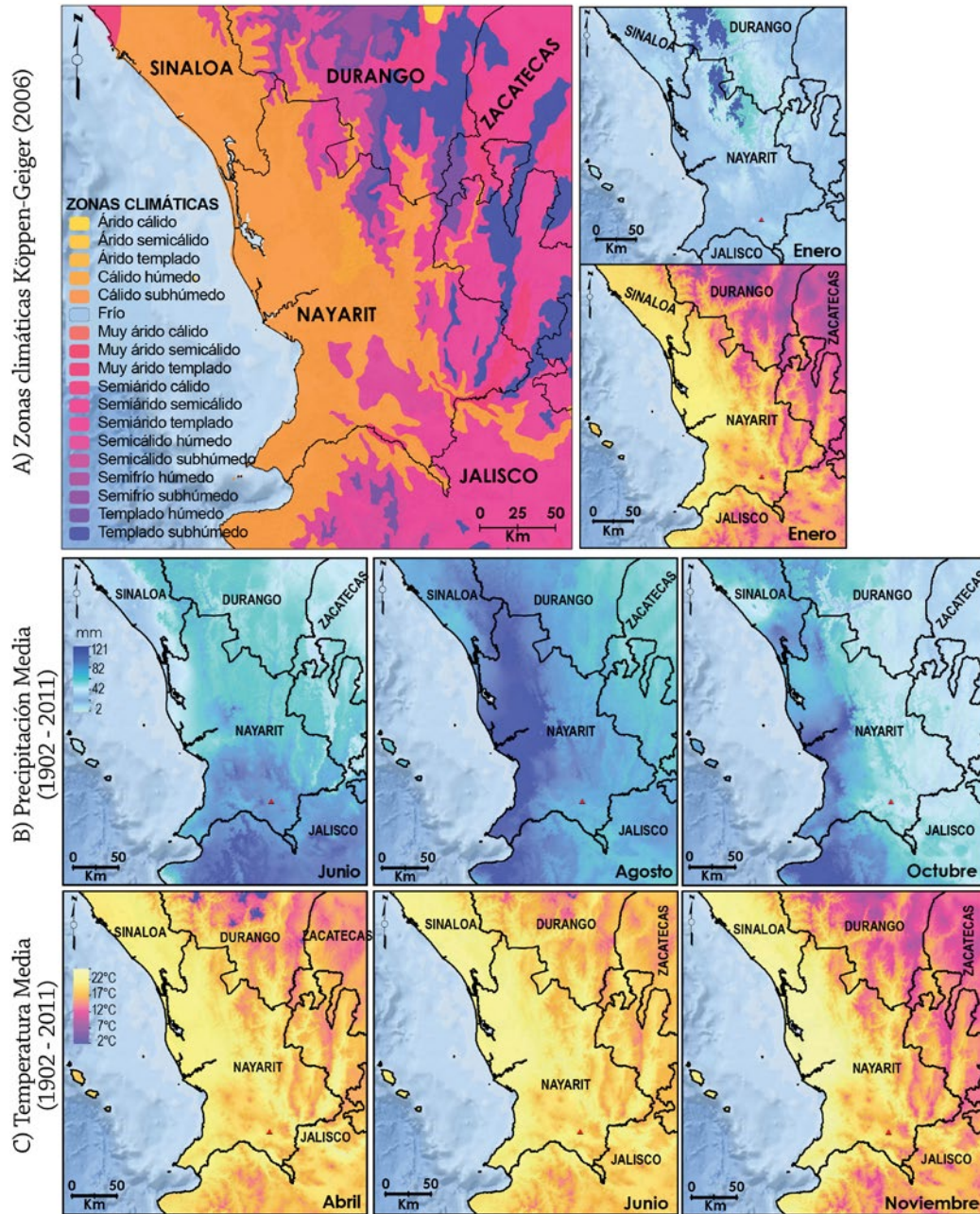
Analizando los datos de precipitación media desde 1902 a 2011 del Atlas Climático de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNIATMOS, 2017), puede comprobarse como durante la época seca (noviembre a mayo) la precipitación en la zona del Ceboruco se encuentra por debajo de 50 mm mensuales e incluso en algunos meses es menor a los 20 mm. Sólo en el N del estado de Nayarit la precipitación alcanza los 100 mm durante los meses de noviembre a enero, mientras que de febrero a mayo las precipitaciones son muy escasas, ya que son los meses más secos en todo el estado (Figura 7B).

Durante la temporada de lluvias (Figura 7B), que inicia en junio, los valores de la precipitación media mensual en la zona del volcán Ceboruco ascienden a 150-200 mm (localmente hasta 250 mm), por lo que representa la zona con más precipitación en todo Nayarit. El mes de julio es el de mayor precipitación registrada en el Ceboruco a lo largo del año, con 250 a 300 mm, mientras que en el centro de Nayarit se registran valores de precipitación hasta de 700 mm. Los valores de precipitación de agosto en la zona del volcán son similares a los de junio, entre 150 y 250 mm, mientras que de nuevo en el centro de Nayarit los valores son mayores con 700 mm. En septiembre se registran de 100 a 200 mm cerca del volcán, mientras en la costa y el centro de Nayarit son hasta de 600 mm. En octubre las precipitaciones descienden considerablemente y oscilan entre 50 y 100 mm.

Con relación a las temperaturas (Figura 7C), también según datos promedio del Atlas Climático de la UNAM (1902 hasta 2011; UNIATMOS, 2017), las medias anuales en el estado de Nayarit oscilan entre 10-15°C en las zonas más altas de la Sierra Madre Occidental, hasta 20 y 30°C en la costa. Localmente, en el volcán Ceboruco las temperaturas medias mensuales oscilan entre 10 y 20°C; junio es el mes más cálido. Durante los meses de enero y febrero la temperatura en la zona del Ceboruco varía entre 15 y 20°C, mientras que en marzo y abril las temperaturas ascienden a 20-25°C en las zonas bajas del volcán, aunque en las partes altas continúan registrándose temperaturas de 15 a 20°C.

En mayo, los valles adyacentes al volcán presentan temperaturas entre los 20 y 30°C. En junio las zonas con temperaturas de 25 a 30°C al SW del Ceboruco se extienden y generalmente es el mes más caliente del año. Durante los meses de julio a septiembre, después del inicio de la temporada de lluvias, las zonas más cálidas al sur del volcán reducen un poco su área, pero el rango de temperaturas registra máximas de 20°C en la cima del volcán y de 30°C en los valles. Esta situación varía ligeramente en octubre, durante el cual desaparece la zona de temperaturas más cálidas en los valles al sur del volcán,

con máximas de 25°C. En noviembre y diciembre las zonas donde se presentan temperaturas medias de 15 a 20°C se expanden, incluyendo la cima del volcán, y se reducen las zonas con temperaturas más cálidas de hasta 25°C.



► **Figura 7.** A) Zonas climáticas en el estado de Nayarit (clasificación Köppen-Geiger, 2006; fuente: García, 1998); B) Variaciones de precipitación en el estado de Nayarit: meses de enero, junio, agosto y octubre y C) temperaturas medias mensuales para los meses de enero, abril, junio y noviembre. Los datos fueron obtenidos del Atlas Climático de la UNAM (UNIATMOS, 2017).

II. Historia eruptiva del volcán Ceboruco

El volcán Ceboruco inició su construcción en el Cuaternario Tardío (Figura 5) y su historia se ha dividido en dos etapas, separadas por un periodo prolongado de inactividad: la primera etapa predominantemente efusiva es responsable de la formación del cono principal, y la segunda, correspondiente a los últimos 1,000 años aproximadamente, se desarrolló a través de diversas erupciones, algunas de ellas explosivas de gran magnitud e intensidad, responsables de la geomorfología actual del cráter y del cono volcánico y de los depósitos piroclásticos distribuidos en toda el área de influencia del volcán (Tabla 1).

En la historia eruptiva del volcán Ceboruco se ha identificado la preponderancia de la actividad efusiva, tanto en la construcción del edificio volcánico, como durante los últimos 1,000 años, donde se ha producido la emisión de 7 flujos de lava de diferente composición. Sin embargo, la actividad eruptiva del volcán Ceboruco se ha caracterizado por presentar una gran variabilidad de estilos eruptivos a lo largo de su formación, y por desarrollar una gran diversidad de procesos volcánicos en el transcurso de sus erupciones.

5. Construcción del edificio principal

La construcción del volcán Ceboruco inició probablemente durante el Pleistoceno Medio-Tardío, con el apilamiento de lavas de composición andesítica, emitidas predominantemente de forma efusiva (Figura 8A). Los análisis disponibles de estas lavas, realizados por diversos autores, muestran una composición en el rango de 57.90 a 60.30% en peso de SiO_2 , de 17.30 a 18.1% en peso de Al_2O_3 y de 5.70 a 5.96% en peso de álcalis (Nelson, 1980; Sieron, 2009; Petrone, 2010).

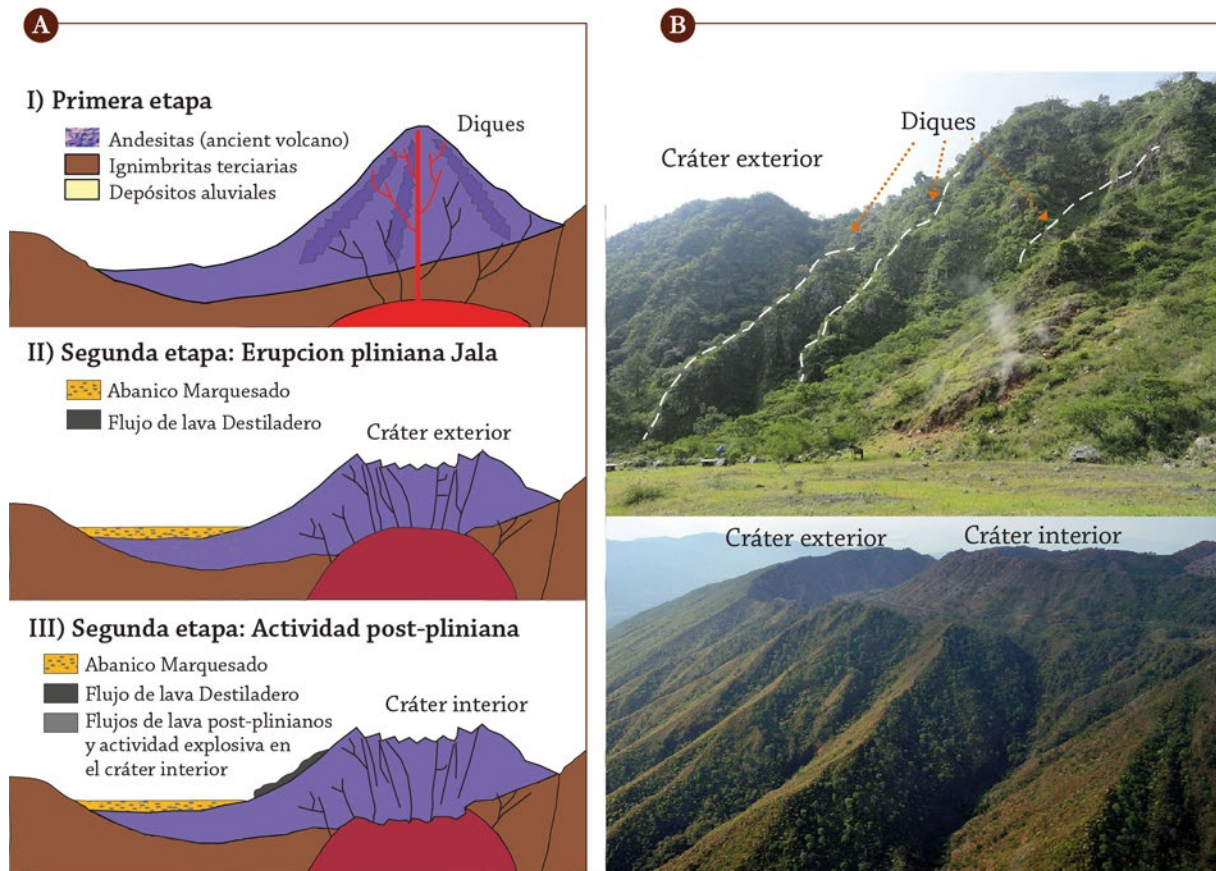
No se conoce con exactitud la edad del inicio de la construcción del cono volcánico, ya que las lavas más antiguas no afloran en superficie. La edad más antigua conocida del volcán es de 370 ± 2 ka (Ferrari *et al.*, 1997), obtenida de las lavas en la base del cráter exterior, por el método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$. El espesor limitado de las lavas del Ceboruco, observado en el pozo de exploración geotérmica perforado por CFE en los años ochenta, parece indicar que el inicio de la construcción del volcán ocurrió no mucho tiempo antes de esa edad y se prolongó por varios miles de años, hasta los 45 ± 8 ka (Frey *et al.*, 2004) (Figura 5), como indica el fechamiento obtenido por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un dique que se encuentra expuesto en las laderas internas del cráter exterior del volcán Ceboruco. Este dique atraviesa varios flujos de lava ahí presentes (Figura 8B), por lo que representa la estructura más joven de esta primera etapa de construcción.

No se han encontrado depósitos piroclásticos asociados con esta primera etapa de actividad, en ninguno de los valles alrededor del volcán Ceboruco; lo que sustenta la ausencia de erupciones explosivas violentas durante la construcción del cono principal.

En esta primera etapa de actividad, denominada también etapa pre-Jala, el volcán pudo haber alcanzado una altura de 2,700 msnm, suponiendo una forma cónica (Figura 8A), con un volumen

total de 60 km³ (Nelson, 1980; 1986). Posteriormente, Frey *et al.* (2004) calcularon de forma más precisa el volumen del edificio actual del Ceboruco en 47 km³, a partir de ortofotos de alta resolución y considerando un nivel de base inclinado.

Sieron (2009) estimó el volumen de roca faltante entre el edificio actual y el edificio antiguo, para dos posibles formas de este último. Para un volcán con cima plana se calculó el volumen de un cilindro con un diámetro de 3.7 km (diámetro del cráter exterior) y una profundidad de 250 m (Nelson, 1980), obteniendo un valor de 2.7 km³ de volumen faltante. En el caso de un volcán antiguo con forma cónica se sumó el volumen del mismo cilindro con el volumen de un cono con base de 3.7 km y una altura de 500 m (suponiendo un edificio con una altura original de 2700 m; Nelson, 1980); así, el volumen total faltante es de 4.5 km³ (2.7 km³ corresponden al cilindro y 1.8 km³ al cono).



► **Figura 8.** A) Esquema de las etapas de construcción del volcán Ceboruco (basado en Nelson, 1986 y modificado de Sieron, 2009). B) Ladera interior oriental del cráter exterior del volcán Ceboruco: El apilamiento de las lavas del volcán antiguo está cortado por el emplazamiento de diques andesíticos, uno de los cuales fue fechado en 45,000 años (Frey *et al.*, 2004), la edad más joven para el edificio volcánico antiguo. C) Vista aérea, desde el NE, de la cima del volcán Ceboruco con el borde del cráter exterior en primer término, anidando el cráter interior, producto del drenaje lateral, deflación y colapso del domo Dos Equis, emplazado con posterioridad a la erupción pliniana Jala (Nelson, 1980), (modificado de Sieron, 2009; fotografías de Katrin Sieron).

Tabla 1. Resumen del historial eruptivo conocido del volcán Ceboruco (fases de actividad, erupciones, estilos eruptivos y procesos volcánicos)

Etapa	Fase	Actividad volcán Ceboruco	Fecha o periodo	Productos	Composición	Alcance (km)	Volumen de magma (km ³)		
2ª ACTIVIDAD ACTIVIDAD	Post-plimiana	Erupción histórica VEI=3	1870-75 d.C.	Caída de cenizas	Traqui-andesita	~30 (al N y E)	0.01-0.1		
				Bloques balísticos	no encontrados	no aplica	no aplica		
				Flujos piroclásticos	no encontrados (bajo el flujo de lava de 1870)	~2-5 km	<0.0005		
				Flujo de lava	Traqui-dacita	7.7	1.14		
		Lahares y erosión							
		Actividad freatomagmática y efusiva en el interior del cráter del Ceboruco.	De 945-1022 d.C (1060±55 años A. P.) a 1870 d.C.	Caídas de ceniza y piroclastos. Flujos de bloques y cenizas. Bloques balísticos. Flujos de lava y domos de lava	Andesita a dacita	0.5-5 km?			
		Actividad efusiva: Flujos N (con probables fases explosivas asociadas)	Todos los flujos de lava post-plinianos entre 1,060-858 años A.P.	Flujo de lava (El Norte)	Traqui-andesita	4.2	0.36		
				Flujo de lava (Coapan II)	Traqui-andesita	12.4	0.31		
		Actividad efusiva: Flujos S (con probables fases explosivas asociadas)	1000-1142 d.C.)	Flujo de lava (Coapan I)	Andesita basáltica	6.8	0.08		
				Flujo de lava (Cajón)	Traqui-andesita	5	0.07		
	Construcción del domo Dos Equis (y destrucción con la apertura del cráter interior)		Flujo de lava (Ceboruco)	Traqui-andesita	7.8	0.16			
			Flujo de lava (Copales)	Traqui-dacita	7.03	2.11			
	Lavas domo	Dacita	< 1 km	1.3 (antes de su destrucción)					
	Erupción pliniana Jala	Erupción VEI=6; volumen=3-4 km ³ (DRE); área mínima afectada= 560 Km ² Apertura del cráter exterior del volcán	1060±55 A. P. (945-1022 d.C.)	Caída de pomez y ceniza (al NE)	Riodacita y dacita	>30 km	2.7-3.4 (riodacita) + 0.2-0.3 (dacita)		
				Bloques balísticos	?	4.5 km			
Flujos y oleadas piroclásticas (N y S)				Riodacita y dacita	>20 km (N) y >10 km (S)	0.09-0.12 (riodacita) + 0.04-0.05 (dacita)			
Lahares sin y post-eruptivos				Heterolitológico	> 10 km (S)				
	Flujo de lava Destiladero	1088-1060 años A.P. (912-1505 d.C.)	Flujo de lava	Traqui-dacita	7.54	0.42			
ETAPA DE INACTIVIDAD DEL EDIFICIO PRINCIPAL			Miles de años	Vulcanismo monogenético en el interior del graben					
1ª ETAPA DE ACTIVIDAD	Volcán antiguo	Diques que cortan la parte superior del edificio antiguo (hoy visibles en las paredes interiores del cráter exterior)	45 ±8 ka (Frey et al., 2004)		Andesita				
		Lavas del edificio principal Ceboruco	0.37 ±0.2 Ma (Ferrari et al.,1997)	Flujos de lava	Andesita	8 km	~45-47 (dependiendo de la forma del edificio previo a la erupción Jala)		

Edades: Ma (millones de años); ka (miles de años); A.P. (antes del presente); d.C. (después de Cristo)

En conclusión, Sieron (2009) propone que se emitió un volumen de 45 a 47 km³ de lavas andesíticas durante la primera fase de construcción del volcán, antes de la erupción pliniana Jala. Este valor se obtuvo de restar ~5 km³ correspondiente a los flujos de lava más recientes (post-plinianos) al volumen de 47 km³ del edificio actual, calculado por Frey *et al.* (2004) y sumando 2.7 km³ de roca faltante, suponiendo un edificio antiguo con cima plana, o 4.5 km³ de materiales faltantes suponiendo un edificio antiguo con forma cónica.

Gardner y Tait (2000) y Browne y Gardner (2004) consideran que este volumen faltante mayoritariamente se perdió por subsidencia, y otra parte menor fue incorporado como material lítico en los depósitos de caída de la erupción pliniana Jala.

6. Etapa de inactividad del volcán Ceboruco y actividad volcánica monogenética en el interior del graben

La primera etapa de construcción del Ceboruco fue seguida por un periodo de inactividad en el edificio volcánico principal que pudo haberse prolongado por miles de años, hasta su reactivación poco antes de 1,000 años A.P. (Figura 5 y Tabla 1). Esta etapa de inactividad es evidenciada por la morfología de las laderas de las partes antiguas del edificio volcánico, intensamente erosionadas y surcadas por barrancas y valles (erosión en gullies), que no han sido cubiertas por flujos de lava posteriores. En otras zonas del volcán y en las áreas colindantes, la ausencia de datos estratigráficos y geocronológicos para este período de tiempo (de casi 45,000 años), dada la reciente actividad volcánica que ha cubierto mucho del registro estratigráfico más antiguo, no permite reconocer actividad eruptiva, aunque no puede descartarse su ocurrencia.

De forma contemporánea a la última parte de la construcción del edificio volcánico antiguo del Ceboruco, a partir de 500,000 años, pero principalmente durante el periodo de inactividad que lo siguió, la actividad volcánica se traslada al interior del graben Ceboruco-San Pedro con la construcción de al menos 28 volcanes monogenéticos (Tabla 2, Figuras 4 y 9A y B), de los cuales 23 tienen edades que oscilan entre ~100,000 y <2,000 años (Frey *et al.*, 2004; Sieron y Siebe, 2008 y Sieron, 2009).

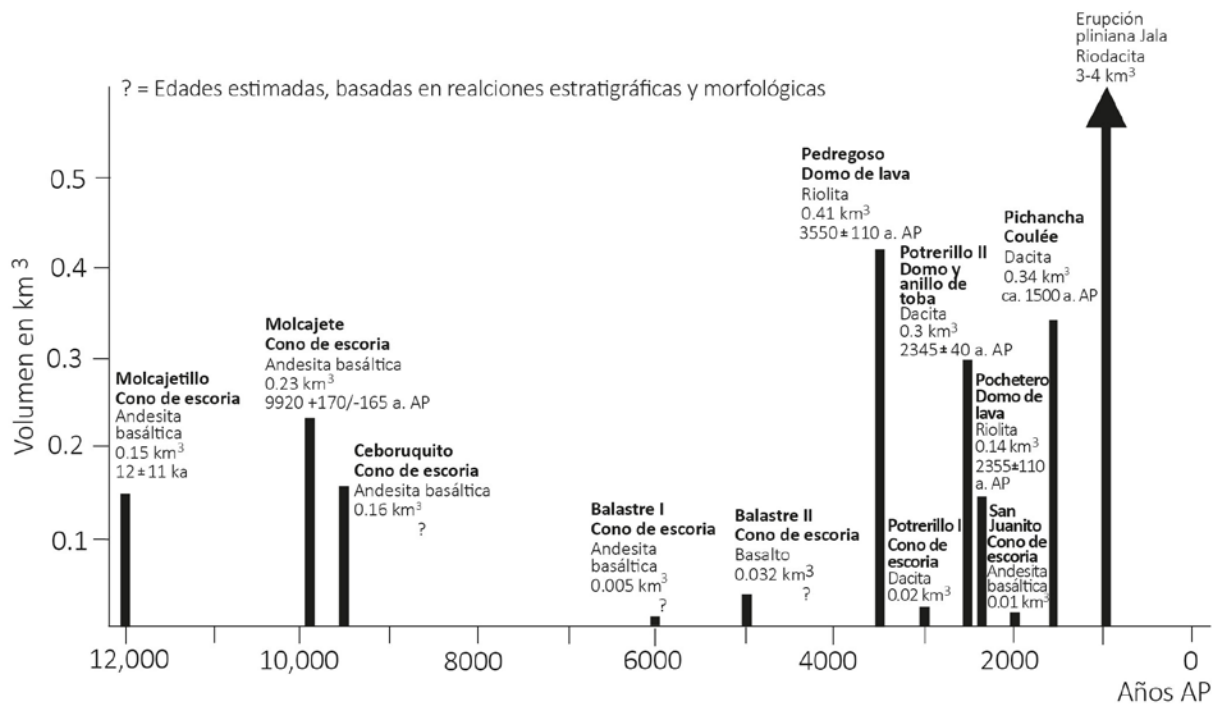
La mayoría de estos edificios volcánicos se encuentran alineados en dirección NW-SE a lo largo de fallas que se inducen de su posición, paralelas al borde norte del graben (Figuras 4 y 9).

En la parte final de este periodo de inactividad, ya en el Holoceno, se tiene conocimiento de la construcción de al menos 11 edificios volcánicos monogenéticos en el interior del graben Ceboruco-San Pedro, entre los 12,000 y los 2,000 años (Tabla 2, figuras 5 y 10; Sieron y Siebe, 2008; Sieron, 2009), de los cuales siete son conos de escoria de composición basáltico-andesítica y cuatro son domos silíceos, precedidos por fases explosivas, que se emplazan de forma aislada o como un complejo de domos.

Normalmente, la construcción de conos de escoria está asociada a actividad de tipo estromboliano de explosividad baja a moderada, con fases exclusivamente magmáticas. La construcción de domos se caracteriza por una fase explosiva inicial, pero con predominancia de fases efusivas de explosividad moderada durante la construcción de la estructura.



► **Figura 9.** A) Alineación de volcanes monogenéticos al WNW del volcán Ceboruco, vista desde la cima del volcán, con el volcán Sangangüey y el Complejo San Pedro en segundo plano. B) Vista de los volcanes monogenéticos Molcajetillo, Peña Colorada y Pedregal II, al E-SE del volcán Ceboruco que aparece en segundo plano (Fotografías de Katrin Sieron, 2004).



► **Figura 10.** Secuencia y edades obtenidas de fechamientos por el método de radiocarbono (^{14}C) de los volcanes monogenéticos en el graben Ceboruco-San Pedro, emplazados entre los 12,000 y 1,500 años A.P. (Sieron y Siebe, 2008; Sieron, 2009).

Tabla 2. Volcanes monogenéticos (conos de escena, domos y crateres de explosión) en el interior del graben Ceboruco-San Pedro

#	Nombre	UTM x	UTMy	Edad (miles de años) (excepto donde se indica diferente)	Tipo de roca	Composición SiO ₂ (% en peso)	Diametro basal del cono (m)	Altura del cono (m)	Diametro cráter (m)	Dirección max. del diámetro basal	Área cubierta por lava (km ²)	Espesor promedio (m)	Longitud max. flujo de lava (km)	Volumen cono (km ³)	Volumen total (km ³)
1	La Artajica	570334	2321436	521 ±15							22.3				1.8
2	Pedralgal I	568019	2323749	n.d.	Andesita	57.90	640	80	205	NW-SE	-	-	-	0.01	0.01
3	Pedralgal II	569214	2323221	n.d.	Andesita	57.30	680	120	170	NW-SE	-	-	-	0.02	0.02
4	Cerro Colorado	536130	2329977	430 ±0.17	Basalto	52.00	445	60	182.5	NW-SE	-	-	-	0.009	0.009
5	Cristo Rey	566819	2326220	403 ±15	Andesita basáltica	56.78	665	100	200	NW-SE	1.88	50	-	0.01	0.1
6	C. Grande N	544005	2343272	111 ±22	Dacita	67.9					1.44	120	1.44		
7	C. Grande M	543443	2342848		Riolita	70.33					3.26	100	3.26		
8	C. Grande S	543568	2342155		Riolita	n.d.					-	-	-		
9	El Nogal	551351	2341451	n.d.			215?	80	?	?	-	-	-	0.003	0.003
10	Gavilán	542144	2346539	108 ±22	Andesita	58.17	665	80	190	NNE-SSW	0.9	80	1.7	0.02	0.09
11	Peña Colorada	562605	2325351	85 ±19	Andesita basáltica	54.09	690	100	270	NW-SE	-	-	-	0.02	0.02
12	Molcajete	548551	2340086	n.d.	Andesita	57.18	410	80	245	-	-	-	-	0.007	0.007
13	C. de la Concha	545787	2342687	76 ±18	Andesita	59.30	750	140	285	NNE-SSW	-	-	-	0.05	0.05
14	Cerro Alto	546365	2341923	63 ±7		69.82								0.14	0.14
15	La Tunita	543698	2345890	n.d.	Andesita basáltica	53.54	470	80	140	NNE-SSW	-	-	-	0.01	0.01
16	Los Amoles	542977	2345656	~57 ±50**	Andesita basáltica	52.56	865	220	295	N-S	18.84	30	13.4	0.08	0.65
17	Agüerado	539485	2347529	~34 ±7	Basalto	51.90	705	120	290	NW-SE	6.61	15	7.03	0.02	0.12
18	Molcajete	547352	2341468	12 ±0.11	Andesita basáltica	53.49	1250	240	495	NNE-SSW	-	-	-	0.15	0.15
19	Molcajete	561119	2327925	9.9 ±0.17 *	Andesita basáltica	54.00	805	240	215	NW-SE	6.74	15	7.3	0.13	0.23
20	Ceboruquito	554677	2333668	n.d.	Andesita basáltica	53.34	585	120	210	NNE-SSW	9.93	15	8.5	0.01	0.16
21	Balastre II	558012	2329967	n.d.	Andesita basáltica	55.74	705	100	315	NW-SE	0.8	15	1.9	0.02	0.032
22	Pedregoso	556159	2333296	3.55 ±0.11*	Riolita	70.81					4.27 (LF) +1.44 (Do+C)	50	4.8+1.1	0.2	0.41
23	Balastre I	559220	2329324	n.d.	Basalto	51.69	460	80	195	NW-SE	-	-	-	0.005	0.005
24	Pochetero	557053	2332318	2.355 ±0.11*	Riolita (Obsidiana)	74.14					-	-	-	0.14	0.14
25	Potreriño I	543866	2340845	>Potreriño II*	Andesita basáltica	52.32	500	80	200	NW-SE	-	-	-	0.02	0.02
26	Potreriño II	544880	2341636	2.34 ±0.40 *	Dacita	64.37					3.34	100	4.05	-	0.3
27	San Juanito	545248	2345056	2 ±31	Andesita basáltica	54.39	300	80	142.5	W-E	-	-	-	0.01	0.01
28	Pichancha Coulée	558605	2329611	> 1,060±55 a. AP y < 2,355±110 a. AP	Dacita	63.4					-	-	-	-	0.34

○ Conos de escoria ○ Domos de lava ● Conos o domos asociados a anillos de tefra (cráteres explosión)

* Fechamientos de Sieron y Siebe (2008) ** Fechamientos de Petrone et al. (2001) El resto de fechamientos de Frey et al. (2004)

LF = flujo de lava Do = domo C = coulée n.d. no determinado

Sin embargo, al menos dos de los edificios volcánicos monogenéticos, Potrerillo II y San Juanito, al NW del volcán Ceboruco (Figura 10, Tabla 2) presentan evidencias morfológicas y sedimentarias (cráteres con baja relación de aspecto, anillos de tefra de baja altitud con depósitos asociados a corrientes de densidad piroclástica diluidas), de que en las fases iniciales de su construcción tuvieron una componente freatomagmática, donde se produjo la interacción explosiva del magma con agua subterránea o superficial durante su ascenso (Sieron y Siebe, 2008 y Agustín-Flores *et al.*, sometido).

El desplazamiento de la actividad eruptiva desde el volcán central Ceboruco a volcanes monogenéticos en el interior del graben es un aspecto en el que todavía es necesario profundizar para entender la naturaleza del sistema o sistemas magmáticos involucrados y sus relaciones, así como la influencia de la actividad tectónica de la zona. Nelson (1980) comparó las lavas andesíticas de tres edificios volcánicos monogenéticos sobre el flanco SE del Ceboruco y encontró que no se parecen químicamente ni a las andesitas del edificio antiguo, ni a las andesitas de la última etapa de actividad del volcán principal. Por el contrario, Petrone (2010) sugiere que los sistemas magmáticos del volcán Ceboruco y de los volcanes monogenéticos se influyen mutuamente, produciendo en parte la gran variedad química en los productos post-plinianos del Ceboruco.

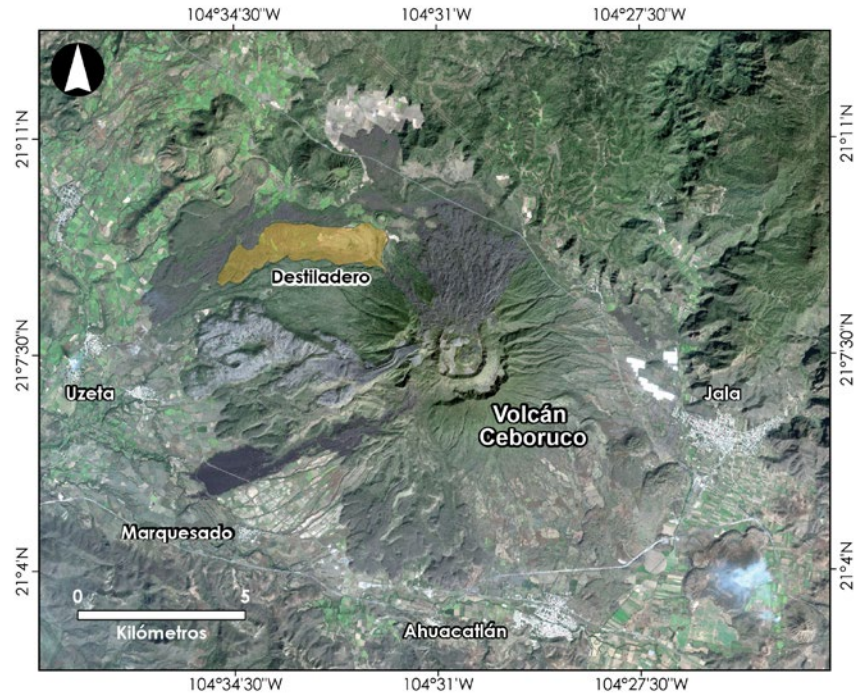
En el presente trabajo se ha establecido que el volcán central Ceboruco y el conjunto de edificios volcánicos monogenéticos son parte de dos sistemas magmáticos independientes, centrándose la evaluación de peligros volcánicos en el primero de ellos. Sin embargo, se dedica una sección de esta memoria a ampliar la información conocida sobre el volcanismo monogenético y en especial sobre los volcanes de este tipo que presentan rasgos de actividad freatomagmática, ya que estas son erupciones que conllevan peligros considerables para la población circundante (ver capítulo 14).

7. Erupción pliniana Jala (1060±55 años A.P.)

Después del prolongado periodo de inactividad, la reactivación del volcán Ceboruco inicia con la emisión del flujo de lava Destiladero (Figura 11, Tabla 1), en la ladera WNW del volcán, que subyace directamente los productos piroclásticos de la erupción pliniana Jala, por lo que se considera que su emplazamiento se produjo con anterioridad a la fecha conocida de esta erupción explosiva. El flujo Destiladero tiene un volumen de 0.42 km³ y es dacítico, lo que marca un cambio en la composición de los flujos de lava que había sido uniformemente andesítica durante la construcción del cono volcánico principal, hacia magmas más evolucionados (Sieron y Siebe, 2008).

La emisión de este flujo de lava fue seguida por la erupción explosiva más violenta conocida del volcán Ceboruco, la erupción pliniana Jala, fechada por 14C en 1060±55 años A.P. (Sieron y Siebe, 2008). Esta erupción está clasificada como de tipo pliniano con un Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés) de 6.

Los depósitos piroclásticos de esta erupción, en su mayoría depósitos de caída, devastaron un área de más de 560 km², cubriéndola con más de 50 cm de pómez y ceniza (Nelson, 1980; Gardner y Tait, 2000), que se encuentran en el cono volcánico principal sobre el flujo de lava Destiladero, en las



► **Figura 11.** Flujo de lava Destiladero, de composición traquidacítica, sobre la ladera WNW del volcán Ceboruco. Este es el único flujo observable emplazado con anterioridad a la ocurrencia de la erupción pliniana Jala (ver también figura 20). Fuente de la imagen del mapa base: Misión ERMEX, 2015.

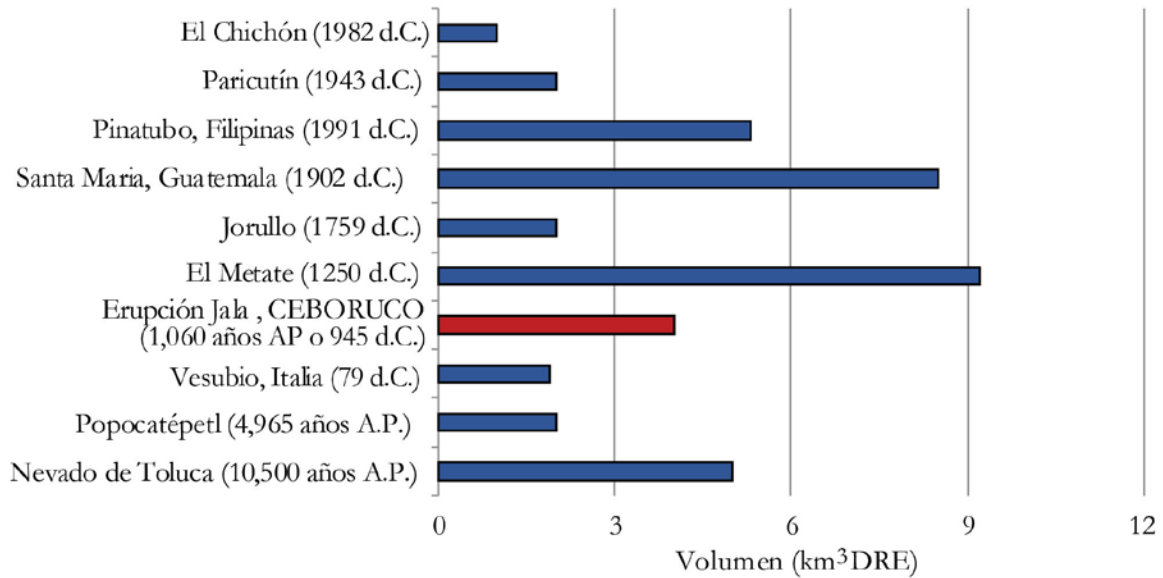
planicies al S y SW del volcán sobre las lavas del Complejo San Pedro y con los mayores espesores al N y NE sobre los relieves de la Sierra Madre Occidental, hasta la margen izquierda del río Grande de Santiago (Sieron y Siebe, 2008; este trabajo).

La erupción también produjo flujos y oleadas piroclásticas que se distribuyeron hacia el N y hacia el S con espesores de metros hasta decenas de metros y lahares sin- y post-eruptivos, observados principalmente en el valle del río Ahuacatlán y en el abanico Marquesado (Figura 4). Se atribuye a esta erupción pliniana la formación del cráter exterior del volcán Ceboruco (Figura 8B).

Nelson (1980) y más tarde Gardner y Tait (2000) determinaron un volumen de roca densa (DRE, por sus siglas en inglés) de 3-4 km³ para esta erupción, lo que la sitúa en el rango de las erupciones plinianas más voluminosas de los últimos 2,000 años (Figura 12) y como una de las más destructivas en México durante el Holoceno.

Esta erupción se desarrolló en diversas fases eruptivas, cada una de las cuales emitió depósitos piroclásticos de diferente naturaleza. La secuencia de depósitos de la erupción Jala (Figura 13) fue descrita en detalle por Gardner y Tait (2000): Incluye 6 niveles de pómez de caída, 4 de flujos piroclásticos y 3 de oleadas piroclásticas, cuyas dimensiones y características están resumidas en la Tabla 3. Estos depósitos fueron emitidos a través de columnas eruptivas que fluctuaron entre los 20 y 30 km de altura, hasta un máximo de 31 km (Gardner y Tait, 2000).

Estos mismos autores detallan que la erupción inició con una capa delgada de caída (P0), con un volumen de tefra de 0.04 km³, que se dispersó hacia el N y sólo aflora en áreas limitadas de ese sector. La altura de la columna eruptiva durante la emisión de P0 fue de menos de 10 km y debido



► **Figura 12.** Comparación del volumen (DRE) de magma involucrado en diversas erupciones plinianas durante el Holoceno, en México y el mundo (modificado de Chevrel *et al.*, 2016). Las fechas se indican en años antes del presente (A.P.) y para las erupciones de nuestra era en años después de Cristo (d.C.).

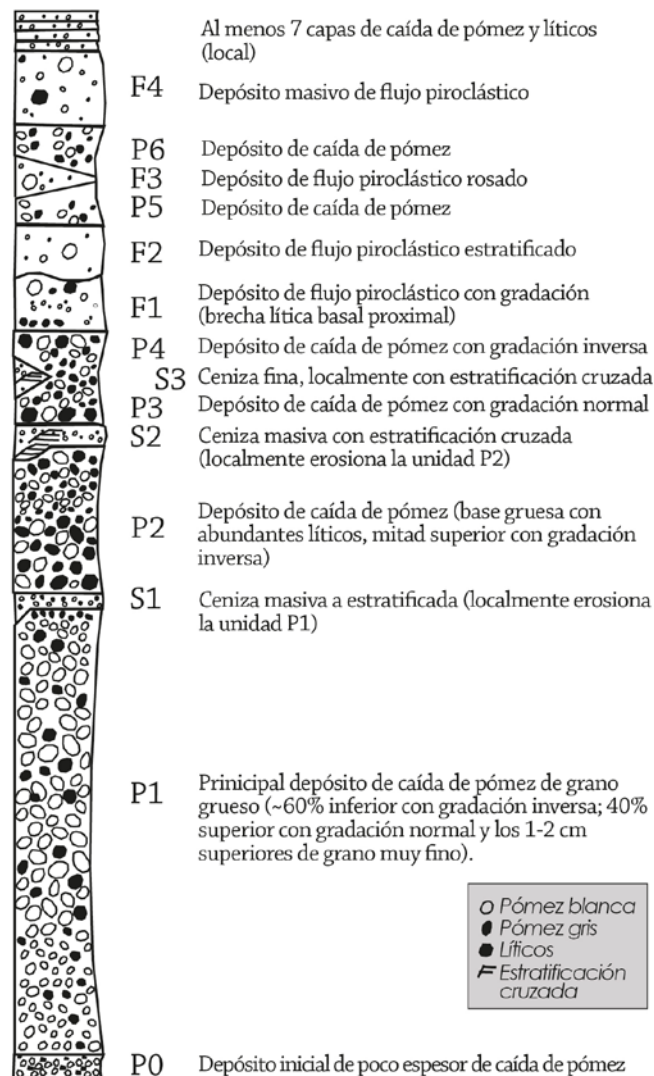
a la presencia de vientos fuertes el material piroclástico se distribuyó de manera direccionada. Una gradación incipiente en el depósito de caída sugiere una altura estable de la columna, con intensidades menores a 10^6 kg/s. En la siguiente fase eruptiva se depositó P1, la capa de caída de mayor espesor, de hasta 10 m a una distancia de 5 km de la cima y la más voluminosa, con 8-9 km³ de tefra hacia el NE (Figuras 14A y B, Tabla 3). Durante esta fase la altura de la columna eruptiva varió entre 25 y 30 km de altura y la intensidad eruptiva entre 4×10^7 y 8×10^7 kg/s.

Después de la fase principal (P1) posiblemente ocurrió un breve intervalo de calma, previo al inicio de las fases post-P1. Las fases P2 a P6 consistieron en la alternancia de depósitos de caída, de flujo piroclástico y de oleada piroclástica (Figuras 13, 14C, D y E). El volumen de magma emitido durante las fases P2 a P6 fue considerablemente menor y corresponde al 25% del total de la erupción. El final de la fase P1 marca el inicio del colapso de caldera, lo que se evidencia con la diferencia considerable en el flujo de masa y un cambio drástico en el contenido de líticos de los depósitos de caída P1 (~8%) y post-P1 (30-60%), así como también en la composición del magma (P1 = 98% riodacita y post-P1 = 60-90% riodacita).

Las isolíneas de igual tamaño de líticos construidas para la parte inferior del depósito de caída P2 permitieron estimar que la altura de columna eruptiva fue de 31 km para esta fase, aunque la gradación observada en este depósito sugiere una altura de columna decreciente, hasta ~22 km. La intensidad máxima alcanzada durante P2 fue de 1×10^8 kg/s para la unidad inferior, que decreció hasta 2×10^7 kg/s de descarga durante el depósito de las unidades superiores. Durante P3/P4 la altura de la

columna varió entre 20 y 25 km; P3 muestra una gradación normal, mientras que en el depósito de P4 se observa una gradación inversa. Las intensidades estimadas varían en el mismo rango del final de P2 (4×10^7 kg/s). En conjunto, las capas P3 y P4 tienen un volumen de 0.4-0.5 km³ de tefra (Tabla 3).

Gardner y Tait (2000) determinaron el volumen total de tefra a partir de las isopacas de cada depósito y el volumen del magma fue calculado tomando en cuenta una densidad del depósito de 900 kg/m³ y una densidad del magma de 2,500 kg/m³, además de sustraer previamente los contenidos de líticos. Los mismos autores calcularon las alturas de las columnas de cada fase eruptiva, a partir de mapas de isopleas de líticos (isolíneas del tamaño de clastos), usando el modelo de Carey y Sparks (1986). Las intensidades se estimaron usando el modelo de Sparks (1986), que utiliza las alturas de columnas estimadas, una temperatura de 850°C y un perfil de atmósfera tropical.



► **Figura 13.** Secuencia de depósitos de la erupción pliniana Jala (modificado de Gardner y Tait, 2000). La descripción de las unidades se encuentra en la Tabla 3.

Tabla 3. Características de las diferentes unidades de la secuencia piroclástica de la erupción pliniana Jala (modificado de Gardner y Tait, 2000)

Unidad de tefra	Tipo	Eje de dispersión	Volumen tefra (km ³)	Volumen de magma (km ³)	Altura de columna (km)	Intensidad (kg/s)
P0	Caída	N35°E	0.04	0.01	<10	<10 ⁶
P1	Caída	N70°E	8-9	2.5-3	30	8x10 ⁷
S1	Oleada	N y E	0.004	0.002	n.a.	-
P2 (unidad basal)	Caída	N55°E	1.1-1.3	0.2-0.3	31	1x10 ⁸
P2(unidad con gradación inversa)	Caída	N50-60°E	0.5-0.6	0.11-0.13	22	2x10 ⁷
S2	Oleada	NE y E	0.009	0.005	n.a.	-
P3/4	Caída	N45°E	0.4-0.5	0.1-0.3	20-25	1-4x10 ⁷
S3	Oleada	NE	-	-	n.a.	-
F1/F2	Flujo	NE y E	-	-	n.a.	-
P5/6	Caída	ENE	-	-	n.a.	-
F3	Flujo	NE?	-	-	n.a.	-
F4	Flujo	N-NE?	-	-	n.a.	-
Marquesado	Flujo	S y SE	0.2	0.12-0.16	n.a.	-

n.a. No aplica

En todos los depósitos de caída se encuentran dos tipos de pómez, una variante blanca con composición riodacítica y otra gris de composición dacítica (Figura 15). Del volumen total del magma de 3-4 km³ (DRE), 2.8-3.5 km³ corresponden a la parte riodacítica, mientras que un volumen considerablemente menor de 0.2-0.5 km³ corresponde a dacita. De manera desglosada de 2.7 a 3.4 km³ de riodacita y 0.2-0.3 km³ de dacita se emitió en las capas de caída P1, P2, P3/P4, mientras que en los niveles de flujos y oleadas piroclásticas se emitió un volumen de 0.09-0.12 km³ de riodacita y 0.4-0.5 km³ de dacita.

El análisis petrográfico sugiere que la pómez Jala y también el domo Dos Equis, emplazado con posterioridad a la erupción pliniana (Tabla 1), se originaron a través de la mezcla de tres miembros finales de magma (riodacita, dacita y un magma máfico). Por ello, la dacita Jala es una mezcla bimodal de riodacita con dacita con una pequeña componente máfica adicional (Chertkoff y Gardner, 2004). El proceso de la mezcla del magma dacítico y el máfico ocurrió entre los 34 y 47 días anteriores a la erupción y la mezcla subsecuente entre el magma riodacítico y dacítico ocurrió solamente 1-4 días antes de la erupción (Chertkoff y Gardner, 2004), como lo evidencian el zonamiento en los minerales de plagioclasa y de magnetita (Figura 15).

La erupción pliniana Jala es considerada una erupción de caldera de pequeño volumen, cuyo colapso ocurrió de tal manera que los fragmentos de líticos fueron expulsados de profundidades cada vez menores durante el curso de la erupción (Browne y Gardner, 2004). Pevio al colapso, al final de la fase P1, se expulsaron líticos profundos (~6 km) y del conducto, mientras que los líticos expulsados durante el colapso de caldera provinieron de profundidades intermedias (~1 km) y del conducto. El total de los líticos expulsados se incrementó de < 15% en peso antes del colapso a 90% en peso hacia el final de la erupción.

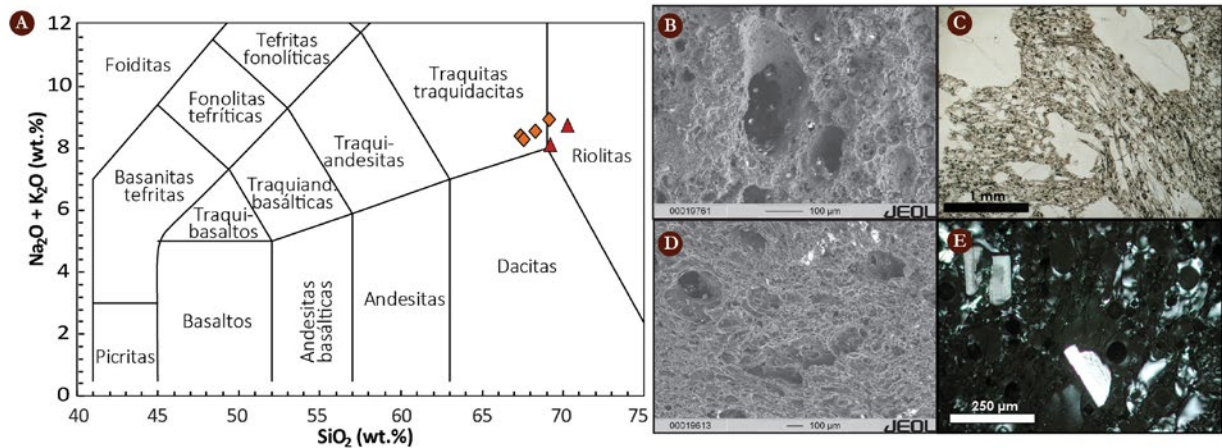


► **Figura 14.** Afloramientos de los depósitos de la erupción pliniana Jala: A) Depósito de caída de la unidad P1, S1 y P2 en un afloramiento al N del Ceboruco cerca de la autopista hacia Tepic, a 6 km del cráter. B) Depósitos de caída de la unidad P1 con un espesor de ~2 m, en un afloramiento a 16 km del cráter del volcán Ceboruco. C) Depósito del flujo piroclástico F1, en su facies distal al S del abanico Marquesado. D) Depósito de oleada piroclástica S1 mostrando laminación planar y cruzada cerca de Coapan. E) Afloramiento de la misma oleada piroclástica S1 en la gravera Copales al SW del Ceboruco y F) Sección al N del Ceboruco con capas de caída de pómez en la parte inferior y secuencias de lahares con fragmentos de pómez Jala incorporada en la parte superior (fotografías de Katrin Sieron).

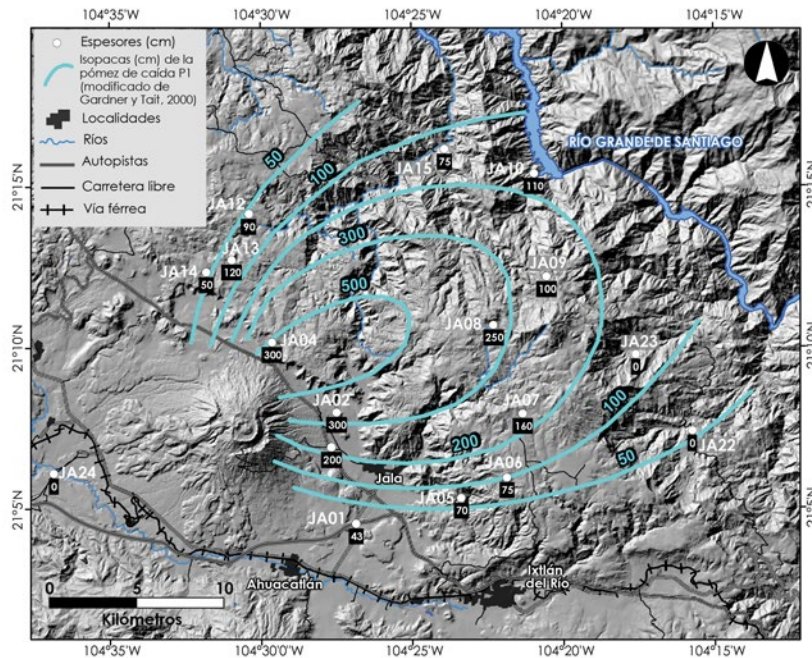
La erupción produjo depósitos de caída de lapilli de pómez y cenizas, distribuidos principalmente hacia el NE, hasta distancias de al menos 35 km (Figuras 14A y B y 16, Tabla 1). Los mayores espesores de este tipo de depósitos (10 m) se encuentran en los alrededores del pueblo de Jala, de donde la erupción recibe su nombre (Nelson, 1980). La erupción también produjo depósitos de flujos y oleadas piroclásticas (Figuras 14C, D y E), que se distribuyeron principalmente al NE y SW (Figura 17A). Los depósitos de flujo de mayor espesor se localizan al SW del volcán, en el denominado abanico de bloques y ceniza Marquesado, donde tienen un alcance superior a 15 km. Además, en el sector N y NE, intercalados con las unidades de caída se encuentran depósitos de oleada piroclástica, hasta distancias superiores a los 20 km.

Otro producto de la erupción pliniana Jala fueron lahares sin-y post-eruptivos (Figura 14F y 17B). Estos lahares son principalmente de tipo flujos hiperconcentrados y flujos de escombros de pequeño a moderado volumen, con alcances de hasta 10 km y se localizan en las quebradas que surcan las laderas del cono volcánico y planicies circundantes (Figura 17B). Los lahares asociados a la removilización de los depósitos de la erupción Jala se distribuyeron al N, E, S y SW del volcán

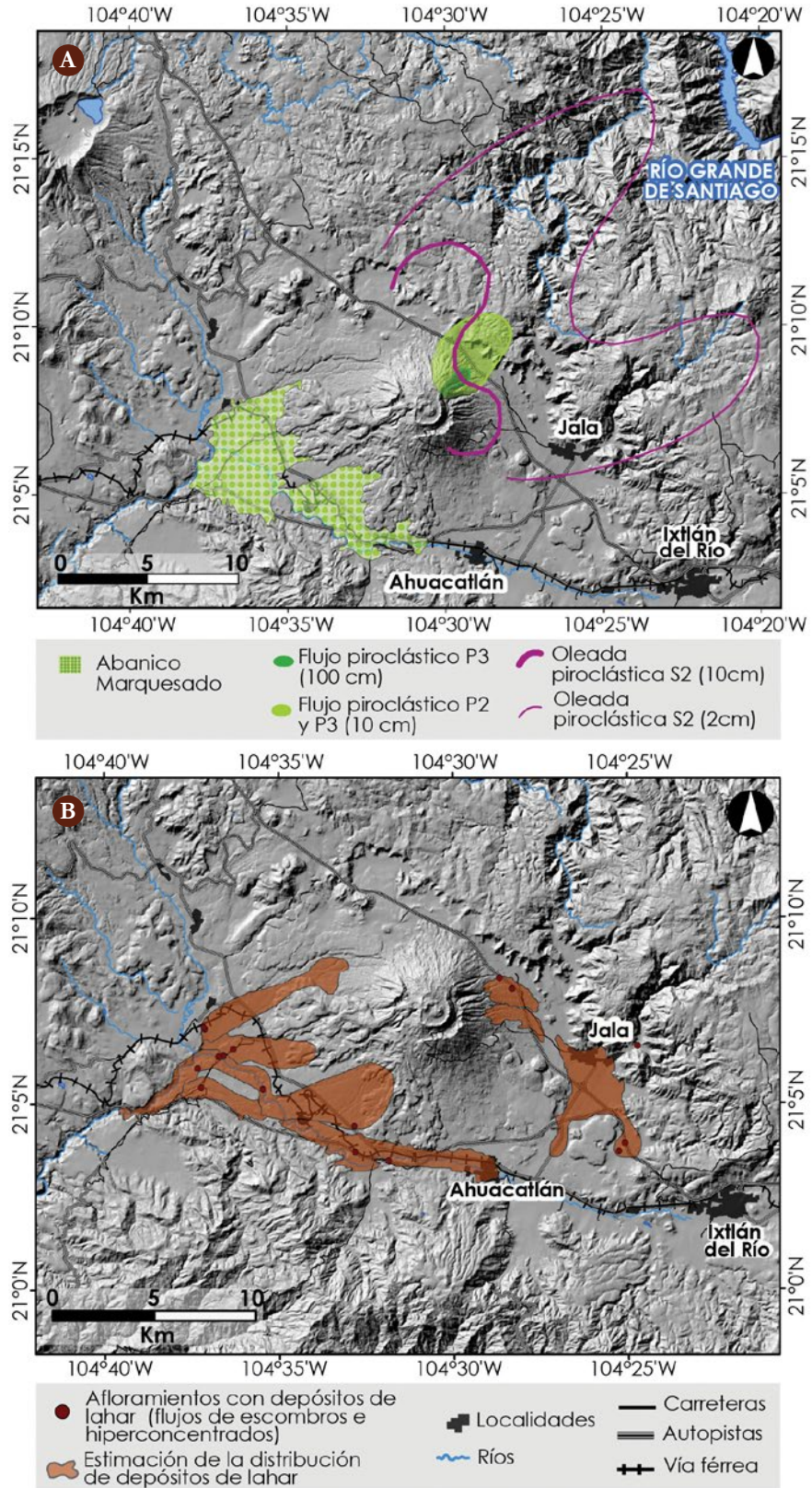
hasta distancias superiores a los 10 km. Actualmente se observan intercalados con depósitos de flujo piroclástico al N del volcán (Figura 17A) y sobrepuestos a depósitos de flujos piroclásticos en el abanico Marquesado, al SW del volcán Ceboruco (Figura 18), en la gravera cerca de Copales y en afloramientos en el camino de Uzeta a Las Glorias. El área de distribución de estos lahares se ha estimado en 1.3 km² (Figura 18).



► **Figura 15.** A) Composición traquidácica a riolítica de la pómez blanca de la erupción pliniana Jala, según los datos obtenidos de los análisis de Nelson (1980) en naranja y de Sieron (2009) en rojo; representados en el diagrama de álcalis total vs. sílice (Le Bas et al., 1986). B) Análisis con microscopio electrónico de un clasto de pómez de los flujos piroclásticos asociados a la erupción Jala. C) Clasto de pómez del depósito de caída principal de la erupción Jala (P1) bajo el microscopio petrográfico. D) Imagen de microscopio electrónico de un clasto de pómez recolectado de la superficie en los valles al S del volcán Ceboruco (pómez Jala) y E) Lámina delgada de la pómez Jala mostrando su contenido en minerales (feldespatos y opacos), (fotografías de Katrin Sieron).



► **Figura 16.** Distribución de los depósitos de caída P1 de la erupción pliniana Jala, con una extensión al NE de más de 35 km desde el cráter del volcán Ceboruco (elaboración propia con datos de Gardner y Tait, 2000).



► **Figura 17.** A) Distribución de los depósitos de flujos piroclásticos hacia el SW en el abanico Marquesado y hacia el NE hasta distancias de 10 km y de la oleada piroclástica S2 hacia el NNE del volcán Ceboruco, con alcances máximos de 20 km (Gardner y Tait, 2000). B) Estimación del área afectada por el emplazamiento de lahares post-eruptivos producto de la removilización del material piroclástico de la erupción pliniana Jala.

Se dedicó especial atención a la identificación y localización de posibles lahares de gran volumen asociados a la removilización de los productos de la erupción pliniana Jala (1060±55 años A.P.; Sieron y Siebe, 2008) en el valle del río Grande de Santiago, entre las presas El Cajón y La Yesca. Se encontraron depósitos de caída (lapilli y cenizas) de esta erupción, con un espesor cercano a 1 m de espesor, en la comunidad El Ciruelo, a menos de 1 km del lecho del río, lo que corrobora que esta erupción depositó grandes cantidades de materiales en el valle y lecho del río Grande de Santiago. Además, los márgenes del río son en su mayoría muy empinados (relieve característico de la Sierra Madre Occidental), lo que favorece que grandes masas sean removidas por la erosión, terminando en el cauce del río. Sin embargo, estos depósitos no están presentes en el valle del río, lo que puede ser debido a la gran capacidad de arrastre y transporte del caudal del Río Grande de Santiago, por lo que estos depósitos pueden haberse erosionado por completo.

Existe evidencia arqueológica de que los fértiles valles alrededor del volcán Ceboruco se encontraban poblados por humanos desde hace más de 2,000 años A.P. (300 a 200 antes de Cristo (a.C.); Bell, 1971; Zepeda *et al.*, 1993), por grandes culturas como la de “Tumbas de Tiro”, entre el Preclásico Terminal y el Clásico Temprano (200 a.C. y 600 d.C.) y la Aztatlán. Pero se han encontrado restos arqueológicos que demuestran la ocupación del valle Ceboruco-San Pedro y del Río Grande de Santiago durante todo el periodo Clásico y durante el Postclásico (900 – 1,200 d.C.) (INAH, 2006). Con seguridad, algunas de estas culturas fueron afectadas por la actividad eruptiva del volcán y en especial por la erupción pliniana Jala, que debe haber provocado impactos severos sobre cualquier civilización en el área. En diversas “tumbas de tiro” se han encontrado los depósitos de la erupción pliniana sobre los espacios ceremoniales (Figura 18).

El Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH), a través de su Dirección de Salvamento Arqueológico, ha desarrollado diversos trabajos en Nayarit y específicamente en el área de estudio para mejorar el conocimiento sobre el desarrollo de estas culturas.



► **Figura 18.** A) Pómez Jala sobre construcciones relacionadas con la cultura “Tumbas de Tiro” (depósito indicado con la flecha blanca). B) “Tumba de Tiro” en un cementerio prehispánico al N del pueblo Ahuacatlán, al pie del volcán Ceboruco (autor de la fotografía Dr. José Beltrán, INAH).



8. Etapa post-pliniana: Actividad efusiva y explosiva

La erupción pliniana Jala marca el inicio de una etapa de gran actividad del volcán Ceboruco (Boehnel *et al.*, 2016; Sieron *et al.*, 2015; Sieron y Siebe, 2008), con predominancia de erupciones efusivas, aunque también con actividad explosiva en la cima del volcán. Esta etapa de actividad culmina con la erupción histórica de 1870-75, que por sus características e importancia será tratada en un apartado específico.

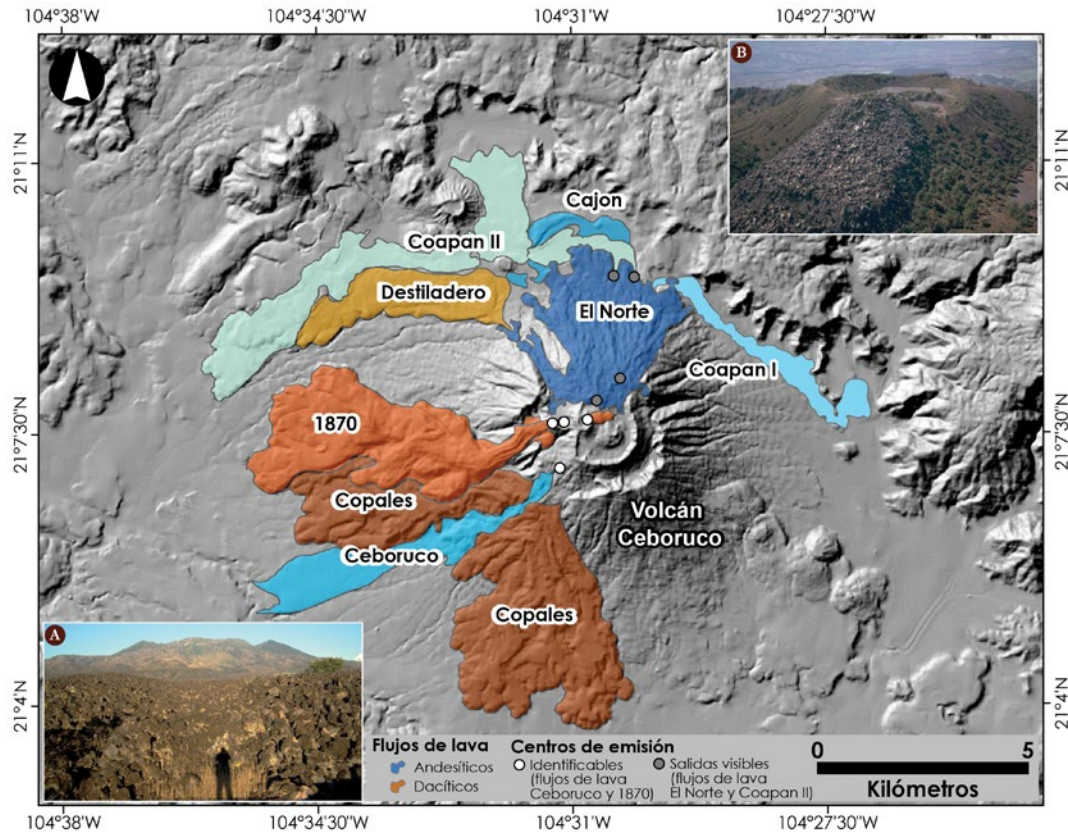
8.1 Actividad efusiva post-Jala

Con posterioridad a la erupción pliniana Jala, responsable de la apertura del cráter exterior, se emplaza el domo Dos Equis (Nelson, 1980; Sieron y Siebe, 2008) de composición dacítica. Este domo fue drenado por un flujo de lava asociado, denominado Copales (Figura 19; Tabla 4), también de composición dacítica (65-68.5% en peso de SiO₂). El drenaje lateral del domo Dos Equis resultó en su deflación por subsidencia, seguido por su colapso que dio lugar a la formación del cráter interior del volcán Ceboruco (Nelson, 1980). Hoy en día, los restos del domo Dos Equis componen los bordes del cráter interior y en la mayoría de las lavas post-plinianas están presentes xenoclastos de este domo. El flujo Copales inundó un área de 23.69 km² y tiene un espesor promedio de 80 m, siendo su volumen total de 2.1 km³, el más grande de todos los flujos de lava de esta etapa.

Después del emplazamiento del domo Dos Equis y del flujo de lava Copales, tuvieron lugar otras 5 erupciones, principalmente efusivas, que produjeron 5 flujos de lava: Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte y flujo Ceboruco (Figura 19; Tabla 4), de composición traqui-andesítica (60-61.7% en peso de SiO₂). Cabe destacar que la composición andesítica de estas lavas es diferente a la de las andesitas pre-plinianas. Las lavas pre-plinianas son andesitas con poca variabilidad química que contienen fenocristales de plagioclasa, hiperstena y con mucha menor frecuencia de olivino y augita y una matriz vítrea con microcristales de plagioclasa, hiperstena y titanomagnetita (Nelson, 1980); mientras que las lavas post-plinianas contienen generalmente más SiO₂ y son más ricas en TiO₂ y K₂O; además de mostrar más clinopiroxenos.

Los flujos de lava post-plinianos, emplazados hacia el N y SW, cubrieron casi completamente los remanentes del domo Dos Equis y conforman el relieve actual del volcán. Aunque no existe información en documentos históricos, ni se han encontrado depósitos piroclásticos relacionados a las erupciones que produjeron estos flujos de lava, es probable que al menos algunas de ellas hubieran tenido alguna componente explosiva, produciendo la emisión de cenizas y de fragmentos balísticos.

Los flujos Cajón, Coapan I, Coapan II y El Norte cubren el flanco N del Ceboruco y el área adyacente al pie del volcán (Figura 19). El flujo de lava andesítico Cajón (0.07 km³) subyace al flujo de lava andesítico Coapan II (0.06 km³). El flujo de lava Coapan I (0.31 km³) muy probablemente fue emplazado casi contemporáneamente al flujo Coapan II, del cual se puede distinguir por su composición andesítico-basáltica. Los cráteres que dieron origen a estos tres flujos de lava se encuentran cubiertos por el flujo de lava más reciente, El Norte (0.36 km³), que fue extruido en los flancos superiores cerca del borde del cráter exterior. El flujo de lava Ceboruco (0.16 km³) fue emplazado en el flanco SW (foto en Figura 19) entre los dos lóbulos del flujo de lava Copales, donde subyace los depósitos de la erupción de 1870-75.



► **Figura 19.** Mapa geológico de los flujos de lava pre-plinianos (Destiladero) y post-plinianos: Copales, Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte, Ceboruco y el flujo de lava histórico de 1870-75. Los flujos de lava andesíticos se muestran en tonos azules y los flujos de lava dacíticos en tonos anaranjados. En su conjunto suman un volumen de 4.4 km³. Se muestran también los centros de emisión de estas lavas. La foto en el recuadro A corresponde al flujo de lava Ceboruco visto desde el S. La foto del recuadro B es del domo dacítico construido en el interior del cráter durante la erupción de 1870 (fotografías Katrin Sieron, 2004).

El volumen total de los flujos de lava post-plinianos fue calculado por Nelson (1980) en ~7 km³, por Frey *et al.* (2004) en ~9.5 km³ y por Sieron (2009) en ~4.4 km³. Sieron y Siebe (2008) calcularon los volúmenes individuales de cada flujo que oscilan entre 0.07 y 2.1 km³. (Tabla 4).

Los datos de volumen indican que las tasas de erupción fueron elevadas, de aproximadamente 0.004 km³/año (Sieron, 2009). Una extrapolación de estas tasas de erupción (obtenidas para los últimos 1,000 años) hacia el periodo pre-Jala implicaría que el edificio pre-pliniano se habría formado en tan solo 8,800 años (si consideramos 60 km³ para el edificio volcánico antiguo; Nelson, 1980), 4,000 años (si se consideran 38 km³ para el edificio pre-pliniano; Frey *et al.*, 2004), y de ~11,500 años (si se consideran 46 km³ para el edificio pre-pliniano; Sieron, 2009). Aunque las edades hipotéticas que resultan de este cálculo varían por más del 50%, todas están dentro del mismo rango en orden de magnitud. Sin embargo, los fechamientos de los diques que cruzan las lavas en el cráter exterior (45,000 años; Frey *et al.*, 2004), implican que la extrapolación de las tasas de erupción no se puede aplicar a la primera etapa de construcción del volcán y que deben haber variado considerablemente en el transcurso del tiempo.

Tabla 4. Flujos de lava post-plinianos del volcán Ceboruco

Flujo de lava	Tipo de Roca	SiO ₂ (% en peso)	Área (km ²)	Espesor (m)	Logitud máx. (km)	Relación (Long/Esp.)
Destiladero	Traqui-dacita	63.56	6.97	60	7.54	125.7
Copales	Traqui-dacita	65.09	23.69	80	7.03	87.9
El Cajón	Traqui-andecita	61.04	7.07	10	5	500
Coapan I	Andecita basáltica	56.9	4.04	20	6.8	340
Coapan II	Traqui-andecita	61.1	10.46	30	12.4	413.3
El Norte	Traqui-andecita	61.7	9.08	40	4.2	105
Ceboruco	Traqui-andecita	59.16	5.34	30	7.8	260
1870	Traqui-dacita	68.58	11.44	100	7.7	77

No existen fechamientos por radiocarbono de las erupciones post-Jala, por lo que la reconstrucción de la historia eruptiva para este periodo se basó en observaciones de campo, imágenes de satélite, fotos aéreas y algunos documentos históricos (Sieron y Siebe, 2008; Sieron, 2009). Evidencias históricas indican que los dos flujos de lava morfológicamente jóvenes, El Norte y Ceboruco (Figura 19), fueron emplazados antes de la llegada de los españoles en el año 1528. Los indígenas no recordaban haber atestiguado directamente erupción alguna, pero aún preservaban leyendas de sus antepasados. Por ello, el flujo de lava El Ceboruco debió emplazarse por lo menos varias décadas antes del año 1528.

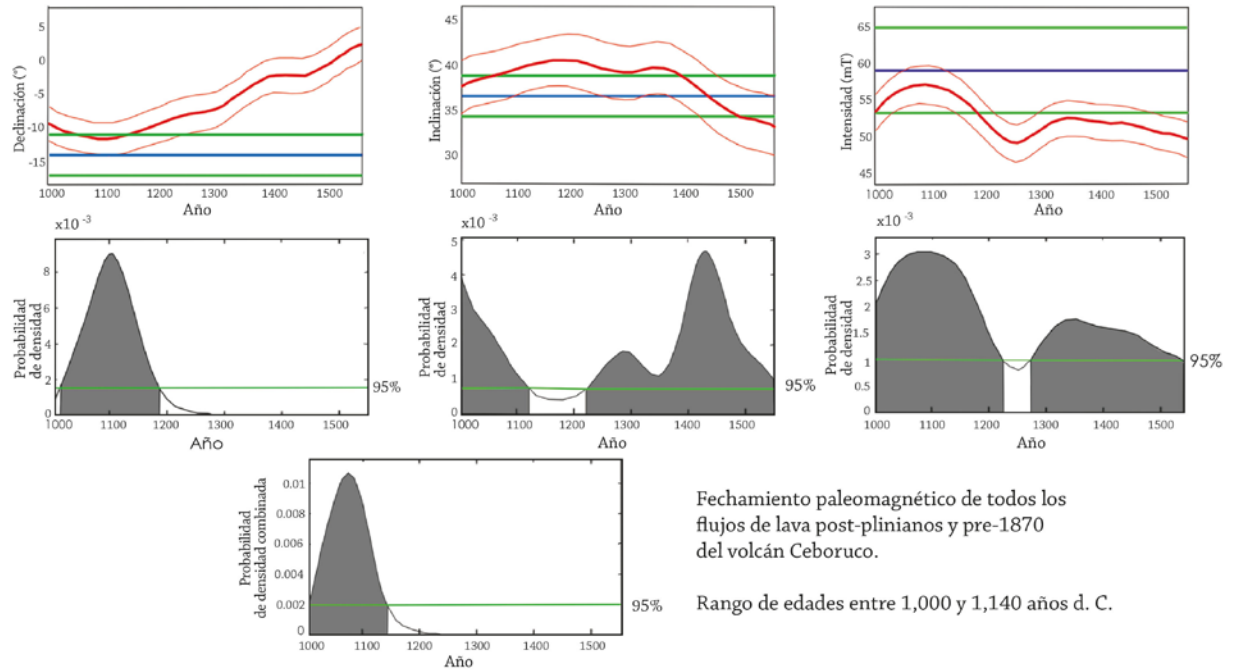
Estudios recientes de paleomagnetismo (Figura 20) han determinado que el emplazamiento de los 6 flujos de lava post-plinianos Copales, Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte y Ceboruco ocurrió en un periodo no mayor a 150 años (Sieron *et al.*, 2015; Boehnel *et al.*, 2016), después de la erupción pliniana Jala fechada en 1060±55 años A.P. (Sieron y Siebe, 2008). El método paleomagnético se basa en la variabilidad del campo magnético terrestre con el tiempo, siendo posible estudiar el registro de la magnetización remanente en rocas ígneas y sedimentarias. Para realizar fechamientos paleomagnéticos, se miden paleodirecciones y paleointensidades de las lavas con edad desconocida, para luego comparar estos datos, con otros de flujos de lava de referencia ya fechados, como, por ejemplo, el flujo de lava histórico de 1870-72.

8.2. Actividad explosiva post-Jala en la cima del volcán Ceboruco

Después de la actividad efusiva post-Jala, el volcán Ceboruco no tuvo erupciones que produjeran depósitos sobre sus flancos, al menos por un periodo de 600 años, hasta su reactivación en el año 1870. No existe evidencia de que se haya producido actividad eruptiva en el Ceboruco ni en los tiempos de la conquista (1528), ni en al menos dos generaciones anteriores.

Las erupciones explosivas menores que ocurrieron en el área de la cima del volcán, que dieron lugar a la formación de pequeños domos y conos piroclásticos dentro del cráter interior del volcán Ceboruco (Figura 21), ocurrieron, con mucha probabilidad en el mismo marco temporal que los flujos de lava post-plinianos, es decir en los 150-200 años posteriores a la erupción pliniana Jala.

La cronología de la formación del complejo de domos y conos piroclásticos en el interior del cráter es como sigue:



► **Figura 20.** Cálculo de la edad paleomagnética del flujo de lava Ceboruco, el más joven del lado S según criterios estratigráficos, anterior al flujo histórico de 1870. La edad para este flujo se estableció en 994-1147 d.C., la cual se encuentra en el rango de la erupción pliniana (Boehnel *et al.*, 2016). Edades similares se obtuvieron para los demás flujos post-plinianos (Sieron *et al.*, 2015; Boehnel *et al.*, 2016). En los gráficos de la parte superior se muestran los valores de declinación, inclinación e intensidad paleomagnética. Las líneas horizontales azules son los valores medidos y en verde se muestran los valores de declinación e inclinación, con límites de confianza del 95%. Las curvas rojas muestran el modelo de campo global. En los siguientes gráficos se muestra la probabilidad de densidad (picos sombreados), con un nivel mínimo de confianza del 95% (líneas verdes). La densidad de probabilidad combinada derivada de estos datos se muestra en el gráfico de la parte inferior (modificada de Boehnel *et al.*, 2016).

a) La estructura más antigua dentro del cráter interior es un cono piroclástico cerca de su borde E. Aparentemente, se formó un anillo de tobas, producto de actividad freatomagmática, con un cráter circular que anticipó la extrusión de varios domos de pequeño tamaño, conocidos como complejo pre-El Centro (Figura 21). Las lavas de estos domos rellenaron y rebasaron los bordes del anillo de toba al N, E y S.

b) Posteriormente se formó el domo El Centro (Figura 21), probablemente de forma contemporánea a la erupción del flujo de lava El Norte, como lo sustentan las composiciones geoquímicas prácticamente idénticas. Se sitúa en medio del complejo pre-El Centro, desde donde emitió un pequeño flujo de lava hacia el NE.

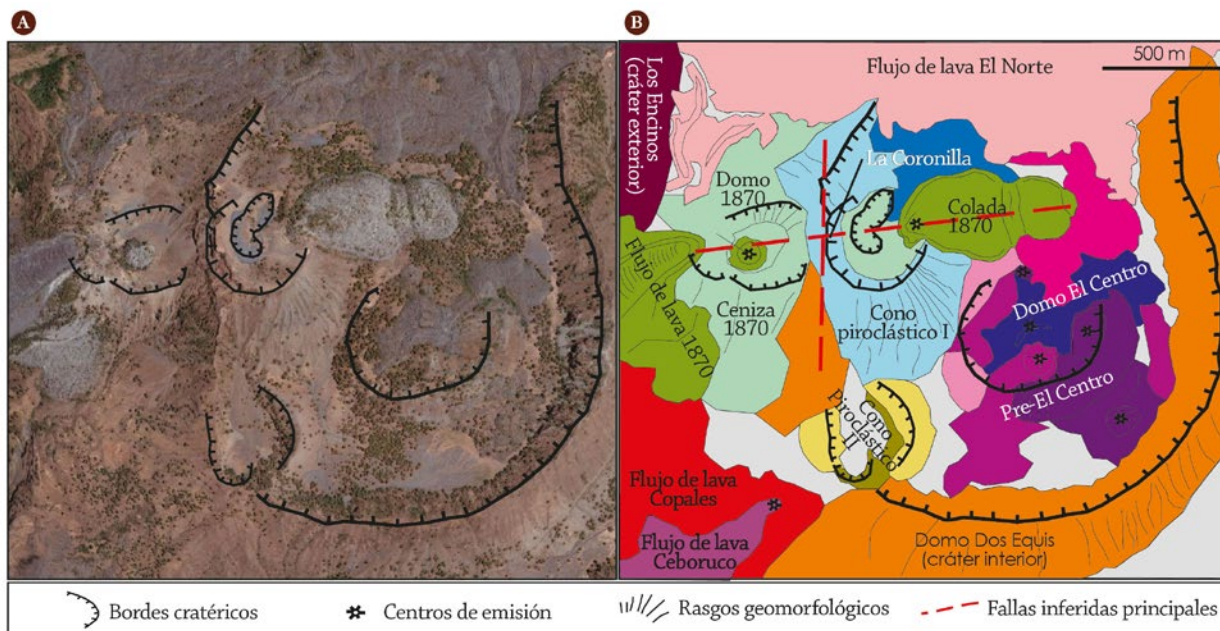
c) La siguiente estructura que se formó fue el Cono Piroclástico I, el cual fue emplazado en el sector NW del cráter interior del Ceboruco (Figura 21). Se construyó mediante al menos dos

fases de actividad freatomagmática que resultaron en dos secuencias de depósitos de oleadas piroclásticas. Los bordes del Cono Piroclástico I representan actualmente el punto más elevado del volcán, denominado La Coronilla.

Los productos de esta actividad incluyeron bombas volcánicas con diámetros de hasta 2 m. Después del emplazamiento de la secuencia freatomagmática, un pequeño flujo de lava se emplazó hacia el NE. Este flujo se puede observar en la parte superior de los bordes del cráter del Cono Piroclástico I. La actividad terminó con una tercera fase freatomagmática, que resultó en la formación de un cráter más pequeño de forma elíptica dentro del cráter exterior de este cono piroclástico.

d) Tiempo después de la primera fase de actividad del Cono Piroclástico I, se formó el Cono Piroclástico II, cerca del borde SW del cráter interior del Ceboruco. Esta actividad freatomagmática fue seguida por el emplazamiento de un pequeño flujo de lava, el cual aflora en la base del borde interior de su cráter. Después, la actividad freatomagmática se reanudó emplazando depósitos estratificados de oleadas piroclásticas en el borde y los laterales del cráter.

Todos estos edificios volcánicos en el interior del cráter del Ceboruco se formaron a lo largo de una zona de debilidad y se encuentran alineados con dirección WSW-ENE. Algunas de estas erupciones que produjeron flujos de lava, probablemente fueron acompañadas de actividad explosiva menor y el emplazamiento de flujos piroclásticos (de bloques y ceniza), como sugiere la evidencia histórica relacionada al emplazamiento del flujo de lava El Ceboruco y el de 1870-75.



► **Figura 21.** Imagen satelital (A) y mapa geológico (B) del cráter interior del volcán Ceboruco, donde se agrupan varios domos (Pre-El Centro, El Centro y domos de 1870) y conos piroclásticos (Cono piroclástico I, Cono piroclástico II y el Centro) que con mucha probabilidad se formaron durante un periodo de tiempo relativamente corto (150-200 años) después de la erupción pliniana Jala (modificado de Sieron y Siebe, 2008; Fuente base de los mapas: Imagen satelital SPOT6, Misión Ermex, 2015).

Así pues, en los siglos que siguieron a la erupción pliniana Jala, adicionalmente a las erupciones que produjeron flujos de lava voluminosos, se produjeron otras erupciones explosivas de menor magnitud dentro del área de la cima, pero que fueron acompañadas frecuentemente por actividad freatomagmática. Tres estructuras dentro del cráter interior del Ceboruco (El Centro, Conos Piroclásticos I y II) ofrecen evidencias suficientes que indican la presencia de fases explosivas durante su construcción.

9. Erupción histórica de 1870-1875

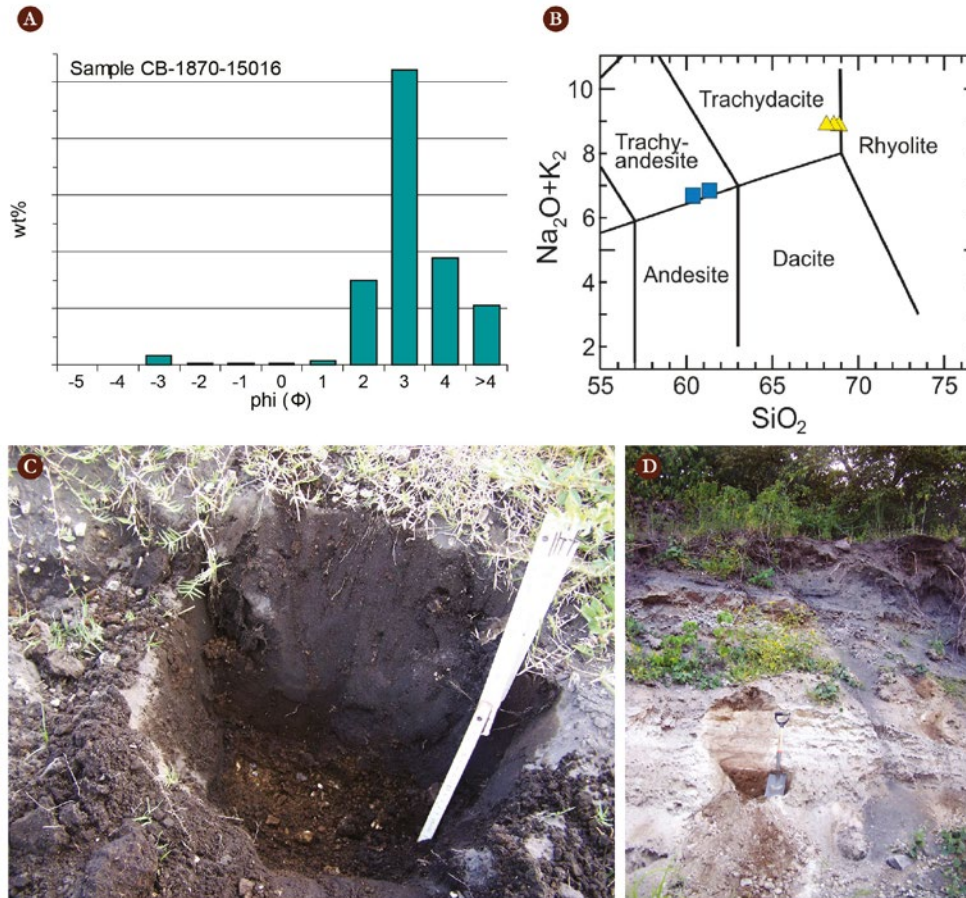
La última erupción del volcán Ceboruco tuvo lugar en 1870. Durante sus fases iniciales se produjo caída de cenizas, bloques balísticos y la emisión de flujos piroclásticos de pequeño volumen. Posteriormente, se produjo la emisión de un flujo de lava dacítico (Figuras 19 y 21, Tabla 4), cuyo emplazamiento duró dos años aproximadamente y que alcanzó una longitud de 8 km, deteniéndose apenas unos 800 m antes de alcanzar el pueblo de Uzeta, en el sector suroccidental del volcán. El Programa de Volcanismo Global del Smithsonian Institution clasificó esta erupción con un VEI=3 (Newhall y Self, 1982).

La erupción formó un pequeño cráter al W del Cono Piroclástico I del interior del cráter (Figura 21), removiendo parcialmente el borde W de su cráter y formando el borde E del cráter nuevo de 1870. El flujo de lava de 1870, así como dos domos más pequeños probablemente contemporáneos, fueron emitidos dentro del área de la cima. Los análisis químicos y petrográficos, tanto del flujo de lava, como de los depósitos de ceniza, muestran variabilidad de composiciones para los productos de esta erupción. Mientras los domos emplazados en el interior del cráter y del flujo de lava presentan una composición dacítica uniforme; los depósitos de ceniza tienen composición andesítica (Figura 22A).

Los depósitos de ceniza de esta erupción cubrieron el terreno con espesores de 40-50 cm hasta una distancia de 84 km (Banda, 1871). La granulometría de fina a muy fina de las cenizas de esta erupción (Figura 22B) y su cercanía a la superficie han favorecido la erosión de estos depósitos, por lo que están muy poco preservados y solo se pudieron reconocer en la cima del cráter del volcán Ceboruco y en su ladera NE (Figura 22C y D).

Sin embargo, al tratarse de una erupción histórica las descripciones sobre la evolución de la erupción y los productos emitidos es abundante en documentos históricos (Tabla 5).

Caravantes (1870) e Iglesias (1875) visitaron el Ceboruco y produjeron una importante documentación de sus observaciones directas efectuadas en diferentes periodos de tiempo durante la erupción de 1870-1875. Además, obtuvieron información de los habitantes de los pueblos adyacentes como Ahuacatlán y Jala (también ver Barrera, 1931 y Banda, 1871). Información adicional, basada en las publicaciones de Caravantes (1870) y otros observadores, se publicó en Alemania por Kunhardt (1870) y Fuchs (1871). Una síntesis de los fenómenos reportados y sus fechas se presenta en la Tabla 5. Las primeras señales que auguraban una reactivación fueron reportadas en 1783 y 1832 e incluyeron ruido subterráneo, actividad sísmica y observación de vapor blanco en la cima del volcán. Los sismos y retumbos de este último año se sintieron con suficiente fuerza como para causar temor entre los habitantes de Jala, que abandonaron sus casas por unos cuantos días (Iglesias *et al.*, 1877). Ya



► **Figura 22.** A) Análisis químicos de muestras de las lavas (triángulos amarillos) de composición traquidacítica y de las cenizas (cuadros azules) de composición traquiandesítica de la erupción de 1870 en el diagrama de álcalis total vs. sílices (Le Bas *et al.*, 1986). B) Análisis granulométrico de una muestra de la ceniza de 1870 donde se puede observar el contenido mayoritario de tamaños de partículas finas y muy finas (barras hacia la derecha). C) Sitio de muestreo de la ceniza de 1870 en la cima del volcán Ceboruco entre la Estación de Microondas y el cráter interior. D) Sitio de muestreo de las cenizas de 1870 en los valles al E del volcán, entre el camino a Jala y el complejo de domos Pedregoso-Pochetero (fotografías de Katrin Sieron).

en 1870 el momento exacto a partir del cual las señales que anunciaban una inminente reactivación eran consideradas como definitivas, varían de autor a autor, pero ocurrieron entre el 15 y el 21 de febrero de 1870.

La erupción inició el 23 de febrero de 1870 y se prolongó hasta 1875, cuando aún ascendían columnas eruptivas de menor escala cargadas de ceniza en intervalos de 10 minutos y además todavía se notaba movimiento de lava (García, 1875; Iglesias *et al.*, 1877).

El día 23 de febrero se elevaron columnas de vapor y cenizas que fueron acompañadas por fuerte ruido y sismos débiles. Durante la noche, las personas veían *fuego* que salía del cráter desde 4 o 5 puntos diferentes. También, durante el inicio de la fase principal de la erupción se observó *arena*

hirviendo, moviéndose como agua, fluyendo por la barranca Los Cuates, lo cual se interpretó como una nube ardiente u oleada piroclástica. Al respecto, Caravantes (1870) escribe lo siguiente: “Esta lava fina o arena hervida corrió por el arroyo a semejanza del agua, el miércoles 23 de febrero al principiar con fuerza la erupción”. Décadas más tarde y después de haber leído descripciones de la erupción de Mt. Peleé en Martinica ocurrida en 1902, Waitz (1920) reconoce que la descripción de Caravantes tiene similitudes con aquellas de las *nueé ardentes* observadas en el Mt. Peleé (Lacroix, 1904). Caravantes también describe depósitos frescos emplazados en la barranca Los Cuates, que pudo observar personalmente durante una excursión al cráter del Ceboruco el 7 de marzo de 1870. Además, cuando estaba subiendo la barranca Los Cuates, Caravantes pudo notar tres sitios cerca de la cima donde se producían columnas eruptivas de vapor y ceniza, de manera alterna o simultáneamente. También describe el flujo de lava que avanzaba por la barranca Los Cuates con un frente de flujo de 80 m de altura (Figura 23A).

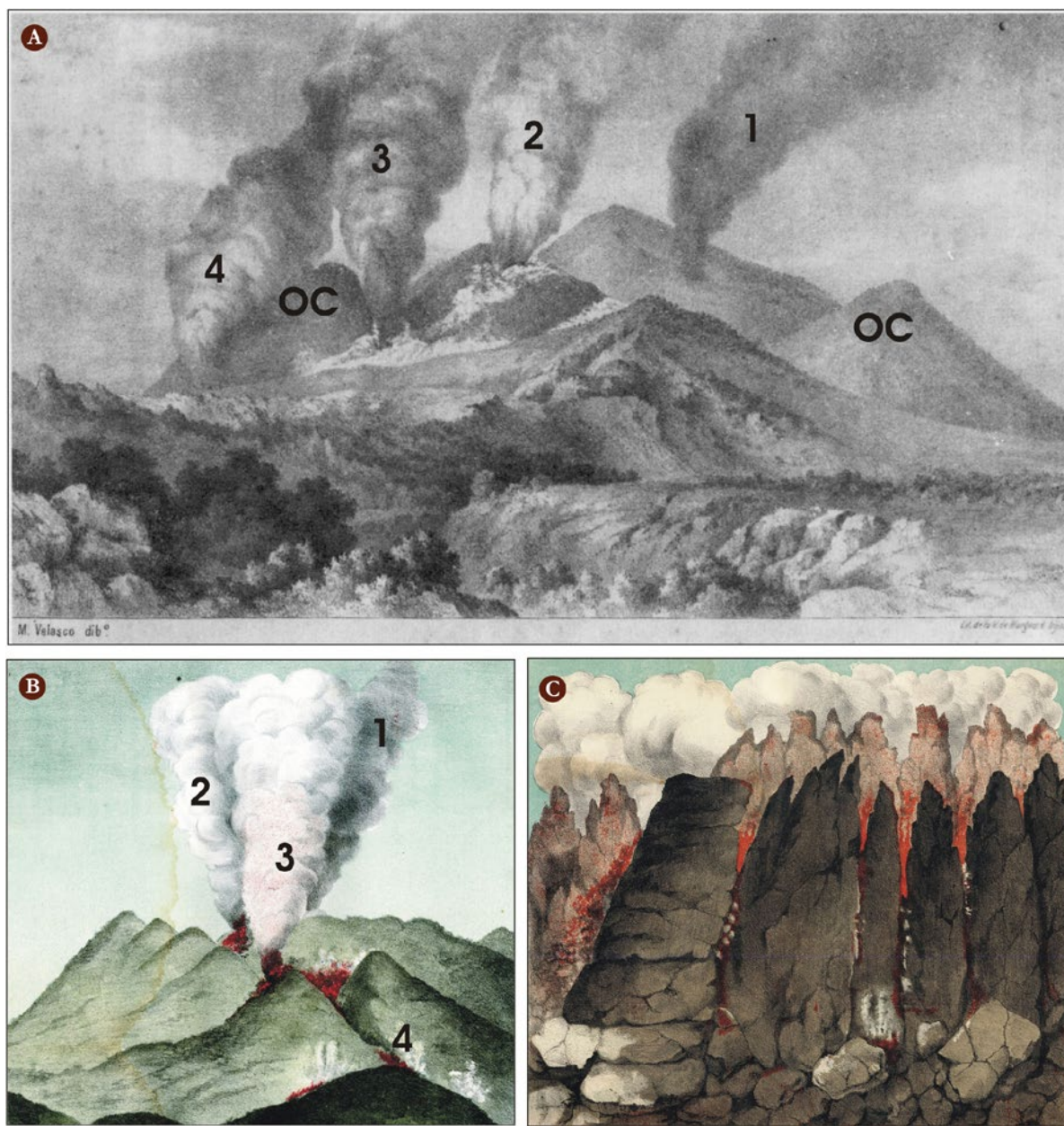
Banda (1871) incluye reportes proporcionados por personas de los pueblos cercanos que habían visitado el volcán durante la erupción. Así informa sobre el flujo de lava que está avanzando y la extensión de la caída de ceniza “que cubrió el terreno hasta una distancia de 15 “leguas” (1 legua = 5,572.7 m) con un espesor de 40 a 50 cm”. Además, este autor publicó dos dibujos que ilustran la erupción en proceso y que fueron producidos por un autor desconocido durante el año de 1870 (Figura 23B y C).

En 1872 el flujo de lava cesó su avance lateral, pero se observaba todavía inflación vertical que producía un incremento del espesor de la lava ya emplazada de manera lenta pero continua (Iglesias *et al.*, 1877). Este autor, así como Barrera (1931) describen observaciones de testigos con relación a que la lava se amontonaba en el terreno cercano al cráter, así como en varios otros lugares dentro de la parte superior de la barranca Los Cuates, para producir en la superficie *bloques incandescentes*, los cuales posteriormente caían y rodaban hacia ambos lados de los promontorios. De acuerdo con estas descripciones, la lava emergió a lo largo de varias fracturas en la parte más alta del flanco SW, así como en el cráter del Ceboruco.

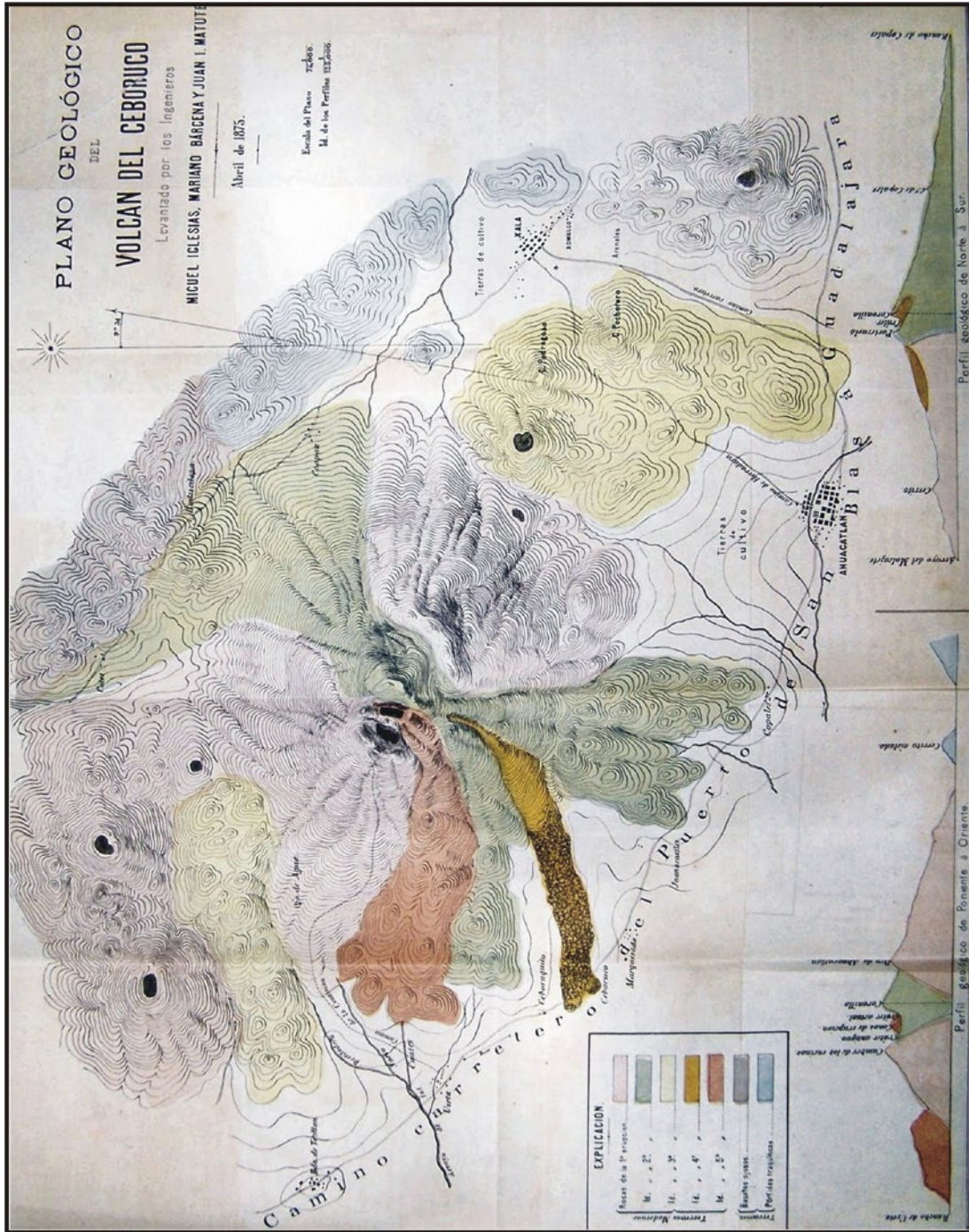
En Guadalajara y el resto del estado de Jalisco se sintió actividad sísmica intensa durante los primeros meses de 1875. El sismo más fuerte ocurrió el 11 de febrero de 1875 (García, 1875; Palacio, 1877). Como resultado de esta actividad el pueblo de San Cristóbal, al NE de Guadalajara, quedó completamente destruido. Sobre los sismos que ocurrieron casi todos los días se menciona que tuvieron una “dirección de empuje vertical” y que duraban de entre unos cuantos segundos hasta casi un minuto cada uno.

Pocas semanas después de este sismo, una misión de ingenieros enviados por el gobierno local (Iglesias, 1875; García, 1875; Bárcena, 1875) elaboró un mapa geológico del volcán Ceboruco (Figura 24), además de documentación fotográfica y una descripción de la erupción que aún estaba en proceso. El grupo ascendió bordeando el flujo de lava recién emplazado y llegó a Los Encinos (Figura 21B), un punto localizado sobre el borde W del cráter exterior. Desde ahí, pudieron observar el borde SW del cráter de 1870 así como partes del nuevo flujo de lava. Sin embargo, no fue posible tener

visibilidad hacia el interior del nuevo cráter y por ello, no pudieron observar ni el pequeño domo tipo *plug* ni el *coulée* de 1870, que se habían emplazado. En el momento de la llegada de los ingenieros al Ceboruco, columnas cargadas de ceniza se elevaban del cráter en intervalos de 10 minutos.



► **Figura 23.** A) Litografía del volcán Ceboruco de José María Velasco, visto desde el S, durante la erupción de 1870 (Caravantes, 1870). Se observa la columna eruptiva principal elevándose del cráter de 1870 (2), así como columnas de humo (3 y 4) generadas por el flujo de lava avanzando por la barranca Los Cuates. El origen de la columna (1) no está claro, pero pudo haber sido causada por incendios del bosque o asociada al emplazamiento del *coulée* de 1870 que se localiza al NE del cráter de 1870. OC señala el borde del cráter exterior. B) y C) Litografías de un artista desconocido publicadas por Banda (1871). En B se puede ver el Ceboruco desde el pueblo de Uzeta al SW del volcán (números 1 a 4 como en A). En C parece mostrarse la espina de un domo en el cráter o los márgenes del flujo de lava en avance.



► **Figura 24.** Mapa geológico y perfil del volcán Ceboruco elaborado por la misión de ingenieros enviada a investigar el volcán durante su erupción en 1875 (Iglesias *et al.*, 1877). El flujo de lava de 1870-75 se muestra en color rojizo, mientras que el flujo de lava Ceboruco está representado en color anaranjado.

Tabla 5. Cronología de los fenómenos volcánicos observados por testigos oculares de la última erupción del Ceboruco (1870 a 1875) (Sieron, 2009)

Fecha	Tipo de actividad	Referencia
Año 1870		
15 de febrero	Ruido subterráneo, sismos de baja magnitud.	Banda, 1871
16 de febrero	Ruido subterráneo, sismos.	Iglesias <i>et al.</i> , 1877
18 de febrero	Ruido, sismos más fuertes, vapor blanco saliendo cerca de La Coronilla.	Iglesias <i>et al.</i> , 1877
21 de febrero	Actividad fumarólica (“humo blanco”)	Caravantes, 1870; Kunhardt, 1870
	Después de 2 sismos de baja magnitud, explosión acompañada por emisión de vapor y ceniza, después “columna de fuego”.	Fuchs, 1871
23 de febrero	Columna eruptiva, ruidos fuertes, sismos de baja magnitud, emisiones de vapor y cenizas del cráter y dispersión al NE; durante la noche “fuego” y varias columnas eruptivas en diferentes lugares, aparece la primera lava.	Caravantes, 1870; Iglesias <i>et al.</i> , 1877; Banda, 1871
	Explosiones de ceniza, con caídas hasta distancias de 6 leguas (1 legua = 5,572.7 m), “arena hirviendo” fluyendo por barranca Los Cuates “como agua” en cuanto la erupción comienza “con fuerza”.	Kunhardt, 1870 Testigo ocular mencionado por Caravantes, 1870
27 de febrero	Acumulaciones de lava previamente observadas en el lado S del cráter comienzan a fluir por la barranca Los Cuates (al principio hacia el S, luego el SW).	Iglesias <i>et al.</i> , 1877
Finales de Febrero	No solamente “una” columna de ceniza sino “varias”, a lo largo de fracturas en la barranca Los Cuates, también emerge lava de estas fracturas.	Iglesias <i>et al.</i> , 1877
6 de marzo	Ruido similar al “estruendo de las olas de la mar embravecida” y “silbidos como los que da el vapor de una locomotora”, gruesas columnas de “vapor” negro, “fuego” en el cráter durante la noche.	Caravantes, 1870
7 de marzo	Excursión de Caravantes acompañado de lugareños a la barranca Los Cuates: reexaminación de los depósitos emplazados por el flujo de bloques y ceniza del 23 de febrero (todavía con temperatura de 74°C), la lava había avanzado del cráter a la parte superior de la barranca Los Cuates (espesor de 80 m), columnas de ceniza y olor “píritoso” cerca del flujo de lava, en el cráter “se ven levantarse dos o tres columnas vaporosas a un mismo tiempo o alternativamente”, lava avanza 5-6 m al día.	Caravantes, 1870
15 de marzo	El flujo de lava en avance cambió su color de gris a negro.	Caravantes, 1870
Mediados de Marzo	Erupción todavía en transcurso: “cada erupción está acompañada por expulsiones fuertes de gases con sonidos de una tormenta; rocas son lanzadas verticalmente; lava muy viscosa fluye a lo largo de la barranca donde forma un muro; columnas altas blancas, las cuales contienen ceniza.	Fuchs, 1871
24 de junio	Ceboruco está activo sin cesar, ceniza cae con tal densidad que las personas del pueblo Marquesado (al S del Ceboruco) apenas pueden ver.	“Civilización de Guadalajara” (revista), citada en Fuchs (1871)

Continuación de la Tabla 5. Cronología de los fenómenos volcánicos observados por testigos oculares de la última erupción del Ceboruco (1870 a 1875) (Sieron, 2009)

Año 1871	Amplias áreas cubiertas por ceniza, hasta 40-50 cm en espesor.	Banda, 1871
Año 1872	El flujo de lava para en su avance a lo largo de la barranca Los Cuates después de un poco más de 2 años, alcanzando una distancia final de 7,520 m del cráter.	Iglesias <i>et al.</i> , 1877
Año 1875		
11 de febrero	Sismos fuertes de subducción sentidos en Guadalajara, San Cristóbal destruido. En seguida se envía un comité oficial para investigar la actividad del Ceboruco.	García, 1875 (en Banda, 1875)
20 a 28 de marzo	“Explosiones” subterráneas, pequeñas columnas cada 10 minutos, a veces cargadas de ceniza que alcanzan distancias hasta de 15 km (Ixtlán del Río) del cráter, la parte central del flujo de lava cambia su forma constantemente debido a movimientos internos. El emplazamiento de la lava es descrito de la siguiente manera: “al principio, el suelo se calienta interiormente; la vegetación muere; el terreno se cuarteo generalmente en el paralelo de la línea de levantamiento; comienza a elevarse gradualmente formando ampollas o pequeñas eminencias que cada día suben más; se va formando hacia el medio, un filo o arista; las pendientes a uno y otro lado, crecen en proporción al desprendimiento de las piedras que al rodar a las partes más bajas, arrastran la tierra y los vegetales. Nuevas piedras salen del interior y descienden con elevada temperatura... La acción continúa así por largo tiempo, después aparecen ya grandes rocas que, enrojecidas, ruedan a su vez, arrastrando consigo otras muchas y causando un gran movimiento en aquella falda... Algunos picos cónicos se ven sobre aquella masa, que son diversas bocas por donde salen constantemente vapores sulfurosos...”.	Iglesias <i>et al.</i> , 1877
	La erupción continúa por 5 años, con la actividad más fuerte en 1882, cesa finalmente.	
Después de 1885	Actividad fumarólica.	

En Ixtlán del Río, poblado localizado 15 km al SE del cráter, se registró caída de ceniza. Después de cinco años de erupción continua, se reportaron enfermedades de la piel y de las vías respiratorias que afectaron a varias personas de los pueblos cercanos. Además, el ganado y los animales salvajes sufrieron una abrasión mortal de sus dientes debido a la alimentación con plantas cubiertas con ceniza fina. Los campos de cultivo fueron afectados parcialmente de manera negativa (Ahuacatlán), pero también positivamente (Jala).

En el año de 1894, Ordóñez visitó el volcán y encontró un xenolito de granito (enclave) cerca de la cima del Ceboruco (Ordóñez, 1896; 1897; Rubinovich y Lozano, 1998). Durante esta visita, 19 años después del cese de la erupción, dos fumarolas mayores todavía estaban activas dentro del cráter de 1870 con temperaturas de 96°C. Adicionalmente, otras fumarolas eran visibles a lo largo del flujo de lava de 1870-72 (Ordóñez, 1896). A principios del siglo XX, se observaba actividad fumarólica a lo largo del flujo de lava y dentro del cráter (Barrera, 1931). A partir de 1877, el Ceboruco se mantuvo en un estado de actividad fumarólica, el cual disminuyó paulatinamente, pero que ha perdurado hasta el presente.

En los trabajos de Sieron y Siebe (2008) y de Sieron (2009) se determinaron los volúmenes de los productos de la erupción de 1870. Se calculó un volumen de 1.14 km^3 para el flujo de lava y un máximo de 0.1 km^3 para los depósitos de caída, principalmente de cenizas. El volumen de la oleada piroclástica asociada a esta erupción es mucho menor (0.0005 km^3).

El depósito de ceniza de esta erupción es de granulometría fina y por su posición en la parte más alta de las secuencias estratigráficas del volcán, ha sido parcialmente erosionado y no es posible encontrarlo en zonas alejadas del centro emisor, donde probablemente cayó. Se estima un área de afectación de los depósitos de caída de esta erupción de 400 a 500 km^2 .

10. Actividad reciente y actual

Después de la última erupción del volcán Ceboruco en 1870-75, la actividad fumarólica y de pequeñas plumas con ceniza volcánica persistió por cinco años más (Tabla 5; Iglesias *et al.*, 1877; Ordóñez, 1896). A partir de 1885 la actividad en el volcán era exclusivamente de fumarolas, actividad que ha ido disminuyendo pero que se ha mantenido hasta el presente.

En 1894, diecinueve años después de la erupción, dos fumarolas mayores todavía estaban activas dentro del cráter de 1870 con temperaturas de 96°C . Adicionalmente, otras fumarolas eran visibles a lo largo del flujo de lava de 1870-72 (Ordóñez, 1896).

Durante la primera década del siglo XX aún se observaban fumarolas a lo largo del flujo de lava y en el interior del cráter (Barrera, 1931). De hecho, documentos históricos (Barrios de los Ríos, 1908) describen como la actividad fumarólica aún era muy vigorosa: “...semejante a nubecilla pasajera que roza el vértice, y suele percibirse al pie de El Ceboruco, y aún a larga distancia... Aquí en la altura, al salir esas fumaradas, se oye un sople vigoroso, capaz de helar los huesos...”

A partir de la segunda mitad del siglo XX la actividad fumarólica se restringió a algunos puntos del cráter interior y del cráter exterior. La temperatura de estas fumarolas en el año 1994 presentaba una variación entre 84°C en el cráter exterior y 92°C en el cráter interior (Venegas, 1995). Suárez-Plasencia (1998) reporta temperaturas de hasta 120°C para algunas fumarolas en el cráter interior, con pequeños depósitos de azufre y emanaciones de ácido sulfhídrico.

Las fumarolas en la pared SE del cráter exterior ($1,952 \text{ msnm}$) todavía son visibles en la actualidad, así como una emanación en uno de los domos de la erupción de 1870 en el cráter interior, atestiguando la persistencia de la actividad hidrotermal (Figura 25).

El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) ha realizado un monitoreo anual de estas fumarolas desde hace aproximadamente una década, midiendo en 2015, temperaturas algo superiores a 80°C en las emanaciones del cráter exterior y temperaturas ligeramente superiores a los 84°C en la fumarola del domo de 1870 en el cráter interior (CENAPRED, 2016).

El CENAPRED también realizó siete campañas de monitoreo hidrogeoquímico entre 2005 y 2015, muestreando seis manantiales en el área de influencia del volcán, todos en la cuenca del río Ahuacatlán, para el análisis químico de iones y la medición de temperatura, pH y conductividad in-situ. La

temperatura de cada manantial se ha mantenido en los rangos esperados para aguas superficiales y el análisis químico no ha mostrado variaciones significativas que indiquen la interacción con gases magmáticos (CENAPRED, 2016).

Por lo que se refiere a la actividad sísmica, no existe un monitoreo permanente en el volcán Ceboruco. El Centro de Sismología y Volcanología de Occidente de la Universidad de Guadalajara y la oficina de Protección Civil del estado de Nayarit instalaron una estación sísmica (CEBN) en el flanco sur del volcán (2,117 msnm) entre 2003 y 2008, para caracterizar su sismicidad.



► **Figura 25.** A y B) Fumarolas en la pared interna SE del cráter exterior. La temperatura medida en estas fumarolas durante la última década se encuentra alrededor de los 80-90°C. La medición de temperatura realizada por CENAPRED en 2015 reportó una temperatura de 80.2°C. C y D) En el cráter interior, también en 2015, se midió una temperatura de 84°C en las fumarolas de uno de los domos en la boca eruptiva de la erupción de 1870. La flecha blanca indica el lugar de medición (fotografías: A) y B) Claus Siebe; C) y D) CENAPRED, 2016).

Sánchez *et al.* (2009) y Rodríguez *et al.* (2013) clasificaron la sismicidad registrada en tres grandes tipos de eventos según McNutt (2000), localizados todos ellos a menos de 5 km de la estación: a) Los sismos volcano-tectónicos (VT), que indican un régimen de propagación del estrés en las fallas que cruzan el edificio volcánico a una tasa baja pero consistente; b) sismos de baja frecuencia (LF), que apoyan la hipótesis de la presencia de fluidos presurizados o la interacción fluido-sólido y c) eventos mixtos o híbridos, señales de procesos cercanos a la superficie que pueden indicar actividad renovada en o cerca de los domos en el cráter interior donde existe presencia de fumarolas.

El incremento en la actividad que sugieren estos estudios (Sánchez *et al.*, 2009; Rodríguez *et al.*, 2013), indican que debe hacerse todo lo posible para vigilar su actividad y evaluar su peligrosidad. Aunque las tasas estimadas de sismicidad están por debajo de las tasas de fondo típicas en otros volcanes (McNutt, 2000), cabe señalar que la carencia de una mayor cantidad de instrumentación y periodos de registro más largo pueden estar subestimando la sismicidad en el área.

11. Resumen de la historia eruptiva del volcán Ceboruco

La primera etapa de actividad del volcán Ceboruco fue predominantemente efusiva, con la emisión de flujos de lava andesíticos, cuyo apilamiento construyó el edificio principal.

Después de un periodo de inactividad prolongado, una erupción efusiva emitió un flujo de lava riolítico (Destiladero) que antecede la ocurrencia de la erupción explosiva de mayor magnitud conocida para este volcán. La erupción pliniana Jala (Figura 26) produjo voluminosos depósitos de caída de pómez y ceniza, muy probablemente con bloques balísticos, así como depósitos de flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas (Tabla 1), con un volumen total de 3-4 km³ (DRE). Este volumen de materiales piroclásticos sobre las laderas del volcán permitió la producción de flujos de escombros (lahares) después de la erupción, por su remoción durante las épocas de lluvia posteriores.

La actividad post-pliniana del volcán Ceboruco, aunque dominada por actividad efusiva con la emisión de flujos de lava, se caracterizó por una gran variedad de estilos y productos eruptivos (Tabla 1). Durante los últimos 1,000 años, se emplazaron un total de siete flujos de lava con volúmenes individuales que varían entre 0.1 y 2.1 km³ (Figura 26). Las erupciones que emitieron estos flujos tuvieron asociadas fases explosivas con emisión de ceniza y bloques balísticos.

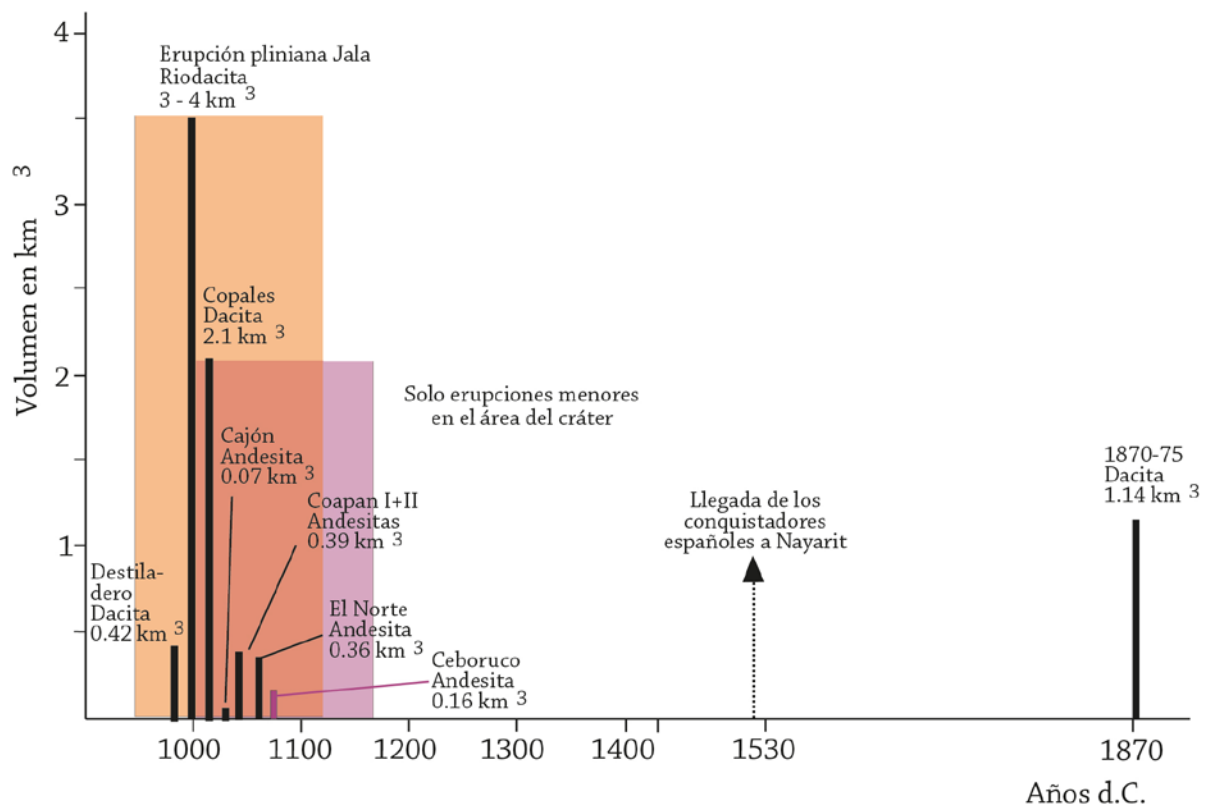
Además, en el interior del cráter ocurrieron erupciones explosivas de pequeña magnitud, produciendo domos y conos piroclásticos, actividad que también produjo emisión de bloques balísticos y dispersión de cenizas. Algunos de estos edificios volcánicos en la cima del Ceboruco presentan ocasionalmente rasgos de freatomagmatismo, indicando la interacción del magma con agua superficial o subterránea. La actividad volcánica que configuró el cráter interior, tal y como lo conocemos en la actualidad, ocurrió muy probablemente después del periodo de actividad efusiva post-Jala (que terminó en el 1,142 d.C) y antes de la conquista española (1528 d.C.), ya que no existen reportes en documentos históricos de que se hubieran presenciado algunas de estas erupciones.

La última erupción importante del volcán Ceboruco, ocurrida en época histórica (1870-75), produjo magma más evolucionado con una composición dacítica, después de al menos 600 años de relativa quietud del edificio principal.

El volcán Ceboruco ha emitido un volumen total de $\sim 4.4 \text{ km}^3$ de lava desde la erupción pliniana Jala. Esto resulta en una tasa de erupción de $0.004 \text{ km}^3/\text{año}$ para los últimos 1,000 años. Sin embargo, si se toma en cuenta que seis de las siete erupciones conocidas para este periodo ocurrieron en un tiempo no mayor a 200 años después de la erupción pliniana, la tasa de erupción resulta mucho más elevada, de $0.006 \text{ km}^3/\text{año}$, para ese periodo de tiempo.

Al observar la historia eruptiva de los últimos 1,000 años (Figura 26), es evidente reconocer que los flujos de lava más voluminosos de composición andesítica fueron producidos durante una secuencia breve después de un corto tiempo de inactividad, mientras que los tiempos de inactividad de duración de varios siglos (cómo fue el caso antes de la erupción de 1870) resultaron en la expulsión de magmas más evolucionados y erupciones más explosivas.

La erupción pliniana Jala (1060 ± 55 años A.P.), la actividad eruptiva post-Jala y la erupción vulcaniana de 1870 fueron tomadas como erupciones de referencia para la definición de los escenarios eruptivos futuros que se describen en el siguiente capítulo.



► **Figura 26.** Volúmenes y tiempos de emplazamiento de los productos de las erupciones post-plinianas (modificado de Sieron y Siebe, 2008 con base en el trabajo de Sieron *et al.*, 2015 y Boehnel *et al.*, 2016). Las franjas naranjas y moradas representan el error del fechamiento de la erupción pliniana Jala (resultado de la conversión de la edad ^{14}C de Sieron y Siebe, 2008) y del flujo de lava Ceboruco (fechamiento paleomagnético) respectivamente.

12. Los volcanes monogenéticos en el graben Ceboruco-San Pedro

En el interior del graben Ceboruco-San Pedro se localizan 28 volcanes monogenéticos del Cuaternario Tardío (Pleistoceno Tardío y Holoceno). La mayor parte de ellos tienen edades que oscilan entre los 100,000 y 2,000 años (Tabla 2, Figura 4), es decir todos los volcanes monogenéticos son más antiguos que la pómez pliniana Jala ($1,060 \pm 55$ años A.P.), que los cubre (Petrone et al., 2001; Ferrari *et al.*, 2000; 2002; Frey *et al.*, 2004; Sieron y Siebe, 2008; Sieron, 2009).

La mayoría de estos edificios volcánicos se encuentran alineados en dirección NW-SE sobre fallas inferidas a partir de su posición, a lo largo de una franja de debilidad cortical, de 2 km de ancho por 30 km de longitud, que corre de manera paralela al límite N del graben y cruza el área de la cima del Ceboruco (Figura 4).

Los volcanes monogenéticos son de tres tipos principalmente: a) conos de escoria de composición basáltico-andesítica, b) domos de lava silíceos y c) 2 anillos de tefras o cráteres de explosión de diferente composición. Además de la variabilidad en los tipos, morfología y composición de los edificios volcánicos monogenéticos, sus depósitos muestran rasgos que indican que fueron construidos con estilos eruptivos muy diversos.

La tabla 2 resume los datos de edades, composiciones, volúmenes y parámetros morfométricos calculados para los edificios volcánicos monogenéticos (Sieron y Siebe, 2008 y Sieron, 2009). Los volúmenes de los edificios monogenéticos fueron calculados usando los programas GIS Ilwis y ArcViewGis, trazando los límites de cada edificio monogenético y aplicando un método de triangulación TIN (*Triangulated Irregular Network*) y los parámetros morfométricos se determinaron según los métodos descritos por Porter (1972) y Wood (1980).

12.1. Conos de escoria

Los conos de escoria se construyen típicamente a partir de fases puramente magmáticas, con una fase inicial estromboliana, de explosividad baja a moderada, seguida por fases efusivas con la emisión de flujos de lava (Martin y Németh, 2006).

De los 28 volcanes monogenéticos en el interior del graben Ceboruco-San Pedro, 20 son conos de escoria con flujos de lava asociados (Tabla 2). Los volúmenes de estos conos varían entre 0.007 y 0.15 km³ y los volúmenes de los flujos de lava asociados varían entre 0.01 y 0.65 km³ (Tabla 2). Sus composiciones también varían considerablemente entre basálticas (como el cono Balastre I) y andesíticas silíceas (como el cono Cerro de la Concha). Sus edades varían entre los 521 ± 15 ka del flujo de lava La Atarjea, en las inmediaciones de Ixtlán del Río, hasta los 2 ± 31 ka del cono de escoria San Juanito (Frey *et al.*, 2004).

Los conos de escorias de edades más antiguas se concentran en el área de Ixtlán del Río: La Artajea, Pedregal I y II, Cerro Colorado y Cristo Rey, que están alineados siguiendo la tendencia general de los edificios monogenéticos en dirección NW-SE. Otros conos de escoria antiguos son El Nogal, El Gavilán (108 ± 22 ka, Frey *et al.*, 2004), Molcajetito, Cerro de la Concha (76 ± 18 ka, Frey *et al.*, 2004),

Tunita, Los Amoles (57 ± 50 ka; Petrone *et al.*, 2001) y Agujereado (34 ± 7 ka; Frey *et al.*, 2004) al NW y Peña Colorada (85 ± 19 ka; Frey *et al.*, 2004) al SE del Ceboruco. De estos, sólo El Gavilán, Los Amoles y Agujereado produjeron flujos de lava (Tabla 2), de los cuales los más importantes son los asociados a Los Amoles, que tuvieron una longitud de hasta 13.4 km y un volumen total de ~ 0.6 km³.

Los conos de escoria más recientes, emplazados durante los últimos 12,000 años (Holoceno) se localizan en posiciones más cercanas al volcán principal Ceboruco. Son siete conos de escoria cuyas edades se establecieron con base en fechamientos por los métodos de radiocarbono y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, así como por el estudio de sus relaciones estratigráficas con otros edificios volcánicos. Estos conos de escoria son: Molcajete, Balastre I, Balastre II y Ceboruquito al E del volcán principal y los conos Molcajetillo, Potrerillo I y San Juanito, al W-NW del volcán principal (Tabla 2). Frey *et al.* (2004) determinaron las edades para El Molcajetillo (12 ± 11 ka) y para San Juanito (2 ± 31 ka), por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Debido a los errores notables reportados para estas edades, se concluye que no son suficientemente precisos para establecer una cronología refinada, pero sí confirman la juventud de estos conos. Sieron y Siebe (2008) fecharon el cono Molcajete (Figura 27), localizado 10 km al SE del volcán Ceboruco, en $9,220 \pm 170$ años A.P. por el método de radiocarbono. El cono de escoria Molcajetillo tiene similitudes morfológicas con el Molcajete y por ello podría tener una edad similar. La edad del resto de los conos de escoria se infiere por las relaciones estratigráficas de sus productos. Finalmente, cabe señalar que el cono San Juanito, considerado el más joven de este grupo, tiene asociado un flujo de lava y un anillo de tefras, expresión morfológica de un cráter de explosión. Por ello se describe en detalle en el apartado correspondiente.

La construcción de estos siete conos de escoria en un período de 12,000 años implica un tiempo de recurrencia de aproximadamente uno en 2,000 años (Sieron y Siebe, 2008).

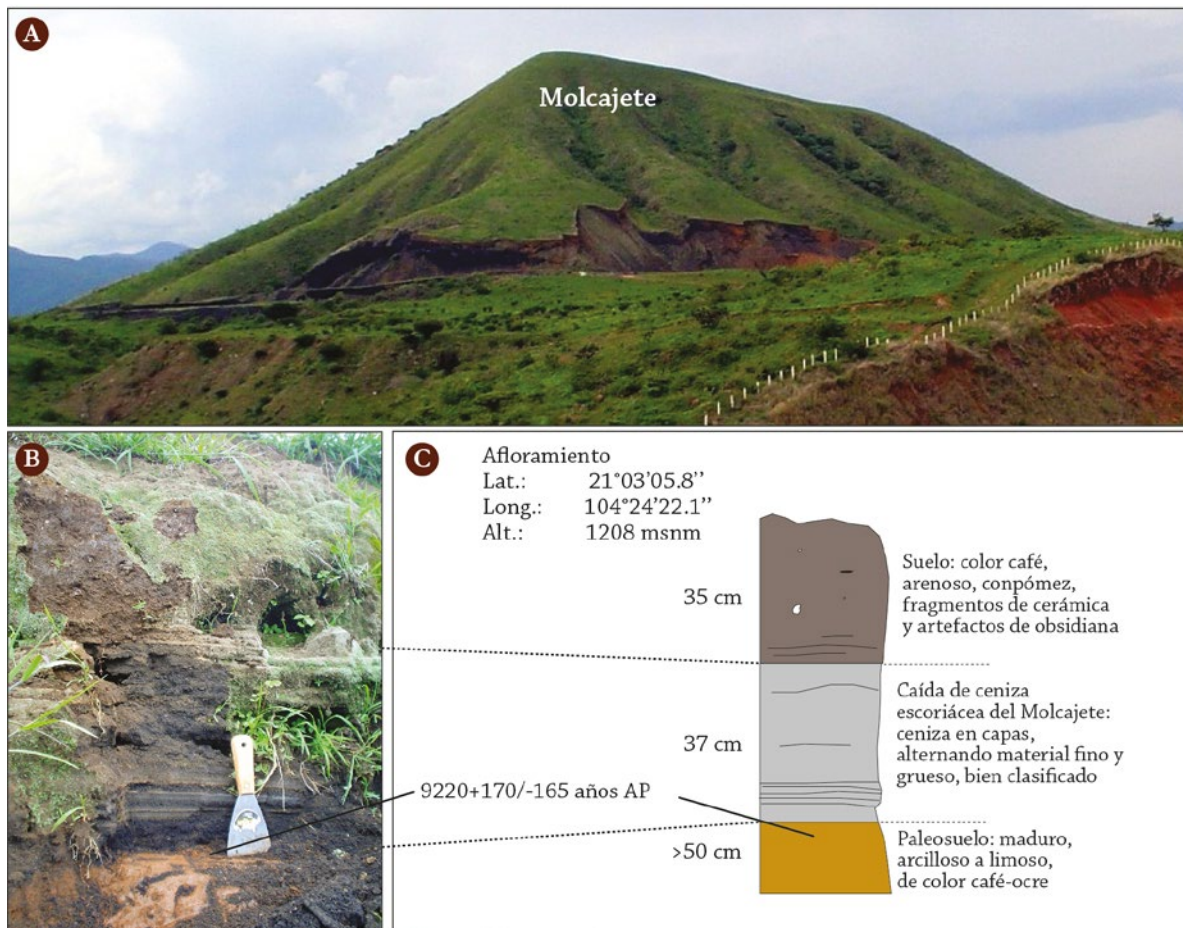
12.2. Domos de lava

En el área del volcán Ceboruco se encuentran 8 domos de lava, que se presentan como edificios aislados o como complejos de domos. La construcción de domos se caracteriza por una predominancia de fases efusivas de baja a moderada explosividad durante la construcción de la estructura, pero algunos de ellos presentan una fase explosiva inicial magmática de tipo subpliniano o freatomagmática.

En el sector W del volcán Ceboruco se encuentran los complejos de domos Tetitlán e Ixletes, que se asocian al complejo de domos más amplio del complejo San Pedro (Figura 5) y que no están incluidos en la Tabla 2. Los domos de lava en el área más cercana al volcán Ceboruco (Figura 4) son de más antiguos a más modernos: el complejo de domos Cerro Grande, el domo Cerro Alto, el domo Potrerillo II al W-NW y los domos Pedregoso y Pochetero al E del volcán principal (Figura 28). También al E del volcán Ceboruco se encuentra el *conlée* La Pichancha, un flujo de lava de composición dacítica, que por su viscosidad tuvo un corto recorrido. Estos domos tienen composiciones dacíticas a riolíticas y volúmenes variables entre 0.02 km³ y 0.6 km³ (Tabla 2).

El complejo Cerro Grande está conformado por tres domos, alineados de N a S. Dos flujos de lava, uno dacítico y uno riolítico, con un volumen combinado de 0.5 km^3 , están asociados con este complejo de domos. Para el domo más septentrional se determinó una edad de $111 \pm 22 \text{ ka}$ (Frey *et al.*, 2004). El domo riolítico Cerro Alto fue fechado en $64 \pm 7 \text{ ka}$ (Frey *et al.*, 2004). Los domos de lava más jóvenes revelan historias eruptivas más complejas, como es el caso del domo Potrerillo II que tiene asociado un flujo de lava y un anillo de tefra, expresión de las fases iniciales explosivas freatomagmáticas (ver sección siguiente), que dieron lugar a su construcción. El volcán monogenético Potrerillo II fue fechado en $2,345 \pm 40$ años A.P. (Sieron y Siebe, 2008).

Los domos silícicos Pedregoso y Pochetero (Figura 28), situados en el flanco E del Ceboruco fueron fechados en $3,550 \pm 110$ y $2,355 \pm 110$ años A.P., respectivamente, por el método de radiocarbono (Sieron y Siebe, 2008). La emisión efusiva de ambos domos fue precedida por actividad explosiva magmática que produjo depósitos piroclásticos subyacentes por paleosuelos, muestreados en un afloramiento cercano a la carretera que une las poblaciones de Ahuacatlán y Jala (Figura 28). Este afloramiento reveló la secuencia eruptiva de estos domos y del cono de escoria Balastre I.



► **Figura 27.** A) Cono de escoria Molcajete visto desde el NE, mostrando el afloramiento donde se obtuvo la muestra para el fechamiento por radiocarbono. B) Detalle del afloramiento donde se levantó la estratigrafía y se tomaron las muestras de paleosuelo y C) Relaciones estratigráficas del paleosuelo con los depósitos de caída de ceniza del Molcajete (modificada de Sieron y Siebe, 2008).



► **Figura 28.** A) Imagen de satélite del flanco E-SE del volcán Ceboruco, donde se localizan los conos de escoria Ceboruquito, Balastre I y II y los domos Pochetero, Pedregoso y Pichancha. B) Sección estratigráfica del afloramiento donde se muestrearon los paleosuelos intercalados entre los depósitos de estos volcanes monogenéticos fechados por radiocarbono y C) fotografía del afloramiento indicado en A (modificada de Sieron y Siebe, 2008).

Finalmente, la última erupción en esta zona produjo la colada (*conlée*) La Pichancha (Figura 28), la cual no se encuentra cubierta ni por depósitos del Pedregoso, ni por depósitos del Pochetero, pero sí por la pómez de la erupción pliniana Jala. Esto significa que La Pichancha es más joven que $2,355 \pm 110$ años A.P. (Pochetero) pero más antigua que $1,060 \pm 55$ años A.P. (erupción pliniana Jala).

Con base en toda esta información se puede concluir que durante los últimos 4,000 años se formaron un total de cuatro domos monogenéticos silíceos (Pedregoso, Potrerillo II, Pochetero y Pichancha) en las cercanías del Ceboruco con un volumen total de 1.2 km^3 y una tasa de erupción promedio de $0.12 \text{ km}^3/1,000$ años.

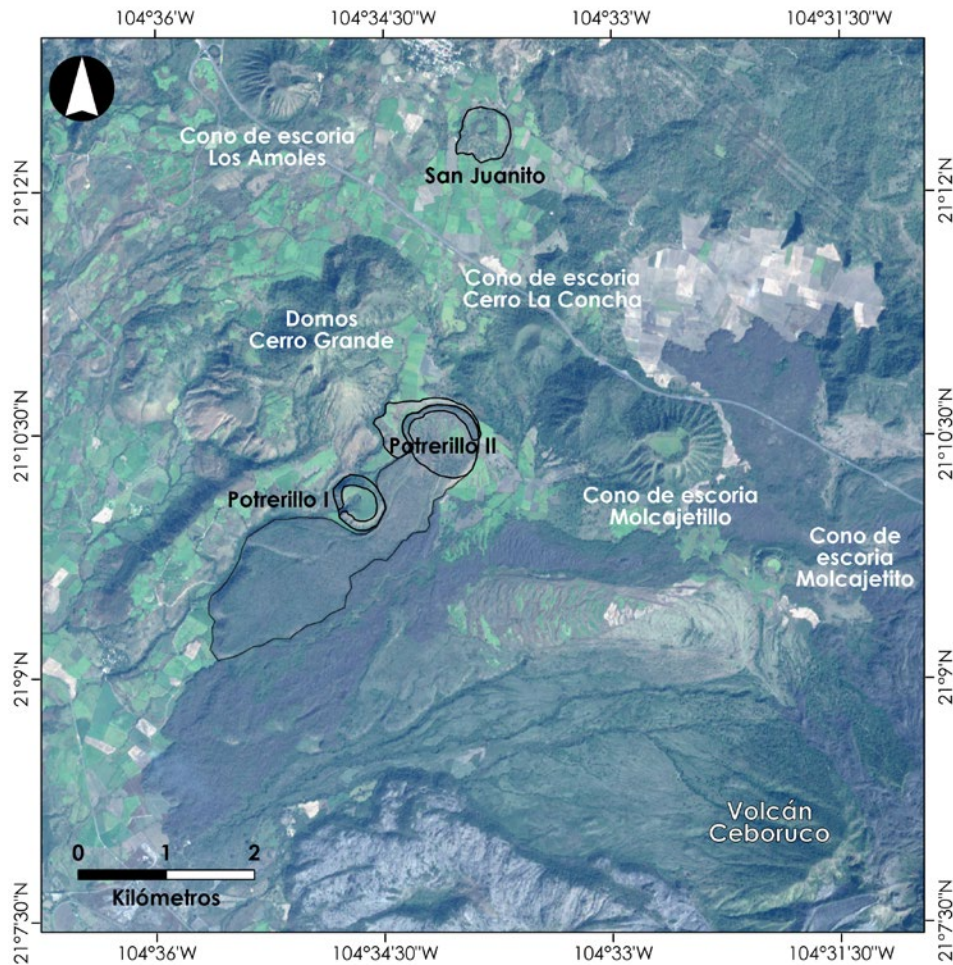
12.3. Cráteres de explosión (anillos de tefra)

Dos de los edificios volcánicos monogenéticos, Potrerillo II y San Juanito, al NW del volcán Ceboruco (Figura 29, Tabla 2), presentan evidencias morfológicas y sedimentarias de que en las fases iniciales de su construcción tuvieron una componente freatomagmática, donde se produjo la interacción explosiva del magma con agua subterránea o superficial durante su ascenso (Sieron y Siebe, 2008 y Agustín-Flores *et al.*, sometido). Estas evidencias morfológicas incluyen, entre otras, la existencia de cráteres con baja relación de aspecto y anillos de tefra de baja altitud con depósitos asociados a corrientes de densidad piroclástica diluidas.

Con el fin de estudiar la actividad freatomagmática y establecer la relación entre la actividad eruptiva monogenética y la configuración hidrogeológica del área, se desarrolló un estudio de detalle para caracterizar tres de los edificios volcánicos monogenéticos: Potrerillo I (considerado en trabajos previos como freatomagmático), Potrerillo II y San Juanito (Figura 29). La estratigrafía, sedimentología (distribución y proporción de tamaño de grano, distribución y proporción de componentes juveniles y líticos, morfología y composición de las partículas juveniles), petrografía y geoquímica de los depósitos de estos edificios volcánicos y su relación con las principales características hidrogeológicas del subsuelo se investigó para reconstruir de forma general su evolución y establecer los principales mecanismos que incidieron en su formación. Los volcanes monogenéticos estudiados son del Holoceno ($<3,000$ años), por lo que se dedicó especial atención en la reconstrucción de las condiciones paleoclimáticas e hidrogeológicas de este periodo. En una primera instancia, la edad de las erupciones presupone un ambiente hidrogeológico similar al actual.

Los centros eruptivos estudiados se encuentran en una pequeña subcuenca de 12 km^2 , en la cuenca del río Ahuacatlán, en un alto topográfico al NW del volcán Ceboruco (Figura 29). El sustrato en los 100-200 m bajo los volcanes Potrerillo II y San Juanito es de composición riolítica, como lo indica el análisis de los líticos en los depósitos piroclásticos de los anillos de tefras de estos edificios volcánicos monogenéticos. Se considera que el subsuelo está constituido por flujos de lava antiguos (probablemente de la secuencia riolítica Jala, que sobreyace la Sierra Madre Occidental y que aflora a escasos 2 km al norte), muy fracturados, intercalados con depósitos piroclásticos de caída, de algún tipo de flujo piroclástico o de material de un suelo más superficial. Se infiere que este tipo de sustrato conforma una combinación de acuíferos fracturados y porosos no confinados, con poca capacidad de almacenamiento de agua.

Los manantiales existentes en las cercanías del río Ahuacatlán (1100 msnm), aproximadamente 7.5 km al S del Potrerillo II, tienen una descarga relativamente baja, de $0.03 \text{ m}^3/\text{s}$ (medida durante la temporada seca) y una temperatura moderada de 25°C . Considerando que la zona de recarga de estos manantiales está en la parte alta del valle (1400 msnm), los datos de descarga indican que las aguas de estas fuentes provienen de un acuífero superficial con alta conductividad hidráulica y alto gradiente hidráulico (aproximadamente 0.06), donde el agua involucrada circula relativamente rápido. Este tipo de acuíferos está influenciado principalmente por el régimen de precipitaciones, que en el sector suroeste de Nayarit es de un promedio de 900 mm anuales.



► **Figura 29.** Imagen satélite del sector noroeste del volcán Ceboruco, donde se encuentran los volcanes Potrerillo I, Potrerillo II y San Juanito estudiados en detalle; además de otros domos y conos de escoria (fuente del mapa base: Misión Ermex, 2015).

a) Volcán Potrerillo I

El volcán Potrerillo I, identificado inicialmente como un cono de tefra con una leve componente freatomagmática, tiene un diámetro basal mayor de aproximadamente 0.5 km y su cima plana tiene una altura máxima de 80 m respecto a su base (Figura 30A). No tiene flujo de lava asociado, pero está rodeado parcialmente por el flujo de lava del volcán Potrerillo II. Sus depósitos (Figuras 30B y 30C), a diferencia del Potrerillo II y San Juanito, están asociados en su totalidad al emplazamiento de material piroclástico por caída.

Hacia la ladera NNE del cono, los depósitos del Potrerillo I están cubiertos por depósitos del Potrerillo II (depósitos distales probablemente). Entre ambos depósitos (Figura 30D) se observa un suelo limoso y poco desarrollado (<1 m).

Si se toma en cuenta que los depósitos en otra localidad asociados con la erupción Potrerillo II fueron fechados en $2,345 \pm 40$ años A.P. (Sieron y Siebe, 2008), y el hecho de que el espesor del suelo encontrado indica que su formación se produjo en unos pocos miles de años, es posible inferir que la erupción Potrerillo I ocurrió antes que la del Potrerillo II, pero todavía durante el Holoceno Temprano.



► **Figura 30.** A) Vista del volcán Potrerillo I desde el SW donde se observa una apertura central en el borde SW del cono de escorias. B) Aspecto general del afloramiento indicado en a). C) Características de los depósitos piroclásticos del cono Potrerillo I. D) Suelo poco desarrollado sobre los depósitos de Potrerillo I que subyacen a los depósitos distales del volcán Potrerillo II. E) Afloramiento en el sector NW del volcán donde se observa la ausencia de discordancias entre las diferentes unidades de caída de piroclastos, (fotografías de Javier Agustín Flores).

Durante la formación de este edificio volcánico el magma ascendió probablemente en forma de dique, como sucede normalmente en erupciones monogenéticas. Debido a la disminución de la presión, los volátiles en el magma empezaron a exsolverse, de forma que incrementó la vesiculación y el magma se fragmentó al llegar a la superficie. El estudio detallado de las características morfológicas y texturales de los piroclastos en este edificio volcánico (alta vesicularidad, angularidad pronunciada, ausencia de partículas adheridas y virtual ausencia de líticos) sugieren que no ocurrió fragmentación freatomagmática (Figura 30B).

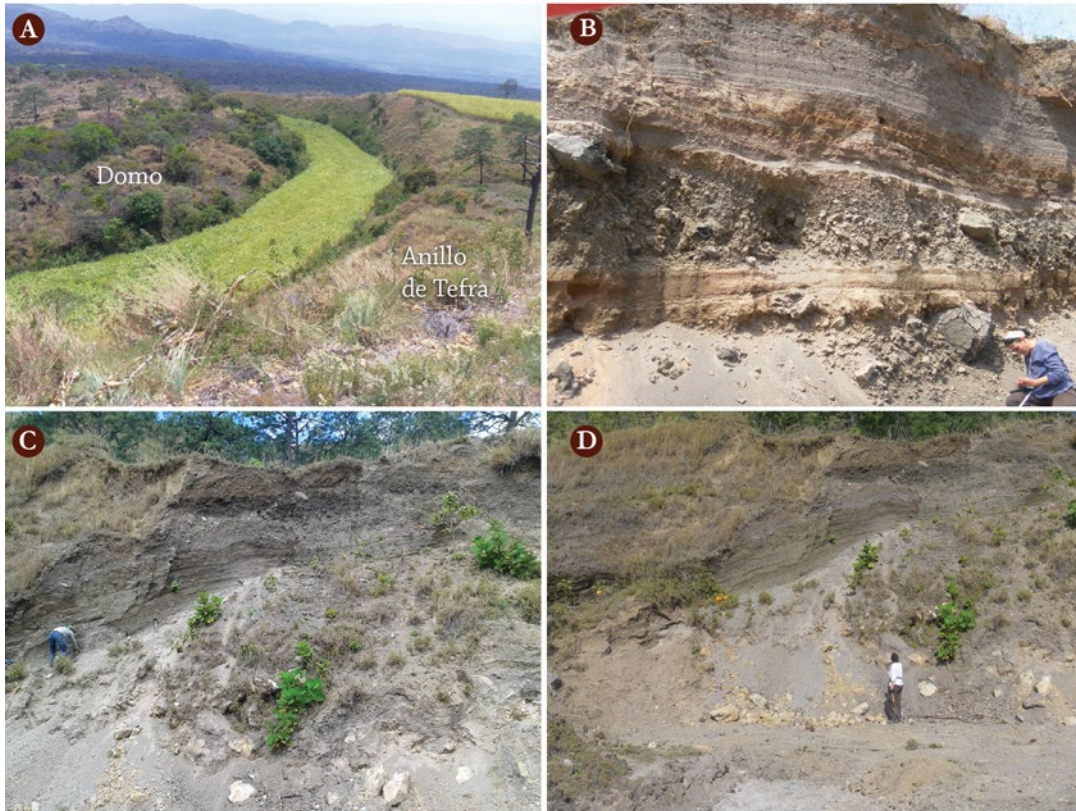
No se observaron en los depósitos evidencias de discordancias estratigráficas que pudieran indicar pausas durante la erupción del Potrerillo I (Figura 31E). Tomando en cuenta que la altura de este cono de escoria es menor a 100 m y que en casos documentados de otros conos de escoria, como el del Parícutín (Foshag y González, 1956) o de conos en los flancos del volcán Etna (Calvari y Pinkerton, 2001) se alcanzaron los 100 m de altura desde la base en 5 días, se estima que la erupción de este volcán duró pocos días. Por otra parte, la ausencia de un flujo de lava asociado a esta erupción indica que el magma involucrado para la formación del cono de escorias Potrerillo I fue de muy poco volumen.

b) Volcán Potrerillo II

El volcán Potrerillo II está conformado por un anillo de tefra principal (Figuras 31A y B y 32A), de forma semicircular y abierto hacia el SE, con un diámetro aproximado de 1 km. Este anillo es el resultado de una fase freatomagmática inicial que fue seguida por fases efusivas que dieron lugar a la formación de un domo (Figuras 31A y 32A) y un flujo de lava (Figura 32a), ambos de composición dacítica. El domo rellena el cráter del anillo de tefra y tiene un espesor variable de hasta 6 m. El flujo de lava se emplazó hacia el SW con un alcance máximo de 3.5 km y espesores considerables que en algunas zonas son de 100 m. En su recorrido el flujo de lava rodea el cono Potrerillo I.

Sieron y Siebe (2008) fecharon muestras de carbón halladas en los depósitos piroclásticos de los montículos localizados al N y NW del anillo de tefra (Figura 31C y D; puntos blancos en la Figura 32A), obteniendo edades de $2,345 \pm 40$ años A.P. y $2,430 + 50/-45$ años A.P. Los depósitos del anillo de tefras y de los montículos son muy similares y no existen discontinuidades importantes entre ellos, por lo que se deduce que ambos depósitos pertenecen a la misma erupción y que no hubo pausas importantes entre las fases eruptivas que emplazaron estos depósitos.

La erupción del Potrerillo II inició con la formación de un dique orientado de NE a SW (Figura 32B; línea blanca en la Figuras 32Aa). La alta vesicularidad de los fragmentos juveniles de pómez en los depósitos indica que el magma involucrado habría empezado un proceso importante de exsolución de volátiles por descompresión. Del estudio en detalle de las dos secuencias de depósitos que conforman el edificio volcánico (inferior y superior) se deducen dos etapas de actividad durante su formación. Un primer episodio donde se produjo el contacto explosivo entre magma y agua en niveles someros (Figura 32B), con la producción de oleadas piroclásticas basales (flujos piroclásticos diluidos, Figura 32C), aunque también se emplazó material por caída, probablemente de manera balística a partir del depósito de jets eruptivos densos y de baja altura. El segundo episodio de formación fue el resultado de la caída de piroclastos en donde no hubo interacción explosiva de magma y agua (Figura 32D).

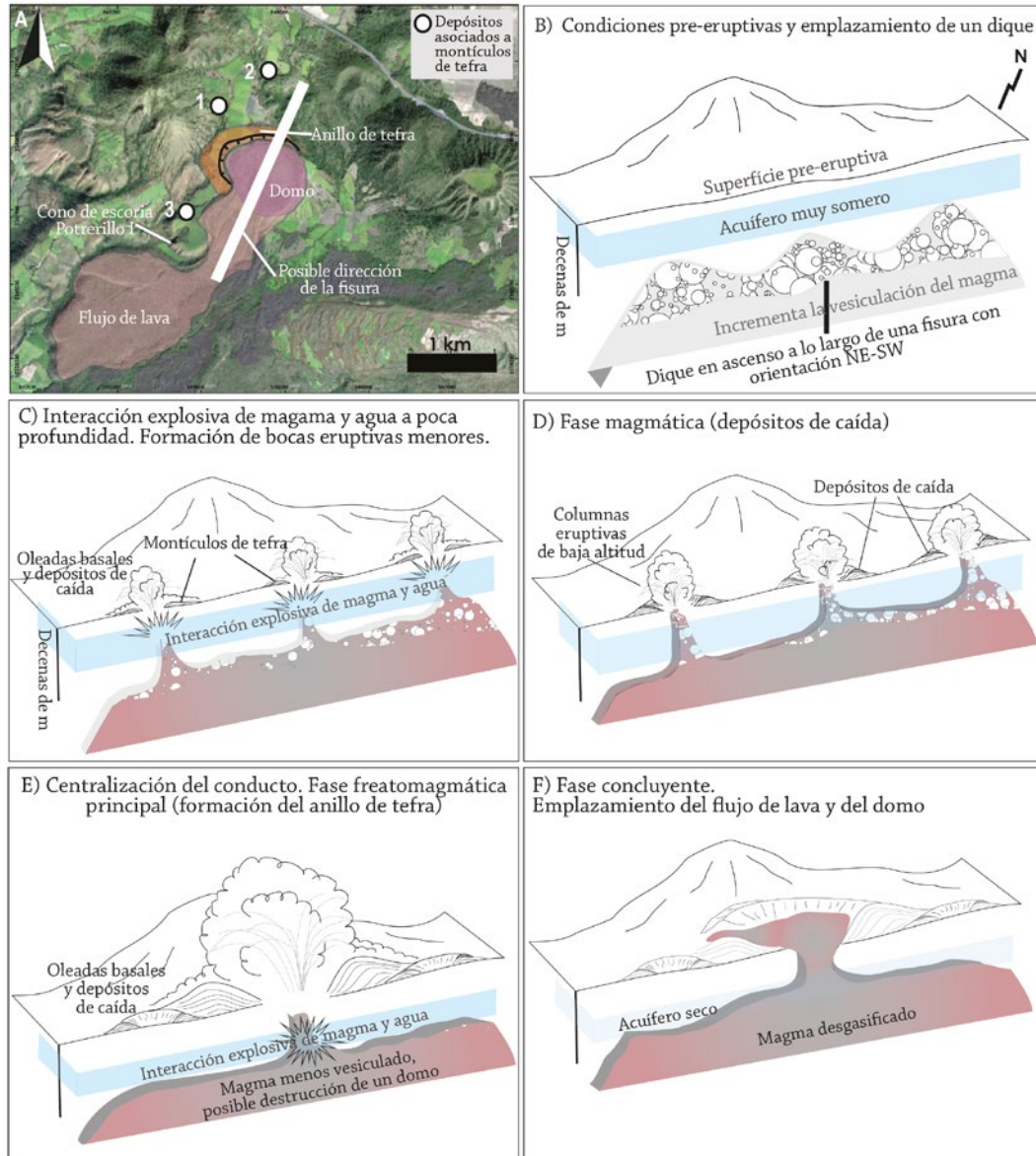


► **Figura 31.** Volcán Potrerillo II. A) Vista del sector norte y oeste del anillo de tefra, con el domo de lava en su interior. B) Depósitos proximales del anillo de tefra, descritos en detalle en un afloramiento del flanco externo del sector norte del anillo. C) y D) Depósitos distales del anillo de tefra en un montículo de depósitos piroclásticos al NW del anillo de tefra (punto blanco 1 en Figura 32) (fotografías de Javier Agustín Flores).

Así, se concluye que la secuencia inferior es resultado de una fase inicial freatomagmática, mientras que la secuencia superior es producto de una fase subsecuente puramente magmática. Probablemente existía un acuífero con un nivel freático bastante superficial, que podría haberse agotado rápidamente durante la primera fase, por lo que en la fase posterior el magma ya vesiculado se habría fragmentado exclusivamente por la expansión de los volátiles (fragmentación magmática; Figura 32D).

Es posible que el dique haya iniciado la centralización del conducto y el magma haya interactuado de manera explosiva con agua a un nivel freático más bajo con relación al nivel que tenía al inicio de la erupción (parte del agua se habría consumido en la interacción explosiva inicial), formándose un cono de depresión del acuífero (Figura 33E). La erupción finalizó con el emplazamiento del domo y el flujo de lava (Figura 32F), lo que indica que muy probablemente el agua del acuífero se agotó, y por tanto, cesó la interacción explosiva entre el magma y el agua.

Las fases freatomagmática y magmática que dieron lugar a los depósitos de los montículos y del anillo de tefra del volcán Potrerillo II tuvo una duración de pocos días, tal vez de pocas semanas; sin tomar



► **Figura 32.** Modelo esquemático y generalizado de la evolución de la erupción Potrerillo II. A) Mapa de localización de las estructuras que conforman el volcán monogenético: Anillo de tefra, domo y flujo de lava (fuente del mapa base: Misión Ermex, 2015). B a F) Desarrollo progresivo de la erupción desde el emplazamiento inicial del magma, la interacción explosiva de este con un acuífero somero produciéndose fragmentación freatomagmática y las subsecuentes etapas con diferentes estilos eruptivos, hasta el emplazamiento de magma desgasificado y el emplazamiento del domo y el flujo de lava.

en cuenta el emplazamiento del domo y del flujo de lava. Otros anillos de tefra de la magnitud del Potrerillo II se han formado a partir de erupciones de pocos días de duración (Moore *et al.*, 1966; Kienle *et al.*, 1980; Austin-Erickson *et al.*, 2008, 2011; Nemeth y Cronin, 2011).



c) Volcán San Juanito

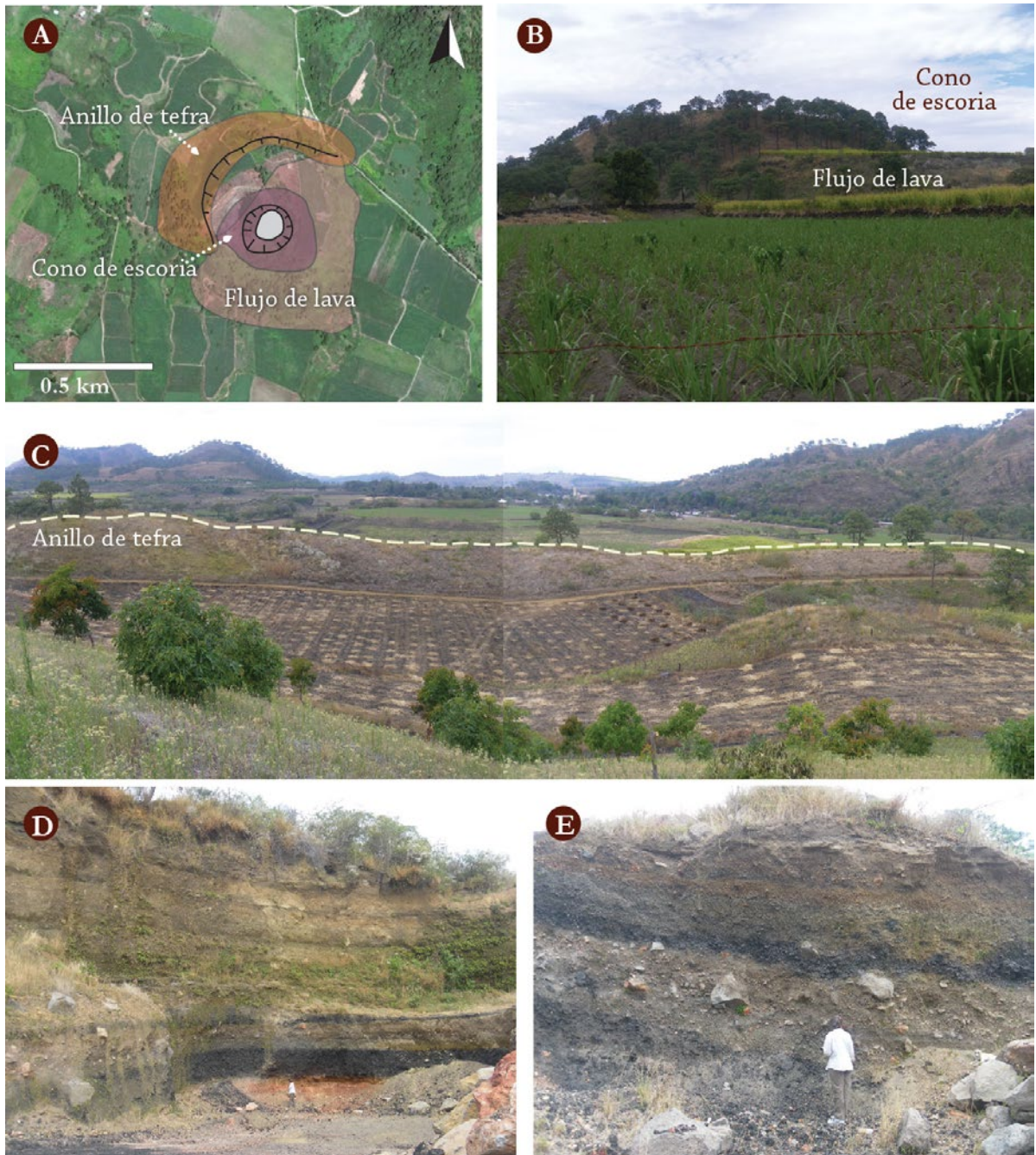
El volcán San Juanito (Figura 33), ubicado al N de los volcanes Potrerillo I y II, cerca de la población de Tequepexpan, consta de un anillo de tefra incompleto, de un cono de escoria ubicado en su interior y de un flujo de lava que rodea al cono de escorias (Figuras 33A, B y C), de composición andesita-basáltica. La edad de la erupción fue determinada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 2 ± 31 ka (Frey *et al.*, 2004). Como se mencionó, este fechamiento no es preciso ya que su rango de error es muy grande. Sin embargo, confirma que se trata de una erupción joven, ocurrida durante el Holoceno, probablemente de las más recientes en el área del volcán Ceboruco, junto con las del Potrerillo I y Potrerillo II.

El estudio de la secuencia de depósitos del anillo de tefra San Juanito, expuesta en un corte de 18 m de altura en su parte occidental (Figuras 33C, D y E), permitió establecer las etapas de formación de este edificio volcánico. Inicialmente, el magma ascendió formando un dique en la parte superficial de la corteza (Figura 34A). La presencia de fragmentos juveniles con vesicularidad moderada y la presencia abundante de líticos en los depósitos basales indican que el magma había empezado un proceso de exsolución de volátiles, que habría sido interrumpido al interactuar explosivamente el magma con agua de un acuífero (Figura 34B). Este abundante contenido en líticos sugiere que el nivel de excavación del substrato no fue tan superficial como en el caso de los focos de las erupciones freatomagmáticas del volcán Potrerillo II. Se considera que la generación de explosiones freatomagmáticas, que indica el nivel de interacción entre el magma y el agua subterránea, pudo haberse encontrado en algún punto a una profundidad entre 100 y 200 m, nivel que se considera como más probable en la literatura sobre el tema (Valentine *et al.*, 2014).

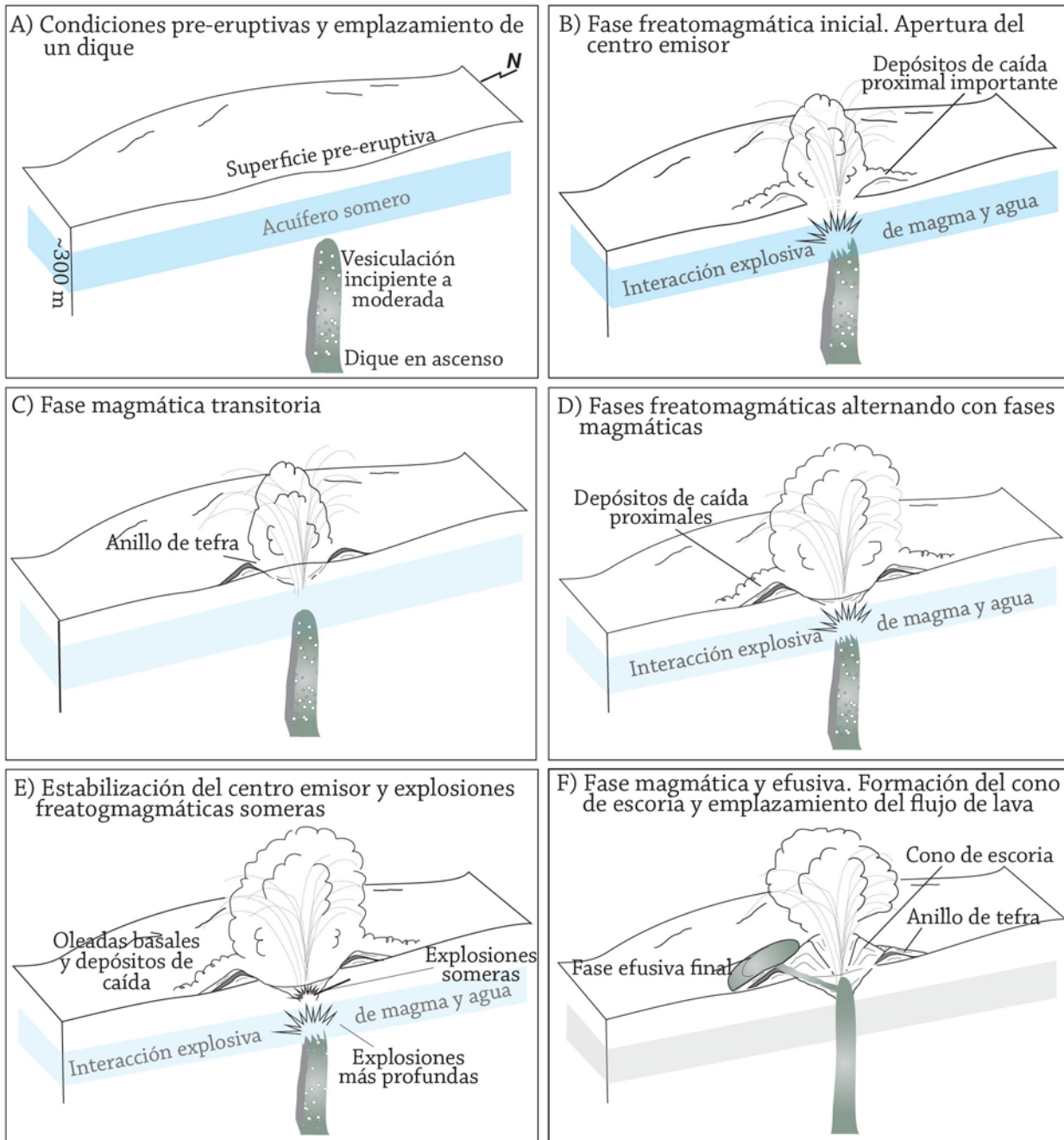
Después de la fase inicial freatomagmática, inicia súbitamente una fase magmática (Figura 34C) con el emplazamiento de material juvenil aglutinado. Durante esta fase es probable que el magma ascendiera a niveles superiores en el substrato donde no había agua o agua en suficiente cantidad para producir interacciones explosivas. Posteriormente las características de los depósitos piroclásticos indican que ocurrió una alternancia de fases freatomagmáticas y fases magmáticas (Figura 34D). Esto indica que durante la fase magmática transitoria anterior (Figura 34C) hubo descarga del acuífero de forma que cesó esta fase y evitó que se produjeran explosiones freatomagmáticas, las cuales se reanudaron una vez que el acuífero se recargó.

En el techo de la secuencia del anillo de tefra, las características sedimentarias indican que el material fue depositado a partir de oleadas piroclásticas basales y jets densos de poca altura generados en explosiones freatomagmáticas someras (Figura 34E), como lo sugiere el modelo de Valentine y White (2012). Eventualmente el suministro de agua se agotó, posiblemente debido a la falta de recarga del acuífero, lo que dio paso a la formación del cono de escoria.

Finalmente, la erupción de magma desgasificado formó el flujo de lava (Figura 34F) que circunda parcialmente al cono. La duración de las fases que formaron el anillo de tefra San Juanito estarían dentro de la estimada para el anillo de tefra Potrerillo II, de pocos días a pocas semanas. Si se considera que las dimensiones del anillo de tefra San Juanito son menores a las de Potrerillo II, quizás la duración de esta fase se restringe aún más, solamente a pocos días.



► **Figura 33.** A) Mapa de las principales estructuras que conforman el volcán San Juanito. B) Vista del cono de escoria y del flujo de lava desde el E, el flujo tiene un espesor de ~20 m. C) Anillo de tefra de aproximadamente 4 m de espesor. D) Afloramiento (~18 m) que muestra la secuencia completa de los depósitos asociados al anillo de tefra. E) Acercamiento de la secuencia piroclástica en D), nótese la alternancia de capas ricas en material juvenil y material lítico (fotografías de Javier Agustín Flores).



► **Figura 34.** Modelo esquemático y generalizado de la iniciación y desarrollo de la erupción San Juanito. A) a F) Desarrollo progresivo de la erupción desde el emplazamiento inicial del magma, pasando por los diferentes estilos eruptivos y sus manifestaciones, hasta el emplazamiento de magma desgasificado y la producción del cono de escoria y del flujo de lava.

En resumen, se encontraron diferencias notables en la evolución y estilos eruptivos de los volcanes Potrerillo I, Potrerillo II y San Juanito. En general, la evidencia apunta a que se desarrollaron fases freatomagmáticas importantes en la formación de los volcanes Potrerillo II y San Juanito. En contraste, Potrerillo I se construyó a partir de una erupción donde la interacción explosiva de magma y agua fue muy baja o nula. Aunque la composición del magma involucrado juega un papel importante en definir el tipo de productos volcánicos emitidos, se ha determinado que el rol de la interacción de este magma con un acuífero somero es primordial en definir las características de los depósitos y piroclastos asociados.

En el área del volcán Ceboruco, durante los últimos 12,000 años (Holoceno) se produjeron 12 erupciones de volcanes monogenéticos: 6 conos de escoria, 4 domos silíceos y 2 anillos de tefra (Tabla 2), lo cual muestra la alta recurrencia de este tipo de erupciones. Las características de los anillos de tefra indican que durante su construcción tuvieron lugar fases freatomagmáticas, donde se produjo la interacción explosiva de magma con agua.

III. Escenarios y mapas de peligro volcánico

El peligro volcánico es la probabilidad de que un evento eruptivo destructivo impacte un área en un periodo de tiempo determinado (Blong, 1984). Por tanto, para cuantificar el peligro volcánico se requiere estimar las probabilidades de ocurrencia de un escenario eruptivo en específico, así como determinar la afectación espacial de cada uno de los fenómenos volcánicos que pueden desarrollarse durante el transcurso de una erupción.

Como se detalló en los capítulos anteriores, el Ceboruco es un volcán activo, cuya historia eruptiva, especialmente la de los últimos 1,000 años, incluye diferentes erupciones con diversidad de estilos eruptivos y de productos volcánicos emitidos. Su última erupción en época histórica, además de la persistencia de la actividad fumarólica y sísmica en su área de influencia, avalan que se trata de un volcán peligroso que podría presentar actividad eruptiva en el futuro.

Con base en su historial de erupciones se han definido para el volcán Ceboruco tres escenarios de peligro volcánico. Los escenarios describen el tipo de actividad eruptiva que podría presentarse en el futuro, así como el tipo y cantidad de productos volcánicos que estas erupciones podrían emitir.

Se realizó la evaluación espacial y la determinación de las áreas que podrían resultar afectadas por estos diferentes productos eruptivos, a través de simulaciones, con códigos computacionales especializados, de los diferentes fenómenos volcánicos que pueden producirse en cada escenario eruptivo: Caída de cenizas, emisión de fragmentos balísticos, emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas, generación de lahares y emisión de flujos de lava. Cada uno de estos procesos o fenómenos volcánicos conlleva diferentes grados de peligrosidad debido a las diferentes formas de emisión y emplazamiento de los productos volcánicos, por lo que se realizaron mapas de peligro específicos para cada uno de ellos. Sin embargo, es necesario considerar que raramente estos fenómenos volcánicos se presentan individualmente, sino que lo hacen de forma simultánea o con muy poco tiempo de diferencia durante el transcurso de una erupción. Por ello, se han elaborado mapas de peligro para cada uno de los escenarios considerados y posteriormente se diseñó el mapa general de peligros que muestra las áreas que en su conjunto podrían resultar afectadas por todos los productos de un mismo tipo de actividad eruptiva.

Las simulaciones para cada uno de los fenómenos volcánicos se realizaron usando diferentes parámetros de entrada, extraídos del estudio y conocimiento de los depósitos volcánicos de erupciones pasadas. En una primera etapa, se llevó a cabo el proceso de calibración de cada uno de los códigos computacionales, tratando de reproducir el alcance de algunos de los depósitos volcánicos ya conocidos. La simulación propiamente dicha, consiste en reproducir las erupciones de diferente magnitud que definen cada uno de los escenarios de peligro usando un rango de valores para cada uno de los parámetros de entrada. Los resultados de las simulaciones, normalmente capas de información del Sistema de Información Geográfico (SIG) del proyecto, se prepararon y editaron para finalmente construir los mapas de peligro para cada fenómeno volcánico.

No se han considerado escenarios de peligro asociados a posible actividad monogenética futura en el interior del graben Ceboruco-San Pedro. Sieron y Siebe (2008) y Sieron (2009) abordaron la cronología

de estas erupciones y analizaron las tipologías de una gran parte de los edificios volcánicos de este tipo en el área de influencia del volcán Ceboruco. Más recientemente, en el marco de este proyecto, se han caracterizado tres volcanes monogenéticos, dos de ellos con fases eruptivas freatomagmáticas durante su construcción (Agustín-Flores *et al.*, sometido). Estos trabajos deben constituir la base para abordar, en un proyecto futuro, la peligrosidad de este tipo de actividad volcánica.

13. Escenarios de peligro volcánico para el volcán Ceboruco

La definición de escenarios de peligro volcánico consiste en delimitar qué tipo de erupciones pueden ocurrir en un futuro en el volcán Ceboruco, considerando diferentes rangos de magnitud de la actividad eruptiva y qué procesos volcánicos podrían tener lugar: Caída de cenizas, emisión de fragmentos balísticos, emplazamiento de flujos piroclásticos, emplazamiento de flujos de lava, generación de lahares, etc. Cada uno de estos procesos o fenómenos volcánicos conlleva diferentes grados de peligrosidad debido a las diferentes formas de emisión y emplazamiento de los productos volcánicos expulsados.

Se establecieron tres escenarios de peligro (Tabla 6) con base en el análisis y discusión de toda la información obtenida de la revisión bibliográfica, de los trabajos de campo y analíticos y de reconstrucción de la historia eruptiva.

- **Escenario de menor magnitud** (escenario 1; Figura 35, Tabla 6): Erupción efusiva de composición andesítica, con volúmenes totales de magma emitido de 0.02 a 0.5 km³, como las ocurridas durante el emplazamiento de los flujos de lava el Cajón, Coapan I y II, el Norte y Ceboruco. En este tipo de erupción se produciría uno o varios flujos de lava, probablemente acompañados por una fase explosiva de pequeña magnitud y duración, que conllevaría la emisión de cenizas y de fragmentos balísticos, desde una columna eruptiva de 1 a 5 km de altura. La erupción podría tener origen tanto desde el cráter central, como desde algún centro de emisión en las partes altas de las laderas N y SW del volcán. La mayor parte del volumen de magma involucrado en este tipo de erupción se emitiría como un flujo de lava, con poca cantidad de material fragmentado. Por tanto, no se considera la ocurrencia de lahares durante el transcurso de esta erupción o de forma posterior. La erupción descrita para este escenario tendría un VEI menor a 2 (VEI <2).

► **Figura 35.** Ilustración de la erupción efusiva considerada en el escenario de peligro de menor magnitud (escenario 1) del volcán Ceboruco (Saskia Siebe, 2017).



- **Escenario de magnitud intermedia** (escenario 2; Figura 36, Tabla 6): Erupción explosiva vulcaniana de pequeña a moderada magnitud, con fases efusivas de composición dacítica, con volúmenes totales de magma emitidos de 0.5 a 2.5 km³; como la ocurrida en 1870-1875. Las fases explosivas de este tipo de erupción podrían producir columnas eruptivas de 5 a 15 km de altura, con la emisión y caída de piroclastos y ceniza, la emisión de fragmentos balísticos, y la generación de flujos y oleadas piroclásticas en caso de ocurrir el colapso de la columna eruptiva.

Los flujos de lava de composición dacítica podrían ocurrir desde el mismo centro emisor que las fases explosivas en algún punto del cráter central o bien desde otro centro de emisión cercano. Por su viscosidad, mayor que en el caso de las lavas del escenario de menor magnitud, es posible que se formaran domos en la boca de salida de estas lavas y que su recorrido fuera menor que en el caso de las lavas andesíticas. La producción de material fragmentario hace probable la generación de lahares durante las épocas de lluvia posteriores a la erupción. La erupción descrita para este escenario tendría un VEI entre 2 y 3 (VEI = 2-3).



► **Figura 36.** Ilustración de la erupción explosiva vulcaniana considerada en el escenario de peligro de magnitud intermedia (escenario 2) del volcán Ceboruco (Saskia Siebe, 2017).

- **Escenario de mayor magnitud** (escenario 3; Figura 37, Tabla 6): Erupción explosiva de gran magnitud, de tipo pliniano, similar a la erupción pliniana Jala, ocurrida hace 1060 ±55 años A.P., con volúmenes totales de magma emitido entre 2.5 y 5 km³. Esta erupción podría generar una columna eruptiva superior a los 20 km de altura y produciría grandes volúmenes de piroclastos y ceniza, además de la emisión de fragmentos balísticos y muy probablemente

flujos y oleadas piroclásticas por el colapso de la columna eruptiva. Se considera que esta erupción ocurriría desde el cráter central del volcán Ceboruco y produciría la destrucción de parte de los edificios volcánicos actualmente presentes en la cima del volcán, incorporándose parte de estos materiales a la columna eruptiva. Adicionalmente, ocurrirían lahares de forma simultánea a la erupción o más probablemente de forma posterior, durante las épocas de lluvia subsecuentes, tanto en las laderas del volcán como en las laderas más escarpadas de la Sierra Madre Occidental donde se acumularían piroclastos y cenizas. La erupción descrita para este escenario tendría un VEI mayor a tres y hasta 6 (VEI >3 hasta VEI = 6).



► **Figura 37.** Ilustración de la erupción explosiva pliniana considerada en el escenario de peligro de mayor magnitud (escenario 3) del volcán Ceboruco (Saskia Siebe, 2017).

Aunque este tipo de escenario ocurre en un rango temporal que supera el de una vida humana, es un escenario factible y no debe dejar de considerarse para fines de ordenamiento territorial y planificación del desarrollo. La planeación, diseño e implementación de infraestructuras estratégicas de comunicación, energéticas o de crecimiento urbano en el estado de Nayarit debe considerar las áreas que podrían resultar afectadas por los productos de una erupción de tipo pliniano en sus planes de desarrollo y gestión de riesgo.

Tabla 6. Parámetros descriptivos de los fenómenos volcánicos que puedes desarrollarse durante futuras erupciones en el volcán Ceboruco

Escenarios	Descripción	Procesos volcánicos				
		Caída de piroclastos y cenizas	Bloques balísticos	Flujos de lava	Flujos piroclásticos	Lahares
Escenario de menor magnitud (Escenario 1)	Erupción efusiva de composición andésitica Vol. 0.02 - 0.5 km ³ Altura columna eruptiva: 1 - 5 km VEI <2	Volumen	Diámetro	Volumen	Volumen	Lahares
		0.001 - 0.025 km ³	0.1 - 0.5 m	0.02 - 0.475 km ³		
		Altura de columna	Densidad	Espesor promedio		
		1 - 5 km	Andesita 2500 kg/m ³	10 - 40 m		
		Granulometría	Velocidad inicial	Alcance		
		Eje distribución erupción 1870 (NE)	150 a 200 m/s	8 - 15 km		
Escenario de magnitud intermedia (Escenario 2)	Erupción vulcaniana, con fases efusivas de composición dacítica Vol. 0.5 - 2.5 km ³ Altura columna eruptiva: 5 - 15 km VEI entre 2 - 3.	Volumen	Diámetro	Volumen	Volumen	Volumen
		0.05 - 0.25 Km ³	0.1 - 0.5 m	0.475 - 2.125 km ³	0.025 - 0.125 km ³	0.5 - 3/4 x 10 ⁶ m ³ (agua + sedimentos)
		Altura de columna	Densidad	Espesor promedio	Fricción basal	Áreas de alimentación
		5 - 15 km	Andesita/Dacita 2500 - 2800 kg/m ³	40 - 140 m	10° - 15°	Laderas Ceboruco
		Granulometría	Velocidad inicial	Alcance	Colapso columna	
		Eje distribución erupción 1870 (NE)	150 a 200 m/s	4 - 8 km	1500 m	
Escenario de mayor magnitud (Escenario 3)	Erupción piniana Vol. 2.5 - 5 km ³ Altura columna eruptiva: > 20 km VEI >3	Volumen	Diámetro	Volumen	Volumen	Volumen
		2 - 4 Km ³	> 0.5 m	0.5 - 1 km ³	9 - 11 x 106 m ³ (agua + sedimentos)	9 - 11 x 106 m ³ (agua + sedimentos)
		Altura de columna	Densidad	Fricción basal	Áreas de alimentación	Áreas de alimentación
		15 - 35 km	Andesita/Dacita 2500 - 2800 kg/m ³	8° - 12°	Laderas Ceboruco	Laderas Ceboruco
		Granulometría	Velocidad inicial	Colapso columna		
		Eje distribución pliniana Jala (NE)	150 a 200 m/s	1500 m	1500 m	
SIMULADORES (software) PARA REPRODUCIR EL FENÓMENO VOLCÁNICO		Tephra 2 (Bonadonna <i>et al.</i> , 2014) Hazmap (Macedonio <i>et al.</i> , 2005)	Eject! Code (Mastin, 2001)	Etna Lava Flow Model (Damiani <i>et al.</i> , 2006)	Titan2D (Patra <i>et al.</i> , 2005; Sheridan <i>et al.</i> , 2005)	LaharZ (Schilling, 1998)

14. Fenómenos volcánicos esperados y su simulación

Una erupción volcánica, independientemente de su magnitud, se desarrolla en diferentes fases eruptivas, donde la forma de lanzamiento, transporte y deposición de los productos volcánicos es distinta y por tanto también es distinta la peligrosidad que representan para la población e infraestructura asentada en el área de influencia de un volcán.

En caso de ocurrir en el volcán Ceboruco una erupción como la definida en el escenario de menor magnitud, los fenómenos volcánicos que podrían producirse son la emisión y caída de cenizas, el lanzamiento de fragmentos balísticos y la emisión de flujos de lava. En caso de producirse una erupción explosiva de pequeña a moderada magnitud como la definida para el escenario de magnitud intermedia, los fenómenos que podrían producirse, además de los mencionados para el primer escenario, son el emplazamiento de corrientes piroclásticas de densidad (flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas asociadas) y de lahares durante la estación lluviosa. Si se produjera una erupción de gran explosividad, de tipo pliniano, como la descrita para el escenario de mayor magnitud, podrían producirse también todos estos fenómenos, pero con un mayor volumen de materiales involucrados y por tanto con un mayor alcance.

Para cada fenómeno volcánico se seleccionó un *software* (Tabla 6) que permite simular los mecanismos de emplazamiento y el alcance de los productos volcánicos emitidos, para obtener las áreas que podrían resultar afectadas por una futura erupción. Actualmente, existen diferentes códigos computacionales para simular un mismo fenómeno. La selección del *software* para cada fenómeno volcánico se realizó atendiendo a criterios de adaptabilidad a la dinámica y física de los procesos que se simulaban, así como por su accesibilidad y optimización de tiempo de cómputo.

El funcionamiento de cada uno de estos códigos computacionales inicia asignando valores a una serie de parámetros de entrada que caracterizan al fenómeno volcánico que se pretende reproducir mediante la simulación (Tabla 6), en función de la magnitud de la erupción que los genera (escenarios eruptivos). Los valores de los parámetros de entrada provienen de tres fuentes: 1) Datos de campo de los depósitos volcánicos producidos por las erupciones conocidas del volcán, considerados como referencia; 2) de la literatura sobre volcanes y procesos análogos y 3) del proceso de calibración de los programas especializados de simulación, en el que se trata de reproducir el alcance de los productos de una erupción ya conocida.

En los siguientes apartados se describen cada uno de los productos volcánicos esperados en caso de la ocurrencia futura de alguna de las erupciones volcánicas de diferente magnitud descritas en los escenarios de peligro del volcán Ceboruco, así como los trabajos de simulación de cada uno de ellos y finalmente los mapas de peligro obtenidos para cada fenómeno volcánico.

14.1. Caída de piroclastos y ceniza

La caída de piroclastos y ceniza es uno de los fenómenos más comunes asociados a la actividad volcánica (Figura 38). Por sus características, la ceniza afecta en varios aspectos a la vida humana y al ambiente.



► **Figura 38.** Caída de ceniza de la columna eruptiva del volcán Etna (Sicilia, Italia) durante una erupción en 2010 (Fotografía de: Tom Pfeiffer/www.volcanodiscovery.com).

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

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

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

El espesor y el área afectada por la caída de lapilli y ceniza dependerá de la magnitud de la erupción que las genera (principalmente del volumen de magma emitido y de la altura de la columna eruptiva) y también de la dirección predominante y velocidad de los vientos sobre el volcán. Para la zona del volcán Ceboruco se analizaron la dirección y velocidad de vientos promediando datos de 84 horas para todos los meses del año y considerando diferentes alturas sobre el volcán (5 km, 15 km y 25 km; Figura 39). Los datos se obtuvieron de la Agencia Nacional para el Océano y la Atmósfera de Estados Unidos (NOAA por sus siglas en inglés; <https://ready.arl.noaa.gov/READYamet.php>).

En el volcán Ceboruco los vientos a una altura de pocos kilómetros son principalmente de componente SW (Figura 39), es decir, los vientos vienen del SW y se dirigen hacia el NE, aunque en la



última parte de la temporada húmeda (otoño, finales de septiembre a finales de diciembre) cambian a componente E. Las velocidades son inferiores a los 4 m/s. Para una altura de 15 km se observa que la dirección de vientos cambia respecto a alturas inferiores (Figura 41). Los vientos son principalmente de componente W-SW desde octubre a junio, pero tienen componente E en la primera parte de la época de lluvia (verano, de julio a septiembre). La velocidad de los vientos a esta altura varía entre 4 y 22 m/s. Para alturas de 25 km las direcciones de los vientos son también de componente W-SW para los meses de la temporada seca (de diciembre a junio), pero son más variables en los meses de la temporada húmeda (Figura 41), cambiando de componente NE en verano (junio a septiembre) y de componente SE en otoño (octubre a diciembre). La velocidad de los vientos a esta altura varía de 7 a más de 22 m/s.

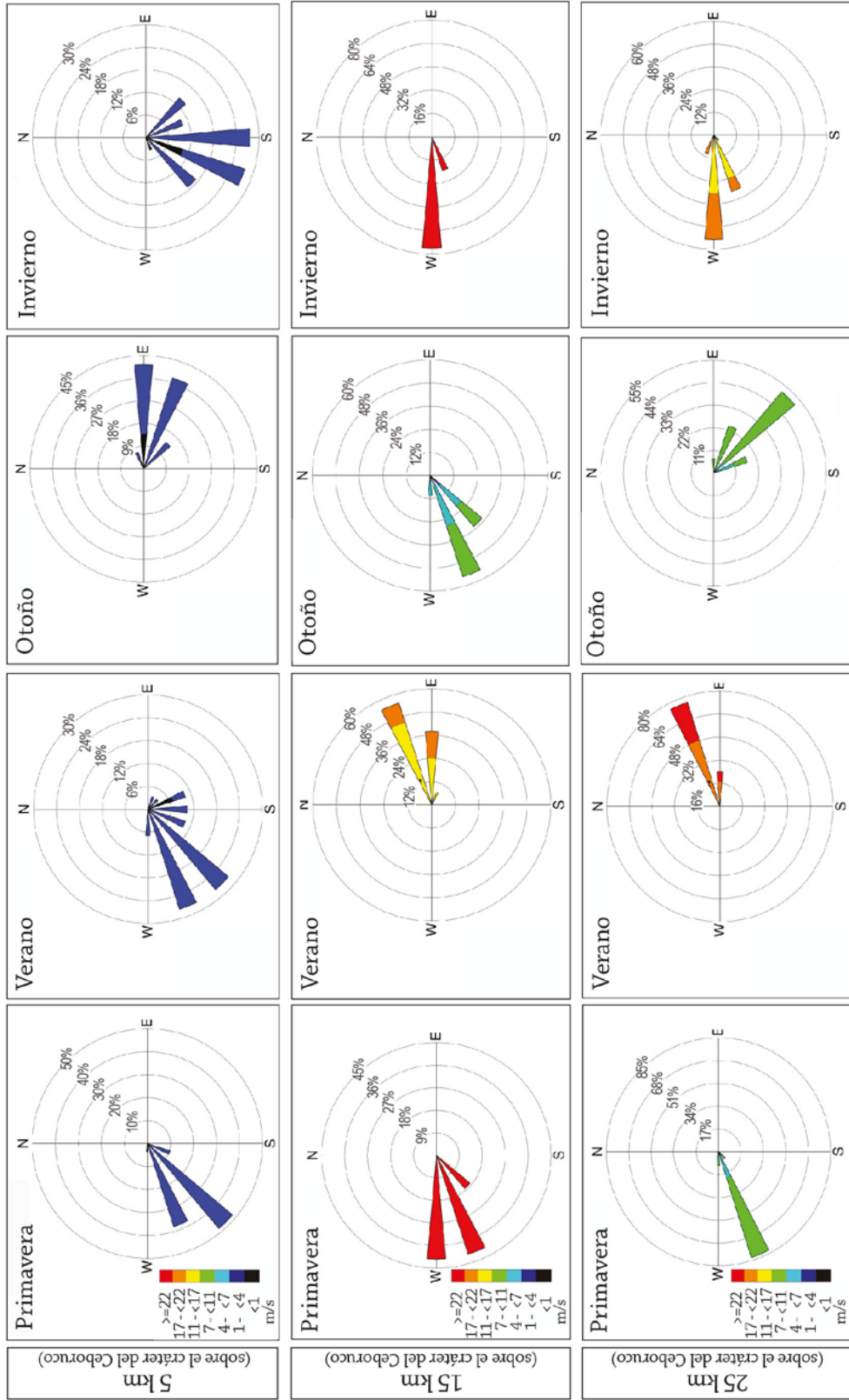
La caída de tefra puede afectar amplias áreas, provocando daños en zonas proximales (decenas de kilómetros del centro eruptivo), medio-distales (centenas de kilómetros) y distales (miles de kilómetros), en la dirección de dispersión de los vientos.

Uno de los principales impactos de la caída de ceniza es la afectación a la salud pública, ya que la presencia de cenizas en el suelo y la atmósfera provoca entre otros, problemas respiratorios debidos a la inhalación de ceniza fina y afectaciones a las mucosas (piel, ojos, etc.) y la reducción de la visibilidad. Con relación a los efectos medioambientales, la deposición de ceniza disminuye la permeabilidad de los suelos, aumenta el escurrimiento superficial y favorece las inundaciones (Favalli *et al.*, 2006). La lixiviación de cenizas puede resultar en la contaminación de los recursos hídricos (Stewart *et al.*, 2006), causar daños a la agricultura, pastos y ganados, afectar el ecosistema acuático y alterar el ambiente geoquímico en el mar (Haeckel *et al.*, 2001). Los efectos a la infraestructura y condiciones de vida están relacionados con el colapso de techos por la acumulación de tefra, especialmente cuando afecta a construcciones mixtas (Simkin y Fiske, 1983), la alteración de la circulación en vías de comunicación (carreteras, ferrocarriles, etc.) por reducción de la visibilidad y porque su acumulación en calles y carreteras impide la tracción de las llantas, el daño a las líneas eléctricas y a la comunicación inalámbrica (Blong, 1984).

Por otra parte, las nubes de ceniza son un peligro para la aviación, por los daños que pueden generar a los motores de las aeronaves en vuelo y en las pistas de los aeropuertos, afectando las operaciones aeroportuarias (Casadevall *et al.*, 1996; Miller y Casadevall, 2000; Bonasia *et al.*, 2014).

En caso de erupciones altamente explosivas de gran magnitud, la inyección de ceniza fina hacia las capas superiores de la atmósfera, especialmente en conjunto con aerosoles de sulfuro, pueden causar cambios climáticos (Lamb, 1970; Rampino y Self, 1982; Sparks *et al.*, 1992), como ocurrió durante la erupción del volcán El Chichón (México) en 1982.

Aunque incluso pequeñas cantidades de ceniza afectan significativamente la vida diaria de las personas, el aspecto más peligroso de la ceniza volcánica es el colapso de techos de viviendas e infraestructuras por la carga de la ceniza volcánica, que puede provocar enormes daños y hasta pérdida de vidas humanas (p. Ej. alrededor de 300 defunciones durante la erupción del volcán Pinatubo en 1991; Spence *et al.*, 1997). Debe considerarse, además, que cuando está húmeda, la ceniza puede adquirir un peso considerable, aún no compactada, como lo indica la comparación de la carga de 10 cm de nieve



► **Figura 39.** Rosas de los vientos para alturas de 5, 15 y 25 km sobre el volcán Ceboruco (Nayarit), que muestran la dirección y velocidad de los vientos predominantes para diferentes épocas del año (primavera, verano, otoño e invierno). Los datos de vientos se obtuvieron de <https://ready.arl.noaa.gov/READYamet.php> y fueron elaborados con el promedio de los datos de 84 h para cada mes.

(recién caída: 0.1-0.2 kPa; compactada: 0.2-0.3 kPa) y 10 cm de ceniza volcánica (no compactada seca: 0.5-1.3 kPa, no compactada húmeda: 1.0-2.0 kPa; Muzeau *et al.*, 2010). El colapso de una construcción depende, además del peso y estado de la ceniza, del tipo de construcción (Spence *et al.*, 2005; Blong, 2003).

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

Son numerosos los códigos computacionales desarrollados para reproducir la distribución y afectación de la caída de piroclastos y cenizas volcánicas producidos por una erupción: Ashfall (Hurst, 1994), Hazmap (Macedonio *et al.*, 2005), Tephra2 (Bonadonna *et al.*, 2014) y FALL 3D (Folch *et al.*, 2009), son los más conocidos.

Los códigos Tephra2 (Bonadonna *et al.*, 2014) y Hazmap (Macedonio *et al.*, 2005; Pfeiffer *et al.*, 2005) se seleccionaron para la simulación de la distribución y deposición de la ceniza en caso de futuras erupciones de diferente magnitud en el volcán Ceboruco. Con el primero de ellos se reprodujo la distribución de los depósitos de caída de la erupción pliniana Jala, la mejor conocida y se simuló el escenario de mayor magnitud. Con el código HAZMAP se simularon caídas de ceniza producidas por erupciones de menor magnitud, efusiva-estromboliana y vulcaniana, como las consideradas para los escenarios de peligro 1 y 2 (Tabla 6).

Ambos códigos requieren de un conjunto de datos o parámetros de entrada similares (Tabla 7), relacionados con el material volcánico expulsado, con la erupción que lo genera y con las condiciones de viento (dirección y velocidad) predominantes sobre el centro de emisión. Los parámetros necesarios para la simulación de la distribución de tefra y ceniza son de tres tipos: a) geográficos, b) vulcanológicos y c) meteorológicos. Los parámetros geográficos son los relativos a la localización del volcán y del centro de emisión, así como a la altura del cráter. Los parámetros vulcanológicos se refieren a información del depósito de tefra que se pretende simular y de la erupción que lo emitió, denominados en su conjunto parámetros eruptivos de la fuente (*eruptive source parameters*, ESP por sus siglas en inglés), los cuales son: El total de masa emitida, la altura de la columna eruptiva, la distribución de los tamaños de partículas (granulometría), el tiempo de caída, el coeficiente de difusión, la densidad lítica, la densidad de pómez y el modelo de dispersión de la pluma. Por último, los parámetros meteorológicos son los perfiles de vientos que integran datos sobre la velocidad y dirección del viento en los diferentes niveles de la atmósfera atravesados por la columna eruptiva (Figura 39).

La acumulación de la tefra se estima como masa por unidad de área (kg/m^2) ya que el mayor peligro se asocia a una carga excesiva de ceniza. Los resultados de las simulaciones son mapas de isolíneas de carga, las cuales pueden posteriormente convertirse en isolíneas de espesores conociendo la densidad del depósito ($\text{espesor (m)} = \text{kg}^{-1} / \text{densidad}$). De esta forma se obtienen dos tipos de mapas resultantes: a) Mapas de presencia del depósito con isolíneas de espesor (isopacas) y b) mapas de peligro de colapso de techos para diferentes tipos de construcciones, que muestran isolíneas de probabilidad de superar un determinado umbral de carga.

Para la calibración del *software* Tephra2 en el volcán Ceboruco, se inició con la reproducción de la caída y distribución de la tefra producida en la primera fase (P1) de la erupción pliniana Jala, que se seleccionó como depósito de referencia para calibrar el escenario de mayor magnitud por ser el

más voluminoso e importante. Para la obtención de los parámetros vulcanológicos necesarios se revisaron 24 secciones estratigráficas distribuidas en toda el área de dispersión del nivel P1, donde se determinó el espesor del depósito (en campo y comparando con las isopacas en trabajos anteriores) y se realizaron análisis granulométricos.

Durante el proceso de simulación, las partículas de un tamaño determinado (fracción de tamaño) se sueltan desde una fuente puntual a lo largo de una columna eruptiva. Las partículas se asientan con una velocidad que depende del número de Reynolds (Reynolds, 1893; Bonadonna *et al.*, 2002) y se transportan por el viento, que difiere en velocidad y dirección dependiendo de la altura atmosférica a la que se encuentra dicha partícula hasta que alcanza el suelo.

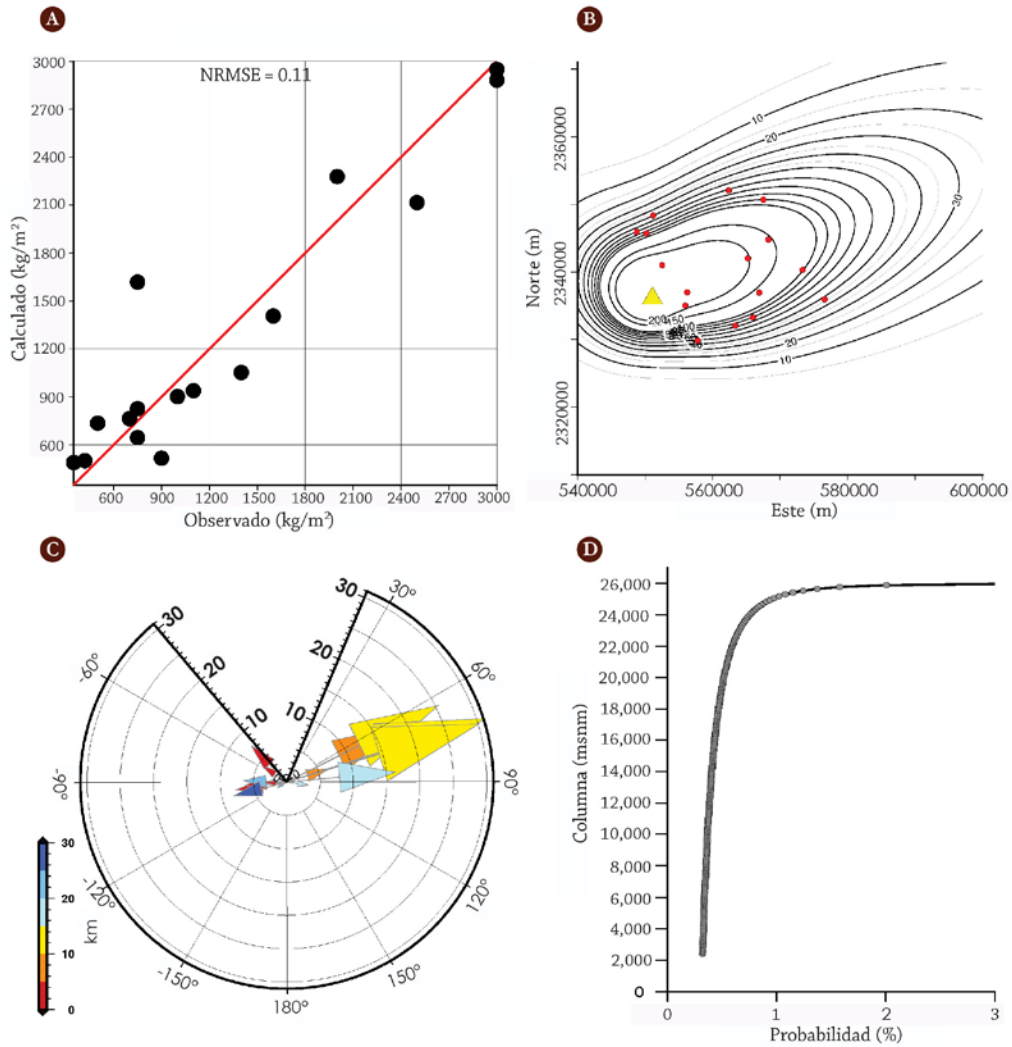
Para obtener los ESP, se realizaron un total de 1,460 inversiones buscando el mejor ajuste para los datos de la fase P1 de la erupción pliniana Jala, utilizando 1,460 perfiles de viento diferentes provenientes del modelo de reanálisis de la NOAA. Los perfiles de viento del momento de la erupción son desconocidos, por lo que se supone que al menos uno de los perfiles de viento obtenidos del reanálisis coincide razonablemente bien con las condiciones de viento del momento de la erupción. El mejor ajuste se define por una prueba de Chi-cuadrado entre el espesor del depósito observado y el espesor del depósito calculado con Tephra2 (Figura 40). Para los datos de espesores del depósito seleccionado como depósito de referencia (P1 para el caso del volcán Ceboruco), por lo general existe una buena correlación con diversos conjuntos de ESP, que representan erupciones que podrían producir este depósito (*backward model*).

Del abanico de soluciones (erupciones que pueden producir el depósito encontrado) con buenos ajustes, las mejores, con base en los valores de Chi-cuadrado más bajos, tienen una masa total emitida de entre 1×10^{12} kg y 2×10^{12} kg ($1-2 \text{ km}^3$) para una densidad de depósito de $1,000 \text{ kg/m}^3$. Diversos perfiles de viento, a diferentes alturas, proporcionan un buen ajuste de la simulación con el depósito de referencia. Se seleccionó la opción con una masa emitida de casi 2×10^{12} kg y una altura de columna de 26 km (Figura 40), ya que estos valores son muy similares a los previamente estimados por Gardner y Tait (2000) en su trabajo sobre los depósitos de la erupción pliniana Jala.

Una vez calibrado el *software* Tephra2, se realizaron diversas simulaciones (*foreward model*) con los ESP seleccionados (Tablas 7A y 7B) para obtener la distribución de piroclastos y cenizas en caso de producirse una erupción pliniana como la que describe el escenario de mayor magnitud (escenario 3).

Se obtuvieron isolíneas de carga (kg/m^2) que se transformaron a isolíneas de espesor en cm (isopacas), asumiendo una densidad del depósito global de $1,000 \text{ kg/m}^3$. El mapa resultante (Figura 41) muestra como en caso de una futura erupción pliniana, la caída de piroclastos y cenizas podría afectar un área de $3,750 \text{ km}^2$ con depósitos de más de 10 cm de espesor. Esta área engloba amplias zonas de la Sierra Madre Occidental en la cuenca del Río Grande de Santiago, hasta distancias superiores a los 80 km del volcán Ceboruco hacia el NE. Se estima que el área cubierta con más de 1 cm de espesor podría ser cercana a los $6,000 \text{ km}^2$.

Aunque más restringidas, las áreas con depósitos masivos de más de 50 cm de espesor de piroclastos y cenizas (860 km^2) abarcarían gran parte del interior del graben Ceboruco-San Pedro y afectarían directamente las poblaciones de Jala, Ixtlán del Río, Ahuacatlán, Uzeta y Marquesado.



► **Figura 40.** Solución W1323 (solución 1,323 de 1,460 obtenidas) de la inversión realizada con los datos del depósito P1 de la erupción pliniana Jala: A) Traza de isolínea para la erupción W1323; la línea de regresión roja muestra el ajuste ideal entre observaciones de campo y el modelo, mientras que los círculos negros muestran las observaciones de espesor en unidad de carga de masa por unidad de área; B) mapa de isopacas (espesores en cm) calculados usando el modelo Tephra2. La ubicación del cráter y de los afloramientos muestreados se indica como en la Figura 16; C) rosa de vientos para el modelo W1323; los colores y dimensiones de los vectores indican la altura de los perfiles (en km) y son proporcionales a la velocidad de viento y D) modelo de la columna eruptiva para esta solución, con una altura de aproximadamente 26 km sobre el nivel del mar.

Los escenarios de menor magnitud (escenario 1) y de magnitud intermedia (escenario 2) se simularon con el *software* HAZMAP (Macedonio *et al.*, 2005; Pfeiffer *et al.*, 2005), modelo computacional que reproduce la dispersión y depósito de tefra proveniente de una columna eruptiva sostenida. El *software* se basa en una solución semianalítica de una ecuación bidimensional de advección-difusión-sedimentación para material fragmentado (tefra) producido por una erupción volcánica, sin relación con su composición, tamaño o mecanismo de emplazamiento (Macedonio y Costa, 2014).

Tabla 7a. Parámetros de entrada vulcanológicos de los códigos Tephra2 y Hazmap para la simulación de caída de cenizas

Parámetros		Masa total emitida	Altura de columna	Distribución tamaño de partículas	Tamaño de las partículas	Densidad por tamaño de partículas	
Escenario 1	Hazmap	5x10 ⁸ kg	5 km	Granulometría Ceniza 1870	0.02 a 8 mm	900-1,200 kg/m ³	
Escenario 2	Hazmap	1x10 ¹⁰ kg	13 km	Granulometría Ceniza 1870	0.02 a 8 mm	900-1,200 kg/m ³	
Escenario 3	Tephra 2	1.9x10 ¹² kg	26 km	Granulometría Fase P1 - Pliniana Jala	0.008 a 64 mm ($\Phi=7$ a $\Phi=-6$)	Densidad de pómez	Densidad de líticos
						1000 kg/m ³	2,600 kg/m ³

Tabla 7b. Parámetros de entrada para las simulaciones del escenario 3 con el código Tephra2

Masa total emitida (kg)	1.86x10 ¹²	Coeficientes de difusión para partículas grandes (m ² /s)	11,550
Altura de columna	26,010	Coeficiente de Eddr (difusión partículas pequeñas) (m ² /s)	0.04
Tamaño de las partículas (ϕ)	-6 a 7	Umbral para un cambio en la difusión de partículas (s)	9,285,416
Diámetro mediana (ϕ)	0.021	Parámetro de distribución Alpha (describe la caída de tefra desde la columna eruptiva)	1
Desviación Estándar (ϕ)	2	Parámetro de distribución Beta (describe la caída de tefra desde la columna eruptiva)	0.655
Densidad de pómez (kg/m ³)	1,000	Número de pasos de integración (pasos de columna)	200
Densidad de líticos (kg/m ³)	2,600	Número de pasos de integración (pasos de partículas)	100

Los parámetros necesarios para las simulaciones con HAZMAP son del mismo tipo que los utilizados para el *software* Tephra 2 (Tabla 7a). Para ambos escenarios se utilizó la distribución granulométrica de las cenizas de la erupción de 1870, considerando una masa total emitida de 5x10⁸ kg para el escenario 1 y de 1x10¹⁰ kg para el escenario 2. Se obtuvieron los mapas de distribución del depósito de ceniza para cada mes del año, considerando alturas de columna eruptiva de 5 km para el escenario 1 y 13 km de altura para el escenario 2 y utilizando los datos de dirección y velocidad de viento promedio de cada mes para esas alturas.

Los mapas de distribución de ceniza para los doce meses del año correspondientes al escenario de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia (escenario 1), presentan orientaciones diversas según la época del año (Figura 42A). En la época seca (de diciembre a mayo) las cenizas se distribuyen al ENE, mientras que durante la época de lluvias (de mayo hasta septiembre) las cenizas caen principalmente hacia el WNW. Solamente durante los meses de octubre y noviembre, de transición entre las dos épocas, lo hacen con dirección preferencial hacia el N.

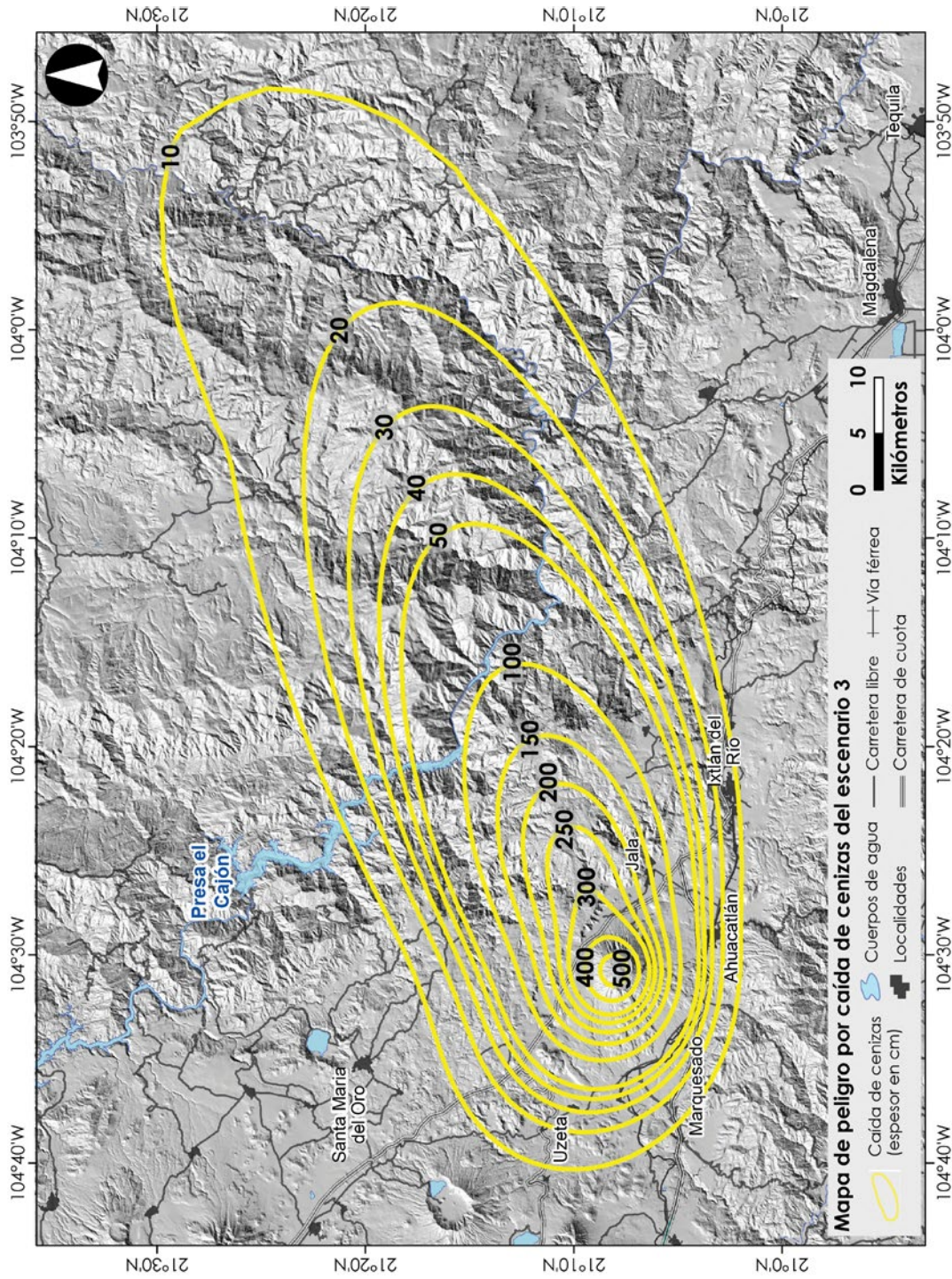
De cada uno de estos mapas se seleccionaron las curvas con espesores de 5 cm, 3 cm y 1 cm y se elaboró el mapa de peligros trazando los polígonos envolventes para cada grupo de 12 curvas de un espesor determinado (Figura 42B). El mapa muestra que en caso de una erupción efusiva con fases explosivas estrombolianas de pequeña-moderada magnitud podrían caer cenizas con espesores mayores a 1 cm en un área de cerca de 470 km², que afectarían las poblaciones de Jala al E y Uzeta

al SW y las carreteras y vías de comunicación al N y S del volcán. El mayor espesor de cenizas (5 cm) se acumularía en una pequeña área ($\sim 4 \text{ km}^2$) restringida al cráter y laderas más altas del edificio volcánico.

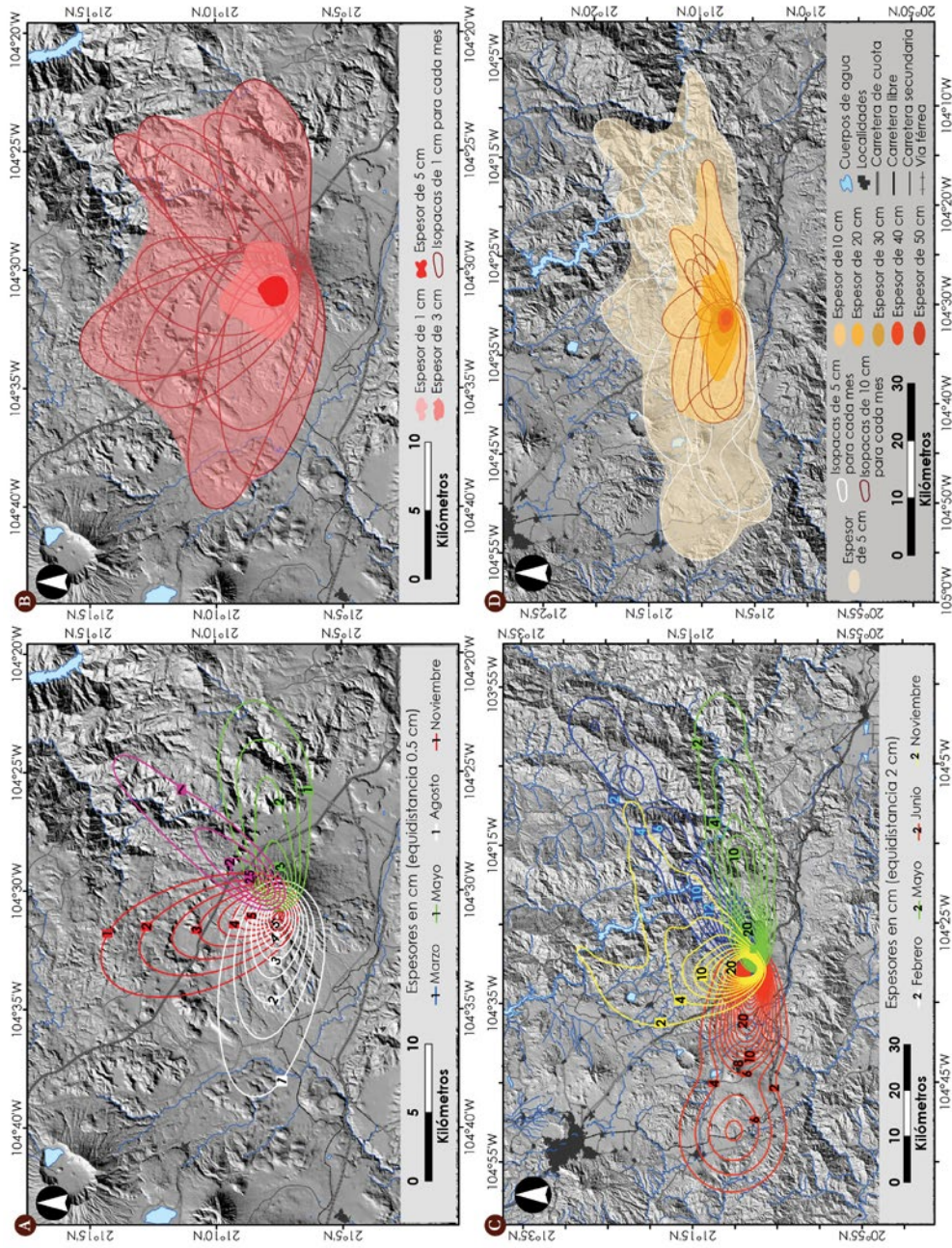
En el caso del escenario de magnitud intermedia (escenario 2), los mapas de caída de ceniza para los doce meses del año (Figura 42C) se elaboraron considerando los vientos a una altura de 15 km (Figura 39). De forma similar a como ocurre para el escenario de menor magnitud la distribución de las cenizas varía su orientación según la época del año. Así, para la época seca (de diciembre a mayo) la orientación preferencial es al ENE, mientras que para la época de lluvias (junio a octubre) es hacia el WNW. Solamente en el mes de noviembre la distribución es hacia el N. Para este escenario 2, se seleccionaron las curvas de 5 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm y 50 cm de cada uno de los meses y se trazaron los polígonos envolventes para cada espesor, con el fin de elaborar el mapa de peligros final de este escenario (Figura 42D). Las áreas afectadas por la distribución y caída de cenizas en caso de una erupción vulcaniana tendrían dimensiones de un orden de magnitud superiores a las del escenario 1, de menor magnitud.

La zona afectada por espesores superiores a 5 cm, de más de $2,000 \text{ km}^2$, se extiende hasta distancias de 40 km al E y W del volcán y 22 km al N. La zona afectada por más de 10 cm de caída de ceniza tendría una extensión de más de 450 km^2 y afectaría gravemente poblaciones como Jala, Ixlán del Río y Ahuacatlán en los sectores E y SE y a Uzeta y Marquesado al SW.

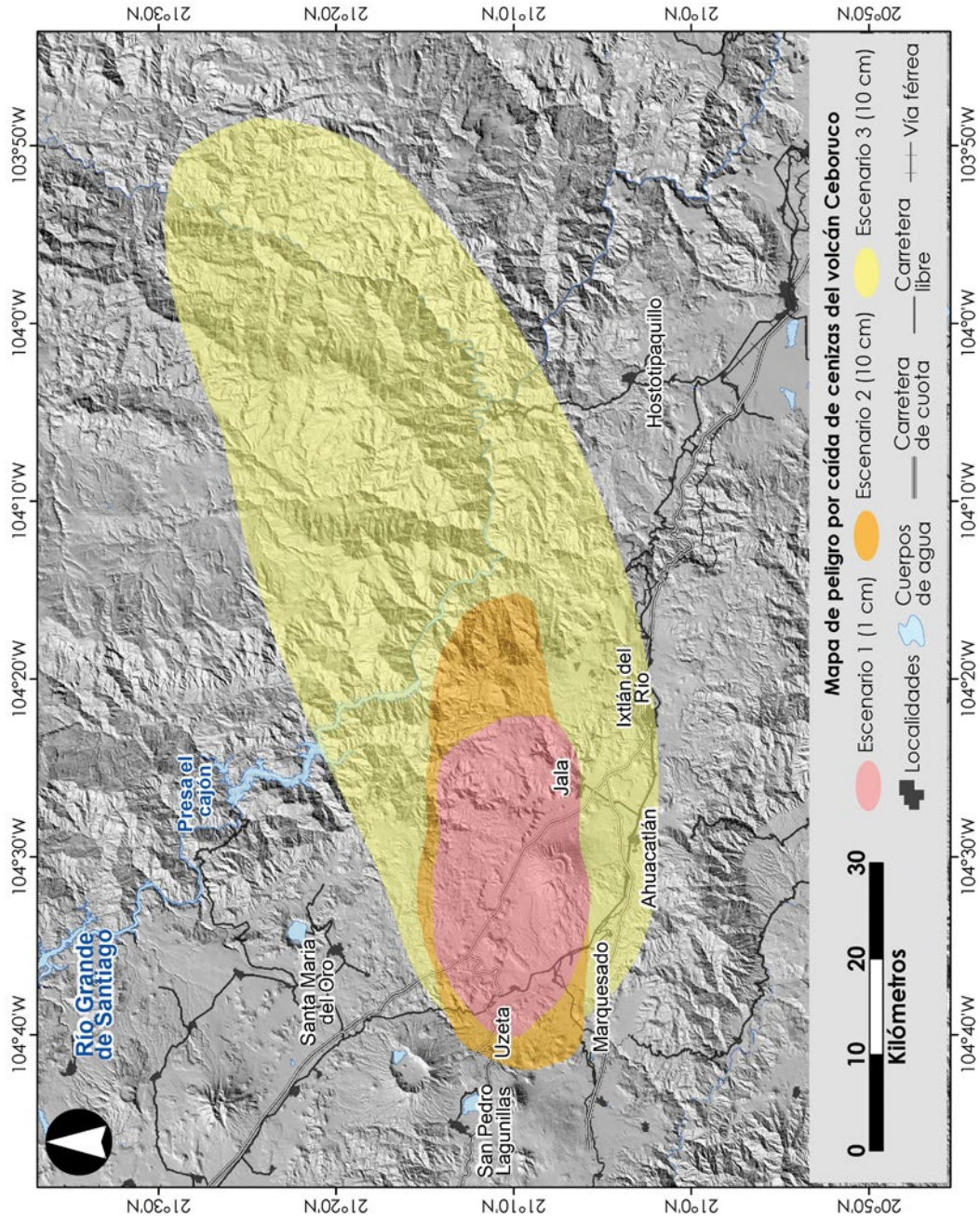
El mapa final de peligro por caída de ceniza (Figura 43) se elaboró integrando los polígonos correspondientes a 1 cm de espesor en el caso del escenario de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia (escenario 1) y los polígonos de 10 cm de espesor para los escenarios de magnitud intermedia (escenario 2) y mayor magnitud (escenario 3). Cabe mencionar que, para los tres escenarios, los polígonos originales envolventes de las isopacas de cada mes para el espesor correspondiente se editaron y redibujaron como elipses, para incluir zonas de seguridad en el área afectada por caída de ceniza producto de cada una de las erupciones consideradas en los diferentes escenarios.



► **Figura 41.** Mapa de isopacas de depósito de cenizas producidas por una erupción pliniana como la considerada en el escenario de mayor magnitud y menor probabilidad de ocurrencia (escenario 3), obtenido de las simulaciones con el software Tephra2. Las isolíneas muestran el espesor en centímetros y se obtuvieron con una equidistancia de 10 cm, pero para una mejor visualización se muestran cada 50 cm a partir de 1 m de espesor.



► **Figura 42.** Mapas de distribución y caída de ceniza obtenidos de las simulaciones de las erupciones para los escenarios 1 (menor magnitud) y 2 (magnitud intermedia). A) Isolíneas de igual espesor (isopacas) de caída de cenizas considerando los datos de viento para 5 km de altura sobre el cráter para cada mes. Para efectos de visualización se muestran solo los meses de marzo, mayo, agosto y noviembre. B) Mapa de peligros por caída de ceniza del escenario 1 mostrando las áreas que podrían resultar afectadas por diferentes espesores de ceniza (5, 3 y 1 cm). C) Isolíneas de igual espesor (isopacas) de caída de cenizas considerando los datos de vientos promedio para 15 km de altura sobre el cráter para cada mes. Se muestran los meses de febrero, mayo, junio y noviembre. D) Mapa de peligros por caída de ceniza del escenario 2 mostrando las áreas que podrían resultar afectadas por diferentes espesores (de 5 a 50 cm).



► **Figura 43.** Mapa de peligro por caída de cenizas del volcán Ceboruco. Para el escenario de peligro de menor magnitud el área afectada por la caída de cenizas de 1 cm sería de 460 km². Para los escenarios de magnitud intermedia y de mayor magnitud se muestran las áreas afectadas por espesores superiores a 10 cm que abarcan áreas de 470 km² y 3,750 km² respectivamente.

Adicionalmente, con el *software* HAZMAP se elaboraron mapas de peligro por colapso de vivienda e infraestructura, que muestran isolíneas de probabilidad de superar un determinado umbral de carga en un escenario específico. Como se mencionó, el peligro de colapso de un techo depende, además de la cantidad y estado de la ceniza sobre él, del tipo de materiales de construcción utilizados en la vivienda. Con base en datos de la literatura se consideraron umbrales de 100 kg/m² para techos de lámina, 300 kg/m² para techos de viviendas mixtas y de 700 kg/m² para techos de concreto, para los escenarios 2 y 3, donde el tipo de erupciones produciría una cantidad de ceniza suficiente para superar estos umbrales (Figura 44). En el caso del escenario 1, de menor magnitud, la cantidad de cenizas emitidas por una erupción efusiva no sería suficiente para superar estos umbrales.

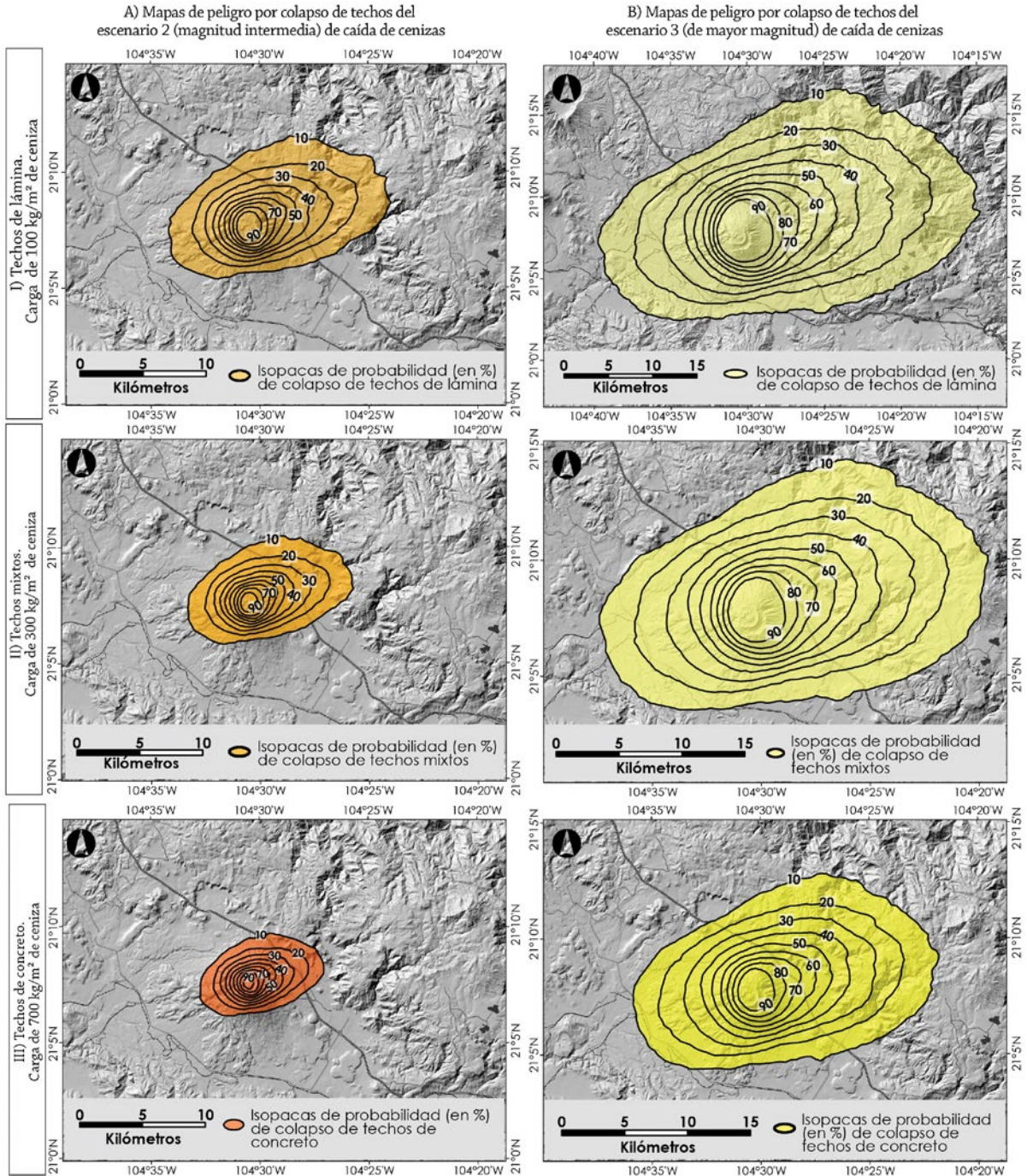
En el escenario 2, de magnitud intermedia, el área con una probabilidad superior al 10% de colapso de techos de lámina es de 138 km², que incluye la población de Jala al NE del volcán Ceboruco y varias de las áreas de cultivo en las planicies colindantes. La zona con una probabilidad superior al 50% de colapso de techos de lámina es de 22 km², que para este escenario corresponde a las laderas y cráter del cono volcánico. Las zonas con una probabilidad superior al 10% de colapso de techos mixtos y de techos de concreto son más restringidas a las laderas y partes más altas del cono volcánico, de 78 km² y 47 km² respectivamente, las cuales incluyen el sector de las antenas de radiotransmisión (Figura 44).

Para el escenario 3, de mayor magnitud, relacionado con los efectos de una erupción pliniana, la zona con una probabilidad superior al 10% de colapso de techos de lámina (carga superior a 100 kg/m²) es de 775 km² e incluye diversas poblaciones al SW, SE, E y NE del volcán (Uzeta, Marquesado, Ahuacatlán y Jala), alcanzando las inmediaciones de Ixtlán del Río. La zona con una probabilidad superior al 50% de superar esta carga, y por tanto con la posibilidad de colapso de techos de lámina, es de 150 km². Las zonas con una probabilidad superior al 10% de colapso de techos mixtos y de techos de concreto tienen áreas de 436 km² y 268 km² respectivamente. Esta última zona, con probabilidad de más del 10% de superar los 700 kg/m² de acumulación de cenizas incluye las poblaciones de Jala al NE y de Uzeta al SW (Figura 44).

14.2. Emisión de fragmentos balísticos

Las erupciones volcánicas explosivas producen fragmentos de roca y lava que son expulsados hacia la atmósfera, siguen trayectorias aproximadamente parabólicas modificadas por la fuerza de arrastre y finalmente impactan en la superficie terrestre. Estos fragmentos, con tamaños de 6.4 cm hasta algunos metros, se conocen como fragmentos balísticos volcánicos (Figura 45). Cuando los fragmentos son expulsados del cráter en estado líquido o semilíquido adquieren forma de huso al solidificarse en el aire, como bolillos, y se les denomina bombas volcánicas. Cuando los fragmentos son de las rocas volcánicas que forman el cráter, las paredes del conducto volcánico o los domos de lava emitidos con anterioridad, son lanzados en estado sólido desde el cráter y tienen formas angulosas; a éstos se les denomina bloques volcánicos.

Es importante resaltar, que el término de fragmento balístico es independiente de la textura, composición u origen de los fragmentos.



► **Figura 44.** Mapas de isólinas de probabilidad de colapso de techos por carga de ceniza volcánica obtenidos con las simulaciones realizadas con el *software* HAZMAP y variaciones por estación (húmeda y seca) de vientos predominantes. A) Mapas de isólinas de probabilidad de colapso en caso de una erupción vulcaniana considerada para el escenario de peligro 2 y B) mapas de isólinas de probabilidad de colapso por carga de cenizas producidas por una erupción pliniana considerada para el escenario de peligro 3. Para cada escenario se muestran los resultados para cargas de ceniza de I) 100 kg/m², II) 300 kg/m² y III) 700 kg/m².



► **Figura 45.** Emisión de fragmentos balísticos en el volcán Fuego, Guatemala en 2015 (Fotografía de: Tom Pfeiffer / www.volcanodiscovery.com).

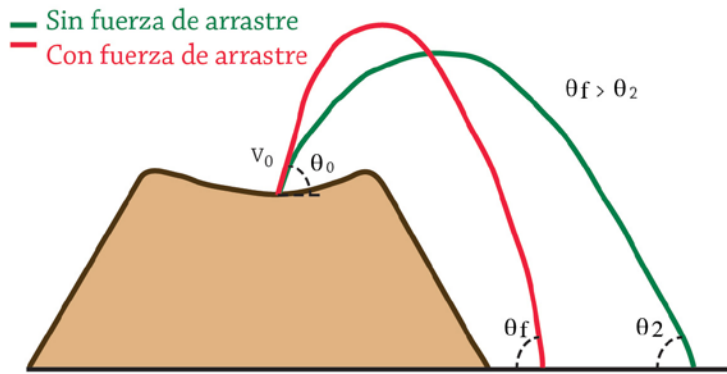
Balísticos son todos los fragmentos mayores a 6.4 cm cuyo movimiento está gobernado fundamentalmente por la fuerza de gravedad, más que por la dinámica de la columna eruptiva y por tanto tendrán una trayectoria parabólica antes de caer en la superficie. Esta trayectoria es modificada por la fuerza de arrastre con el aire, la cual disminuye considerablemente el alcance y provoca que la caída de los balísticos sea más vertical de la que sería en un movimiento parabólico (Figura 46).

La energía cinética de la erupción determina el tamaño de los fragmentos que pueden ser arrastrados por la columna eruptiva y el tiempo en que se separan. Por este motivo, el tamaño de los fragmentos que pueden ser expulsados como proyectiles balísticos depende de la magnitud de la erupción.

Los proyectiles balísticos representan un peligro importante para la vida, las propiedades y la aeronavegación debido a las altas temperaturas y elevadas energías de impacto que alcanzan (Alatorre-Ibargüengoitia *et al.*, 2012). Sus velocidades de impacto oscilan entre 300 y 500 km/h, aunque en algunas erupciones explosivas de gran magnitud pueden alcanzar hasta los 1,000 km/h, lo que les permite recorrer algunos kilómetros de distancia en menos de un minuto. Típicamente, los balísticos pueden alcanzar distancias hasta de 5 km desde el cráter, aunque en algunos volcanes se han identificado balísticos hasta 10 km del cráter, asociados a depósitos de caída de erupciones de gran magnitud (Blong, 1984; Alatorre-Ibargüengoitia *et al.*, 2012).

Las personas pueden sobrevivir a la caída de proyectiles pequeños (menores a 3 cm) en refugios especiales, pero no al impacto de balísticos grandes, debido a que la fuerza de impacto de estos fragmentos puede ser superior a la fuerza de penetración de diversos materiales con los que se construyen los techos (Tilling, 1993; 2005). Por ejemplo, un balístico de 30 cm de diámetro de composición basáltica que cae a una velocidad de 500 km/hora tiene una fuerza de impacto que puede perforar materiales como la madera, el concreto y el acero (Blong, 1984).

Las temperaturas de impacto representan también un peligro importante asociado a la emisión de balísticos debido a que pueden ser superiores al punto de ignición de la vegetación que rodea al volcán o de diversos materiales de construcción, y por lo tanto pueden provocar incendios.



► **Figura 46.** Trayectoria de un fragmento balístico expulsado con velocidad inicial v_0 y con un ángulo θ_0 . La fuerza de arrastre disminuye considerablemente el alcance de los balísticos y provoca que la caída sea más vertical que en una trayectoria parabólica normal (modificado de Alatorre-Ibargüengoitia, 2003).

En general, los balísticos volcánicos suelen ser incandescentes al momento de ser expulsados del cráter, lo que implica que tienen temperaturas superiores a los 600°C (Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados, 2006).

Ejemplos cercanos del impacto de proyectiles balísticos son el caso del volcán Masaya, en Nicaragua, que el 23 de abril de 2001 lanzó balísticos de hasta 60 cm de diámetro a 500 m del cráter provocando heridas a los turistas que se encontraban en el mirador de este volcán y daños a sus vehículos (Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados, 2006). En 2005, la erupción vulcaniana del volcán de Santa Ana, en El Salvador, lanzó balísticos de hasta 50 cm, a distancias de 2.5 km, dañando tanto la carretera que asciende al volcán, como perforando varias casetas con techos de concreto. En México, las únicas muertes registradas asociadas a la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl, entre 1994 y la actualidad, se debieron a fragmentos balísticos que sorprendieron a 5 alpinistas que en abril de 1996 subieron al cráter ignorando los avisos oficiales (Delgado-Granados *et al.*, 2002). También se ha registrado la emisión de balísticos en el volcán de Colima, los cuales generaron diversos incendios forestales durante la actividad eruptiva de 1999 a 2001 (Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados, 2006).

Los fragmentos balísticos también representan un peligro para la navegación aérea en zonas cercanas al volcán. Esto es particularmente relevante en casos de crisis volcánica debido a que científicos, periodistas y autoridades con frecuencia realizan vuelos de reconocimiento para hacer mediciones, tomar fotografías y observar las condiciones del cráter durante el transcurso de una crisis volcánica.

14.2.1. Metodología para la simulación de la emisión de proyectiles balísticos

Se seleccionó el código *Eject!* (Mastin, 2001) para la simulación del lanzamiento de fragmentos balísticos en el volcán Ceboruco, para reproducir este fenómeno suponiendo las condiciones de tres diferentes tipos de erupciones, como las que definen los escenarios de peligro para el volcán.

Los parámetros necesarios para la simulación de balísticos son de tipo geográfico, como la localización del centro emisor, la localización de fragmentos balísticos reales en los depósitos de erupciones pasadas del volcán y la geomorfología del interior del cráter; parámetros relativos a la naturaleza de

los fragmentos como su tamaño, composición y densidad y parámetros relacionados con la energía de la erupción que genera la emisión de los fragmentos, que se expresa principalmente a través de los valores de velocidad de lanzamiento de los balísticos.

Adicionalmente, el *software* utiliza valores para un conjunto de parámetros sobre las condiciones atmosféricas y de resistencia del aire en el momento de la erupción. Debido a que se utilizan ecuaciones que reproducen las fuerzas elementales que actúan sobre la trayectoria de un bloque balístico (p. Ej. gravedad) y además considera, a diferencia de otros códigos, las variaciones del número de Reynolds y la resistencia del aire disminuida cerca del cráter o conducto volcánico. Sin embargo, cabe mencionar, que el código ignora otras fuerzas que también actúan sobre los balísticos, como la fuerza de sustentación, la fuerza de Coriolis y las variaciones de gravedad, que sí se toman en cuenta en estudios balísticos militares (Mastin, 2001).

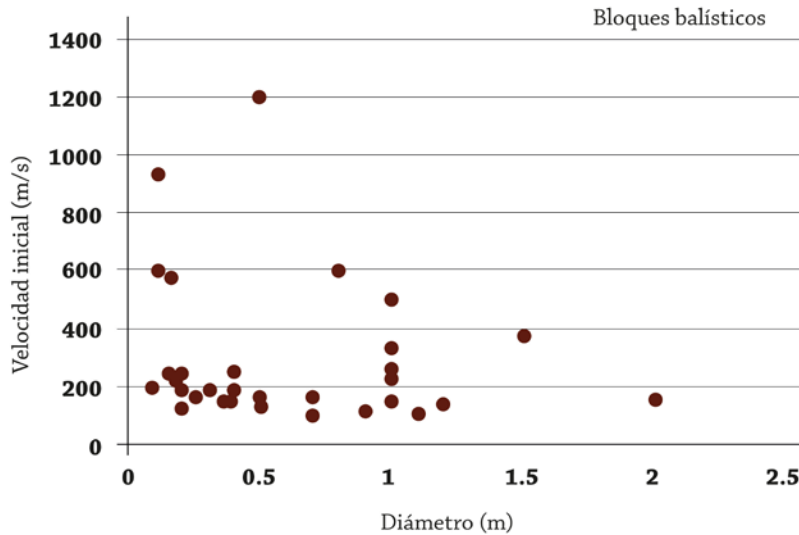
Los datos para estos parámetros se recopilieron de los balísticos encontrados en el volcán Ceboruco (Tabla 8), asociados a depósitos de caída de pómez y cenizas, hasta 4.5 km del cráter, así como de fragmentos balísticos de otros volcanes análogos: Arenal, Costa Rica en 1968 (Fudali y Melson, 1972), Mt. Spurr, Alaska en 1992 (Waitt *et al.*, 1995), Soufriere Hills, Montserrat en 1997 (Druitt *et al.*, 2002), cráteres Inyo, California (Mastin, 1991), Ubinas, Perú en 2006 (Rivera *et al.*, 2010) y Asama, Japón en 1935-1938 (Steinberg y Lorenz, 1983).

Tabla 8. Datos balísticos asociados a depósitos piroclásticos del volcán Ceboruco y de volcanes monogenéticos en el área de estudio

Código	Centro Emisor	Depósito piroclástico	Posición del balístico en el depósito	Localización (UTM)		Altitud m	Dimensiones (m)			Distancia al centro emisor km
				Lat	Long		Largo	Ancho	Prof	
Ba_Jala1	Volcán Ceboruco	Secuencia pliniana Jala	Facies 6, techo Oleadas piroclásticas	2,341,030	552,557	1568	3	2	3	3-4.5
Ba_CI1	Volcán Ceboruco	Cráter del Cono Piroclástico II	Interior del cráter	2,335,561	550,818	2121	100	100	100	0.45-0.8
Ba-15025	Potrerillo II	Cráter anillo de tefra	Sobre el anillo de tefra	2,342,158	544,638	1321	130	75	95	0.63
Ba-15025_2	Potrerillo II	Cráter anillo de tefra	Sobre el anillo de tefra	2,342,158	544,638	1321	113	47	45	0.63
BA-15026	Potrerillo II	Cráter anillo de tefra	Parte distal, exterior del anillo de tefra	2,342,779	544,761	1336	160	53	115	1.2
Ba_Balastre	Cono Balastre II	Depósito de escoria y lapilli	Niveles intermedio y superior del cono	2,329,801	557,776	1031	50	26	40	0.3

La distribución estadística de los valores reportados en los estudios mencionados anteriormente muestra que la mayor parte de bloques balísticos tiene tamaños de 0.1 a 1.2 m de diámetro y son lanzados con velocidades iniciales de entre 150 y 300 m/s (Figura 47).

Con base en la revisión de todos los datos existentes, se establecieron los rangos de valores de cada uno de los parámetros de entrada necesarios para simular el lanzamiento de bloques balísticos en el volcán Ceboruco (Tabla 9), a partir de erupciones de diferente magnitud:



► **Figura 47.** Relación de la frecuencia del diámetro de los bloques balísticos vs. la velocidad inicial de salida en diversos volcanes del mundo. Los datos fueron compilados de los trabajos de diferentes autores citados en el texto.

- Tamaño de los fragmentos: 10 cm hasta 1 m. El rango de diámetros de fragmentos con posibilidad de ser emitidos por una erupción varía en función de su magnitud (diferentes escenarios eruptivos). No se consideraron bloques balísticos de diámetros muy pequeños (de 6.4 a 10 cm), dado que el código no permite considerar diversos factores y complicaciones que surgen en el modelado de sus trayectorias.
- Densidad de los fragmentos: 2,500 a 2,800 kg/m³ correspondiente a composiciones de lavas andesíticas y dacíticas. Este dato se modifica en las simulaciones en función de la erupción que genera los fragmentos.
- Ángulos de lanzamiento: 35° - 89°. El ángulo mínimo se calcula tomando en cuenta la geomorfología del cráter del volcán Ceboruco. Por debajo de este ángulo no sería posible que un fragmento saliera del interior del cráter. El ángulo máximo es cercano a la vertical.
- Velocidad de lanzamiento: de 150 a 250 m/s. Con base en los datos mostrados de frecuencia de velocidad inicial vs. diámetro de los fragmentos (Figura 47) se estableció un rango de velocidades iniciales para cada escenario eruptivo.

El centro de emisión para las simulaciones se estableció en el centro del cráter interior del volcán Ceboruco.

Se realizaron 528 simulaciones de lanzamiento de bloques balísticos con el código *Eject!*, utilizando diferentes combinaciones de datos para los parámetros de densidad, tamaño de los fragmentos y velocidad inicial de lanzamiento. El formato de salida del código es un archivo .txt que contiene información acerca de la distancia recorrida, la velocidad final de impacto y la altura máxima alcanzada por el fragmento balístico. Para cada escenario se simuló el lanzamiento de diversos bloques (tamaños distintos) con diversos ángulos de lanzamiento entre el ángulo mínimo (35°) y el máximo (89°).

Las simulaciones realizadas se clasificaron en tres grupos (Tabla 9), cada uno de los cuales reúne aquellas diseñadas para reproducir el lanzamiento de balísticos con las condiciones que se producirían en erupciones de diferente magnitud, como las consideradas en los tres escenarios de peligro descritos (Tabla 6).

Tabla 9. Datos de los parámetros de entrada para las simulaciones de lanzamiento de proyectiles balísticos volcánicos en el volcán Ceboruco realizadas con el código Eject! y resultados obtenidos

Escenario	Rango de velocidad inicial	Densidad	Ángulos de lanzamiento	Diámetro bloques (m)	Rango de distancias alcanzadas (m)	Rango alturas alcanzadas (m)	Máximo alcance (m)	Máxima altura (m)
Escenario 1	150 – 200 m/s	2,500 kg/m ³	35°, 50°, 60°, 70°, 80°, 89°	0.1	2,056 - 45	330 - 1,077	2,508 (50°)	1,345 (89°)
				0.2	2,273 - 64	342 - 1,252		
				0.3	2,371 - 68	349 - 1,295		
				0.4	2,448 - 70	353 - 1,323		
				0.5	2,508 - 72	357 - 1,345		
Escenario 2	180 – 200 m/s	2,800 kg/m ³	35°, 50°, 60°, 70°, 80°, 89°	0.1	2,541 - 62	448 - 1,395	3,393 (50°)	1,836 (89°)
				0.2	2,952 - 88	477 - 1,659		
				0.3	3,148 - 95	492 - 1,745		
				0.4	3,289 - 99	502 - 1,798		
				0.5	3,393 - 101	509 - 1,836		
Escenario 3	210 - 250 m/s	2,800 kg/m ³	35°, 50°, 60°, 70°, 80°, 89°	0.1	3,008 - 74	548 - 1,723	5,262 (50°)	2,825 (89°)
				0.2	3,723 - 110	613 - 2,171		
				0.3	4,126 - 122	645 - 2,367		
				0.4	4,425 - 128	665 - 2,496		
				0.5	4,651 - 132	678 - 2,589		
				0.6	4,827 - 124	628 - 2,659		
				0.7	4,969 - 126	634 - 2,714		
				0.8	5,084 - 128	638 - 2,758		
				0.9	5,180 - 129	642 - 2,794		
				1.0	5,262 - 130	644 - 2,825		

Para el escenario 1, de menor magnitud, la actividad eruptiva es predominantemente efusiva, pero puede estar acompañada de fases iniciales explosivas, con pequeños volúmenes de ceniza y de fragmentos balísticos de tamaños entre 10 y 50 cm, de composición andesítica, con una velocidad inicial entre 150 m/s y 170 m/s.

Para los escenarios 2 y 3, de magnitud intermedia y de mayor magnitud, la actividad es predominantemente explosiva, de tipo vulcaniano y pliniano respectivamente. En el escenario 2 se simuló el lanzamiento de bloques de composición dacítica de tamaños entre 10 y 50 cm, con velocidades iniciales de 180 m/s a 200 m/s. Para el caso del escenario 3 se simuló el lanzamiento de bloques dacíticos, de entre 10 cm a 1 m de diámetro, con velocidades iniciales de lanzamiento entre 210 m/s y 250 m/s.

14.2.2. Mapa de peligros por emisión de proyectiles balísticos

Para los tres escenarios, las simulaciones muestran que los fragmentos balísticos alcanzan las máximas distancias cuando son lanzados con la máxima velocidad y un ángulo de 50°, y llegan a las mayores alturas cuando son lanzados con la máxima velocidad y el ángulo más cercano a la vertical (89°).

En el escenario de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia (escenario 1, Tabla 9) los fragmentos de mayor tamaño (50 cm) alcanzan un máximo de 2.5 km y alturas cercanas a los 1,350 m sobre el cráter. En el caso del escenario de magnitud intermedia (escenario 2, Tabla 9), los fragmentos de mayor tamaño son lanzados hasta distancias de 3.4 km y alturas de 1,836 m. Finalmente, para el escenario de mayor magnitud (escenario 3, Tabla 9) los fragmentos de 1 m, lanzados a una velocidad inicial de 250 m/s, alcanzan distancias máximas de 5.25 km y alturas máximas de 2,825 m sobre el cráter. El promedio de las distancias máximas alcanzadas por los fragmentos de diferentes dimensiones en este último escenario es de 4,494 m.

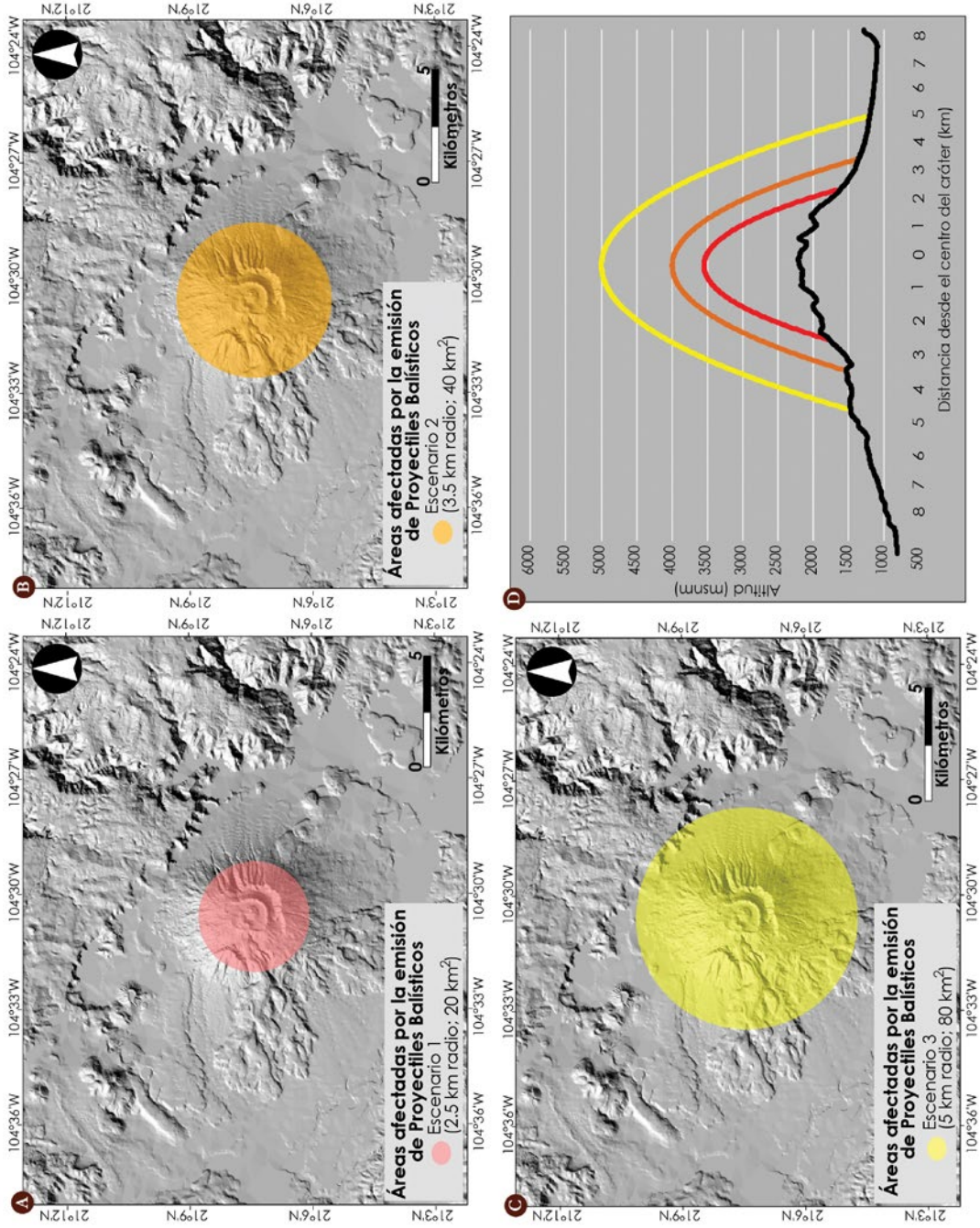
Estos bloques pueden alcanzar estas distancias si son lanzados durante las fases iniciales de una erupción explosiva, más energética, dada la relación que existe entre la presión en el conducto y la energía de lanzamiento. En diversos volcanes del mundo se ha reportado que, durante erupciones de gran explosividad, los bloques de mayor tamaño (por tanto, más pesados) alcanzan distancias más grandes que los bloques más pequeños. Esto es debido a que la expulsión de bloques se produce en condiciones sin viento, por lo que las velocidades de salida son similares para cualquier fragmento, independientemente de su tamaño (Mastin, 1991; Constantinescu, 2012). En estas condiciones la fuerza de arrastre es mínima, permitiendo que los bloques de mayores dimensiones puedan desplazarse a grandes distancias (Mastin, 1991). Por el contrario, en erupciones de menor magnitud, pero con columnas eruptivas sostenidas, los bloques de menor tamaño alcanzan distancias similares o mayores a los de gran tamaño, debido a que son desplazados por el flujo de gases volcánicos.

Los resultados del máximo alcance para cada escenario se graficaron en una malla (grid), que se transformó a *shape-file* y se sobrepuso al Modelo de Elevación Digital (DEM, por sus siglas en inglés). Así para cada escenario eruptivo se obtuvo un mapa que muestra las áreas que podrían ser impactadas por la caída de fragmentos balísticos lanzados por erupciones explosivas de diferente tipología y magnitud (Figuras 48 y 49).

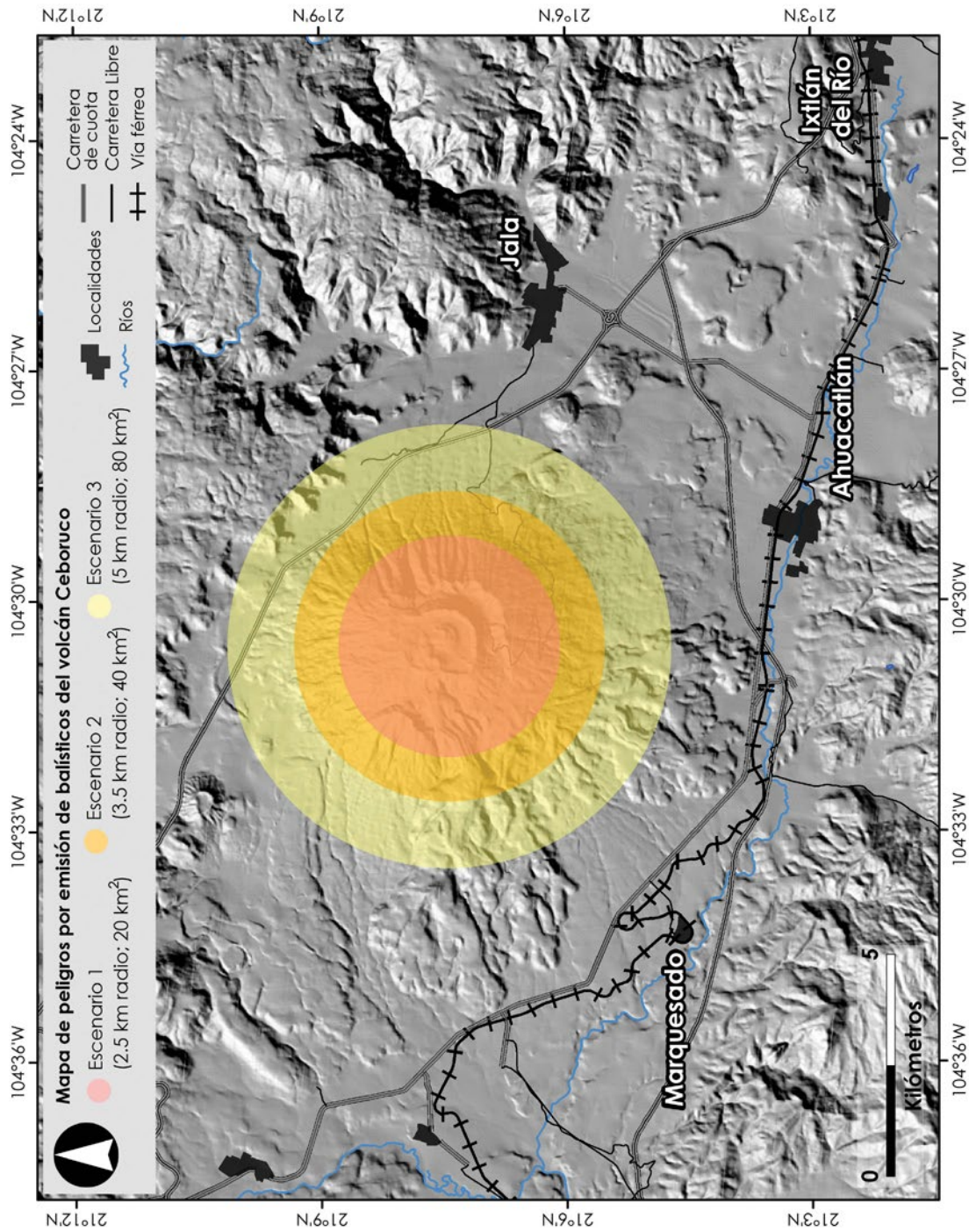
El mapa del escenario 1 muestra un área circular de 2.5 km de radio y 20 km² de afectación (Figura 48A), el mapa del escenario 2 muestra un área de 3.5 km de radio y 40 km² de afectación (Figura 48B) y el mapa del escenario 3 muestra un área de 5 km de radio y 80 km² de afectación (Figura 48C).

Los resultados de máxima altura se utilizaron para obtener las áreas de afectación en el plano vertical (Figura 48D). Para cada escenario, la altura máxima de la trayectoria de los balísticos obtenida en las simulaciones se sumó a la altura del centro del cráter del volcán Ceboruco, considerado como centro de emisión más probable de estos fragmentos en erupciones explosivas. Posteriormente, sobre el perfil W-E del volcán Ceboruco se buscaron las cotas de superficie a partir de los máximos alcances horizontales. Con estos tres valores de altura (*Z*) se calculó la forma de la parábola que los une para obtener el perfil vertical. Las alturas máximas consideradas fueron 1,350 m para el escenario 1, 1,800 m para el escenario 2 y 2,800 m para el escenario 3.

Finalmente, a partir de las áreas de afectación obtenidas en cada uno de los escenarios se construyó el mapa de peligros por emisión de balísticos del volcán Ceboruco (Figura 49).



► **Figura 48.** Áreas probables de ser impactadas por bloques balísticos en caso de producirse erupciones como las que definen los escenarios de peligro para el volcán Ceboruco: A) Escenario de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia; B) escenario de magnitud intermedia; C) escenario de mayor magnitud y D) perfil W-E del volcán Ceboruco que muestra las áreas que podrían ser afectadas por proyectiles balísticos en el plano vertical con diferentes alturas según el escenario considerado.



► **Figura 49.** Mapa de peligros por emisión de fragmentos balísticos del volcán Ceboeruco.

14.3. Emisión de flujos de lava



► **Figura 50.** Flujos de lava en el volcán Etna (Italia), en 2010 (Fotografía de: Tom Pfeiffer/www.volcanodiscovery.com).

Los flujos de lava son masas de roca fundida a temperaturas entre 800 y 1,200°C (Schmincke, 2004), generados por erupciones de tipo efusivo a través de los cráteres de los volcanes o bien a través de fisuras laterales en los edificios volcánicos (Figura 50). Estas erupciones son relativamente tranquilas debido a que los gases volcánicos están disueltos en poca o moderada cantidad en el magma o bien se han escapado previamente. La lava, según su composición máfica (pobre en sílice) o félsica (rica en sílice) puede tener diferentes características de temperatura, densidad y viscosidad. Las lavas más viscosas, por su dificultad de fluir y dependiendo de la tasa de emisión, pueden dar lugar a flujos de lava espesos o acumularse en torno al centro emisor formando domos. Las lavas con viscosidades bajas o intermedias fluyen con mayor facilidad, normalmente a bajas velocidades, desplazándose por las laderas del volcán a favor de la pendiente, buscando siempre las zonas más deprimidas topográficamente. Estas lavas tienden a tener mayores extensiones y menor espesor que las más viscosas.

La extensión de un flujo de lava y la velocidad a la que se emplaza depende de muy diversos factores, de los cuales los más importantes son el volumen de magma involucrado en la erupción, la tasa de efusión (volumen de magma extruido por unidad de tiempo) y la topografía del edificio volcánico donde ocurren (Walker *et al.*, 1973). Otros factores relevantes que condicionan la velocidad de emplazamiento de un derrame de lava son su composición-viscosidad y la temperatura a la que son emitidos (Shaw, 1969; Hulme, 1974; Malin, 1980; Dragoni, 1993).

La pérdida de temperatura durante el emplazamiento de un flujo de lava se produce por diferentes procesos internos (de movimiento del flujo: convección y calor latente de cristalización) y de interacción con la atmósfera (conducción y radiación), siendo estos últimos los que influyen más significativamente en la pérdida de calor y en la variación de las propiedades reológicas de la lava (Dragoni, 1989; 1993).

Las velocidades de los flujos de lava siempre son menores a los 30 km/h, aunque comúnmente no sobrepasan los 5 km/h (Blong, 1984), por lo que normalmente no suponen un peligro para la vida humana. Los peligros relacionados con los flujos de lava están asociados principalmente a su temperatura, a la velocidad de emplazamiento y a la longitud que pueden alcanzar. El avance de los flujos de lava es lento en comparación con el transporte de otros tipos de productos volcánicos y

su emplazamiento está fuertemente controlado por la topografía, lo que permite que personas y animales puedan escapar de los lugares que serán inundados por los derrames de lava. Los daños que éstos pueden causar son principalmente afectaciones parciales o totales en viviendas, infraestructuras y en vías de comunicación, incendios y pérdida total del suelo fértil. Además, el emplazamiento de flujos de lava produce modificaciones importantes en la red hídrica de la zona que afectan. Cabe remarcar que los flujos de lava que circulan por zonas de pendientes pronunciadas (partes más altas del volcán) pueden colapsar en su frente, generando cascadas de bloques incandescentes e incluso flujos piroclásticos (Tilling, 1993; Schmincke, 2004).

En el volcán Ceboruco los flujos de lava son de composición andesítica y dacítica (ver sección 8) y se han originado principalmente desde diversos puntos del cráter interior y desde la parte más alta de las laderas SW y NE. Sieron y Siebe (2008) y Sieron (2009) cartografiaron 8 flujos de lava individuales (Tabla 4, Figura 19): El flujo de lava Destiladero, anterior a la erupción pliniana Jala ($1,060 \pm 55$ años A.P.); seis flujos de lava post-plinianos (Copales, Cajón, Coapan I y II, El Norte y Ceboruco) emitidos a través de erupciones efusivas, en un intervalo de tiempo relativamente corto, de no más de 150 años, después de la erupción pliniana Jala (Boehnel *et al.*, 2016) y un séptimo flujo post-pliniano, correspondiente a la fase efusiva final de la última erupción del volcán en 1870.

No se conoce con exactitud la temperatura y velocidad de emisión del conjunto de flujos del volcán Ceboruco. Lo más común en flujos andesíticos y dacíticos es que la velocidad sea de decenas de m/s, más rápida en las primeras horas o días de iniciar la emisión y decreciendo significativamente a medida que transcurre el tiempo. Fue el caso del flujo de lava de 1870, de composición dacítica, el único del que se tiene registro documentado (Tabla 5). En los primeros 10 días, desde el inicio de la erupción el 27 de febrero de 1870, la lava avanzó a razón de ~ 50 m/día, con un espesor de 80 m, hasta emplazarse en el interior de la barranca “Los Cuates”. Posteriormente se observó que esta lava fluía a razón de unos 5-6 m/día. Este flujo de lava alcanzó una longitud total de 7,520 m en el transcurso de dos años, de forma que su avance promedio fue de 10 m/día.

Con base en la información geológica sobre los flujos de lava y sobre el historial eruptivo del volcán Ceboruco se definieron dos escenarios de peligro con posibilidad de emisión de flujos de lava (Tabla 6): 1) Un escenario de menor magnitud pero mayor probabilidad de ocurrencia, con la emisión de flujos de lava andesíticos de entre 0.02 y 0.4 km³ y con alcances de entre 8 y 15 km y 2) un escenario de mayor magnitud, pero menor probabilidad de ocurrencia, con la emisión de un flujo de lava dacítico de entre 0.4 y 2 km³, con alcances de entre 4 a 8 km, asociado a una erupción explosiva vulcaniana con otras fases explosivas.

14.3.1. Metodología para la simulación de flujos de lava

Existen dos tipos principales de aproximaciones para la simulación de flujos de lava. Las aproximaciones de tipo determinista buscan reproducir las características de la emisión de un flujo de lava de una erupción específica (normalmente observada), tanto por lo relativo a su transporte (ecuaciones de Navier-Stokes; conservación de masa, momento y energía) como a las condiciones de enfriamiento (ecuaciones termodinámicas). Generalmente se trata de modelos que requieren de una gran cantidad de parámetros de entrada y de una cantidad de tiempo de cómputo considerable. Los productos de



este tipo de simulación están orientados a reproducir un evento específico para apoyar la gestión de crisis volcánicas, como complemento del monitoreo y para el diseño de medidas de mitigación. Han sido utilizados para evaluar la peligrosidad de flujos recientes o en época histórica con suficiente información y para las áreas volcánicas para los que fueron creados.

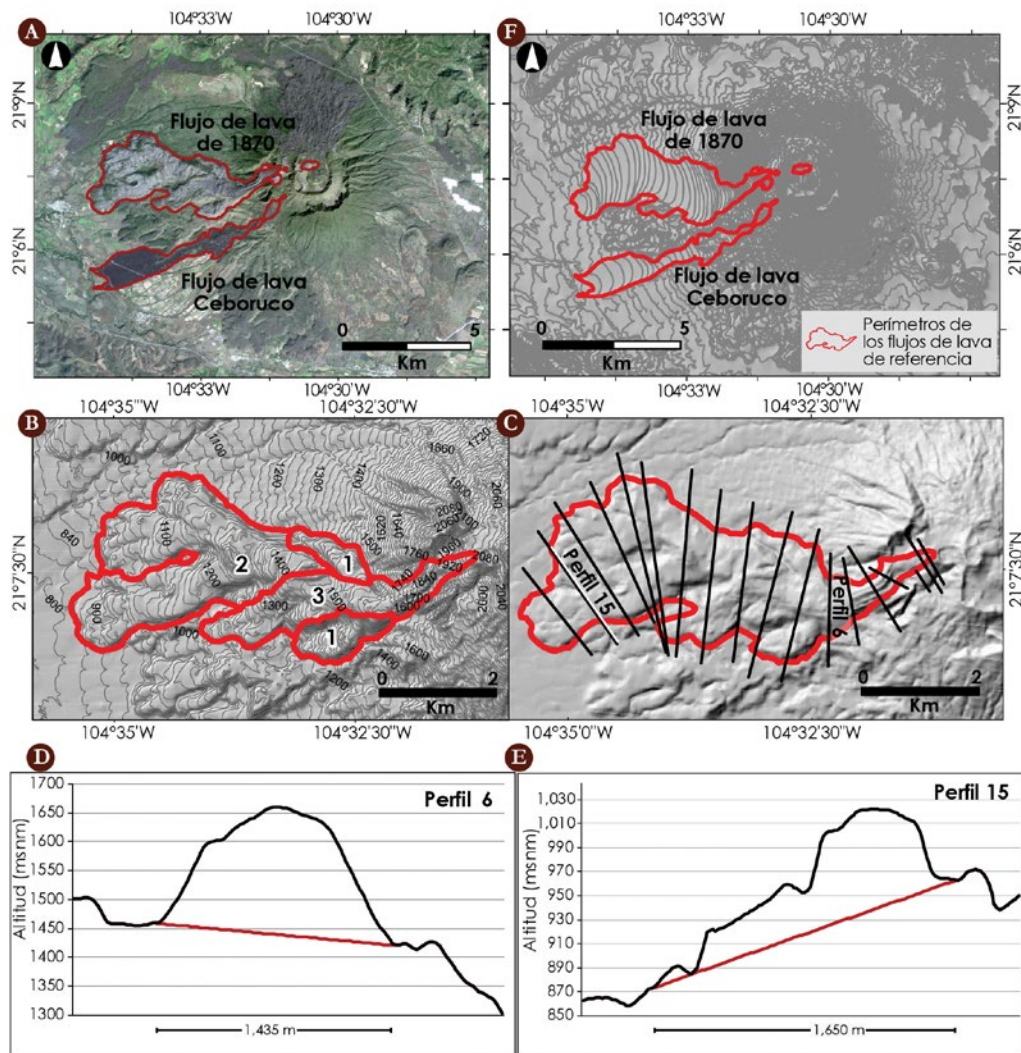
Por otra parte, los modelos de tipo probabilístico se basan principalmente en el control de la topografía en el emplazamiento de los flujos de lava. Estos tipos de modelos buscan obtener la distribución de flujos de lava en un volcán, reproduciendo una erupción efusiva con las características promedio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

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

El *software* reproduce de forma pseudoaleatoria una serie de caminos que la lava puede seguir desde un centro de emisión sobre la topografía del volcán en estudio. Los parámetros de entrada del *software* son, además del DEM en formato ASCII y de la coordenada del centro de emisión, el espesor máximo del flujo de lava que se simula, la forma como incrementa el espesor durante el emplazamiento del flujo hasta que finaliza su movimiento y la longitud máxima que puede alcanzar, en forma del número de steps o pixeles que va a cruzar la simulación. Como ocurre con la simulación de otros fenómenos volcánicos, la resolución del DEM que se utiliza es importante tanto para la consideración de los parámetros de entrada, como para los resultados finales que se obtienen. Otro parámetro de entrada variable es el número de iteraciones que se pide al programa que haga en cada simulación. Normalmente se usa un valor de 1,000 iteraciones, ya que se verificó en trabajos previos (Felpeto *et al.*, 2001; Damiani *et al.*, 2006; Bertino *et al.*, 2006) y también en este trabajo que, con un número de iteraciones mayor, no se producen cambios significativos en los resultados.

Para la calibración del simulador, se seleccionaron dos flujos de lava, uno andesítico y otro dacítico, como depósitos de referencia para cada uno de los dos escenarios de peligro considerados. El flujo de lava Ceboruco, de composición andesítica, se utilizó como depósito de referencia para el escenario 1 de menor magnitud (Tabla 6, Figura 51A). Este flujo tiene su origen en la parte alta de la ladera SW del volcán y un alcance máximo de 8.2 km. Tiene morfología alargada y un ancho máximo de 1.2 km en la zona distal, cubriendo un área de 5.3 km². Sieron (2009) estimó un volumen de 0.16 km³ para este flujo, que se recalculó en el presente trabajo en 0.06 km³, a través del análisis geomorfológico de

detalle. Para el escenario 2 de magnitud intermedia del volcán Ceboruco, el de mayor magnitud por emisión de flujos de lava, se seleccionó como depósito de referencia el flujo de lava de la erupción de 1870 (Tabla 6, Figura 51A), de composición dacítica. El origen de este flujo se ubica en el sector occidental del cráter interior, donde esta erupción generó un domo. El flujo tiene un alcance máximo de 8.34 km y afectó un área de 12 km². Sieron (2009) estimó un volumen para este flujo de 1.14 km³, que a través del análisis geomorfológico se refinó obteniendo un valor de 1 km³. En el análisis geomorfológico de detalle de esta lava se diferenciaron al menos tres lóbulos que componen el flujo (Figura 51B) y se realizaron varios perfiles (Figura 51C, D y E) para estimar su profundidad en diversos sectores y de esta forma recalcular el volumen.



► **Figura 51.** A) Flujos de lava Ceboruco y 1870 seleccionados como depósitos de referencia para los escenarios de peligro por flujos de lava definidos para el volcán Ceboruco. B) Delimitación de lóbulos en el flujo de lava de 1870. C) Trazado de 16 perfiles transversales para la obtención de datos de espesores, volumen y de morfología del flujo. D) Perfil núm. 6 (señalado en C) del flujo de lava de 1870. E) Perfil núm. 15 (señalado en C) del flujo de lava de 1870. F) Paleorelieves del flujo de lava Ceboruco y del flujo de lava de 1870.



Una vez seleccionados los flujos de referencia, se elaboraron los paleorelieves de cada uno de ellos utilizando el *software* ArcGIS®. El área cubierta actualmente por los derrames de lava se suprimió del DEM y se digitalizaron manualmente nuevas curvas, tratando de reproducir la topografía previa al emplazamiento de los flujos, utilizando como referencia las cotas de la base de los diferentes perfiles trazados transversalmente sobre ellos (Figura 51D y E). Las curvas de nivel de los paleorelieves se unieron a la topografía real en el entorno del flujo y se elaboró un nuevo DEM (Figura 51F), que se transformó a formato ASCII para usarlo en el *software* de simulación ELMF.

Usando como base el DEM del paleorelieve se inició el proceso de calibración. Se realizaron diversas simulaciones de prueba, modificando los parámetros de entrada del *software* (espesor, longitud y tipo de incremento del espesor del flujo), hasta conseguir la mejor cobertura del área ocupada por los flujos Ceboruco y el flujo de 1870 (Figura 52). Las pruebas sirvieron también para realizar pequeños ajustes al paleorelieve hasta obtener la morfología más adecuada.

Los parámetros iniciales que se consideraron más adecuados (Tabla 10) para reproducir el flujo Ceboruco, referencia para el escenario pequeño o de menor magnitud, fueron un espesor de 10 m, un recorrido de 1,150 píxeles o *steps* y una variación del espesor del flujo lineal (valor 1 para el programa). Para el caso del flujo de 1870, se consideraron valores iniciales de 100 m de espesor, una longitud de 1,800 *steps* y un incremento del espesor constante (valor 0 para el programa), que representa un incremento del espesor del flujo rápido, desde muy cerca del centro emisor (hinchamiento), tal y como está descrito en documentos históricos.

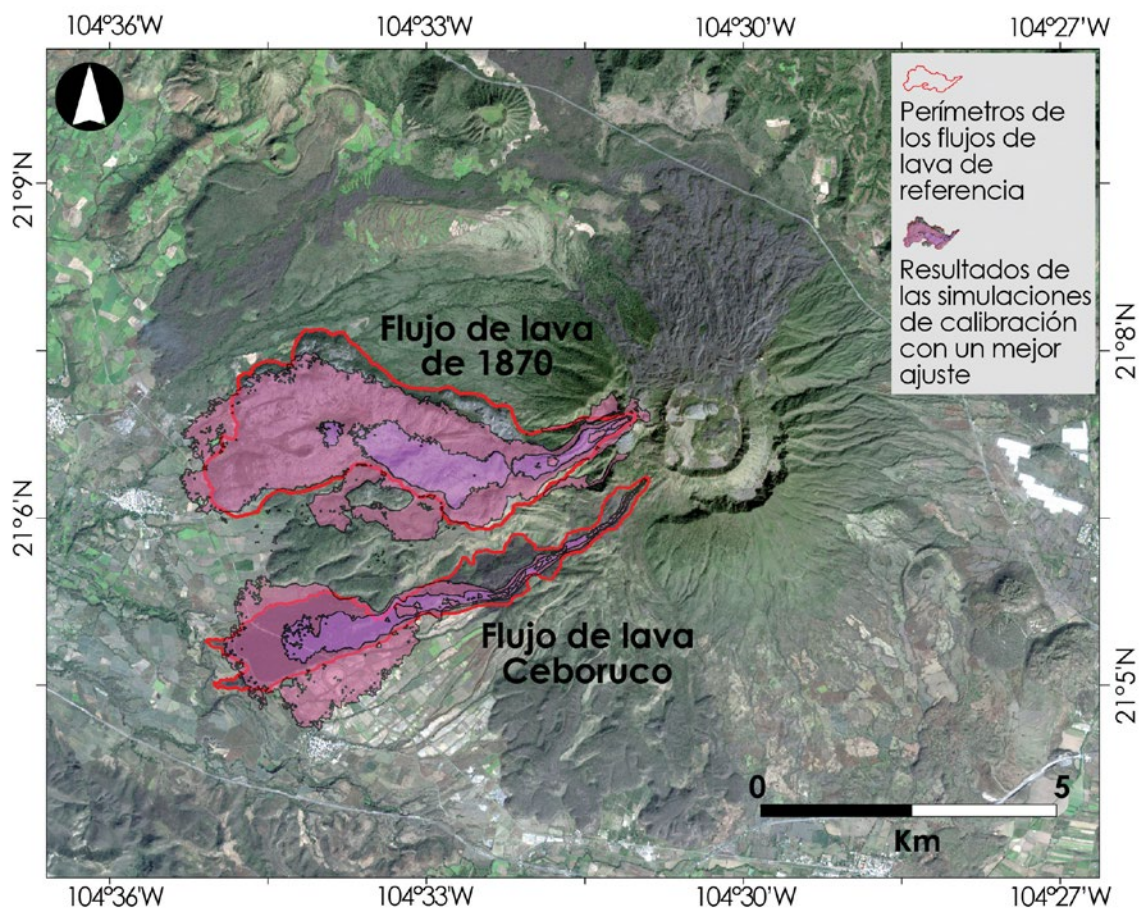
Cabe mencionar que para el caso del flujo de lava Ceboruco la calibración con estos parámetros se encontró adecuada para reproducir la longitud del flujo y su cobertura en las áreas más alejadas del centro emisor. Sin embargo, las simulaciones programadas con el incremento de espesor lineal no reproducían correctamente la cobertura del flujo en zonas proximales, por lo que se optó por sobreponer a estas simulaciones, otras con incremento de espesor logarítmico, de pocos centenares de *steps* de recorrido que permitieron cubrir el flujo en su totalidad.

Tomando como base los valores que mejor reproducían las extensiones y distribución de los depósitos de referencia (lava Ceboruco y lava de 1870), se establecieron rangos de valores para cada uno de los parámetros necesarios para llevar a cabo las simulaciones: Espesor de los flujos, longitud en número de píxeles o *steps* y tipo de incremento de espesor (Tabla 10). La asignación de los rangos de valores para cada parámetro se realizó tanto para la simulación del emplazamiento de flujos de lava andesíticos, considerados en el escenario de menor magnitud; como para flujos de lava dacíticos asociados a la fase efusiva final de una erupción vulcaniana, como los considerados para el escenario de mayor magnitud.

Otro aspecto fundamental, requerido para dar inicio a las simulaciones, fue establecer los centros de emisión de los posibles futuros flujos de lava. Para la selección de estos centros de emisión se analizó la ubicación de los puntos de origen de los flujos de lava de los últimos 1,000 años (Figura 19), así como el marco tectónico local del volcán Ceboruco.

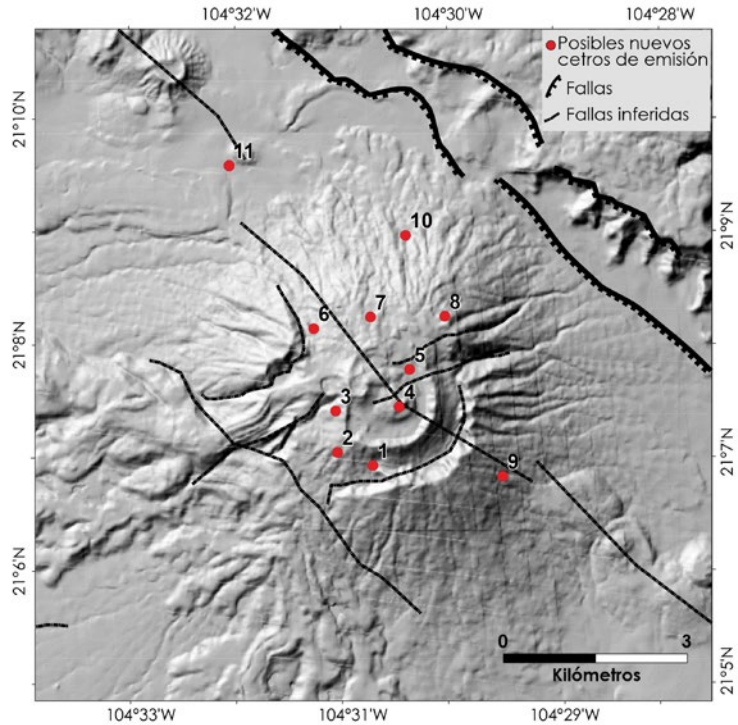
Se ubicaron 5 puntos sobre el cono principal del volcán Ceboruco, en la parte alta de sus laderas SW, W y NW (centros de emisión 1, 2, 3, 6 y 7 de la Figura 53), procurando cubrir la mayor parte de barrancas de este sector que todavía no han sido ocupadas por flujos de lava. Se situaron otros dos puntos en el interior del cráter (centros de emisión 4 y 5, Figura 53), en ubicaciones que reiteradamente han constituido centros de emisión en el pasado. El centro de emisión núm. 9 (Figura 53) se situó en la cota 1,703 msnm, sobre la ladera ESE del volcán Ceboruco, en el extremo occidental de la alineación de volcanes monogenéticos en este sector. Los centros de emisión 8, 10 y 11, localizados en el sector N y NE del volcán, se ubicaron cerca de centros de emisión conocidos para abarcar la simulación en todos los flancos del volcán.

A partir de la coordenada UTM de cada uno de los centros de emisión, se localizó mediante el *software* Surfer®, la fila y la columna del grid del DEM, que son los datos que necesita el programa ELMF para poder iniciar las simulaciones.



► **Figura 52.** Calibración del *software* ELMF para los dos escenarios de peligro por flujos de lava en el volcán Ceboruco. La simulación que mejor se ajustó al flujo de lava Ceboruco se programó con 1,150 *steps*, un espesor del flujo de 10 m y un incremento del espesor lineal. Para el caso del flujo de lava de 1870, la simulación que permitió calibrar el *software* fue programada con 1,800 *steps*, un espesor de 100 m y un incremento del espesor constante.

► **Figura 53.** Ubicación de los puntos considerados como posibles futuros centros de emisión de flujos de lava en el volcán Ceboruco. La descripción de la numeración asignada a cada uno de ellos se describe en el texto. Su selección se realizó atendiendo a criterios de cobertura del cono volcánico. Se realizaron simulaciones de emplazamiento de flujos de lava con origen en cada uno de ellos.



El proceso de simulación consiste en realizar diferentes ejecuciones del programa ELMF, introduciendo un grupo de parámetros determinado del rango establecido en la etapa anterior (Tabla 10) y los datos de un centro de emisión. Se realiza una simulación para cada grupo de parámetros y cada uno de los once centros de emisión seleccionados. La topografía sobre la cual se realizan las simulaciones está representada por el DEM real, en formato Ascii, que es llamado por el programa.

El programa selecciona la celda que la lava va a cubrir, entre las ocho celdas que rodean la celda de origen o centro de emisión. La selección se realiza a través de un algoritmo de Monte-Carlo, que calcula la probabilidad de que una celda sea invadida en función de la diferencia de altura entre ella y la celda donde se encuentra la lava. Este paso se realiza tantas veces como número de iteraciones se deciden para cada corrida o ejecución del programa. Para el caso del volcán Ceboruco se seleccionó un valor de 1,000 iteraciones para cada ejecución, que finaliza en el momento que se han realizado el total de iteraciones o antes, en caso de que se alcance la longitud del flujo indicado previamente como número de *steps* o píxeles.

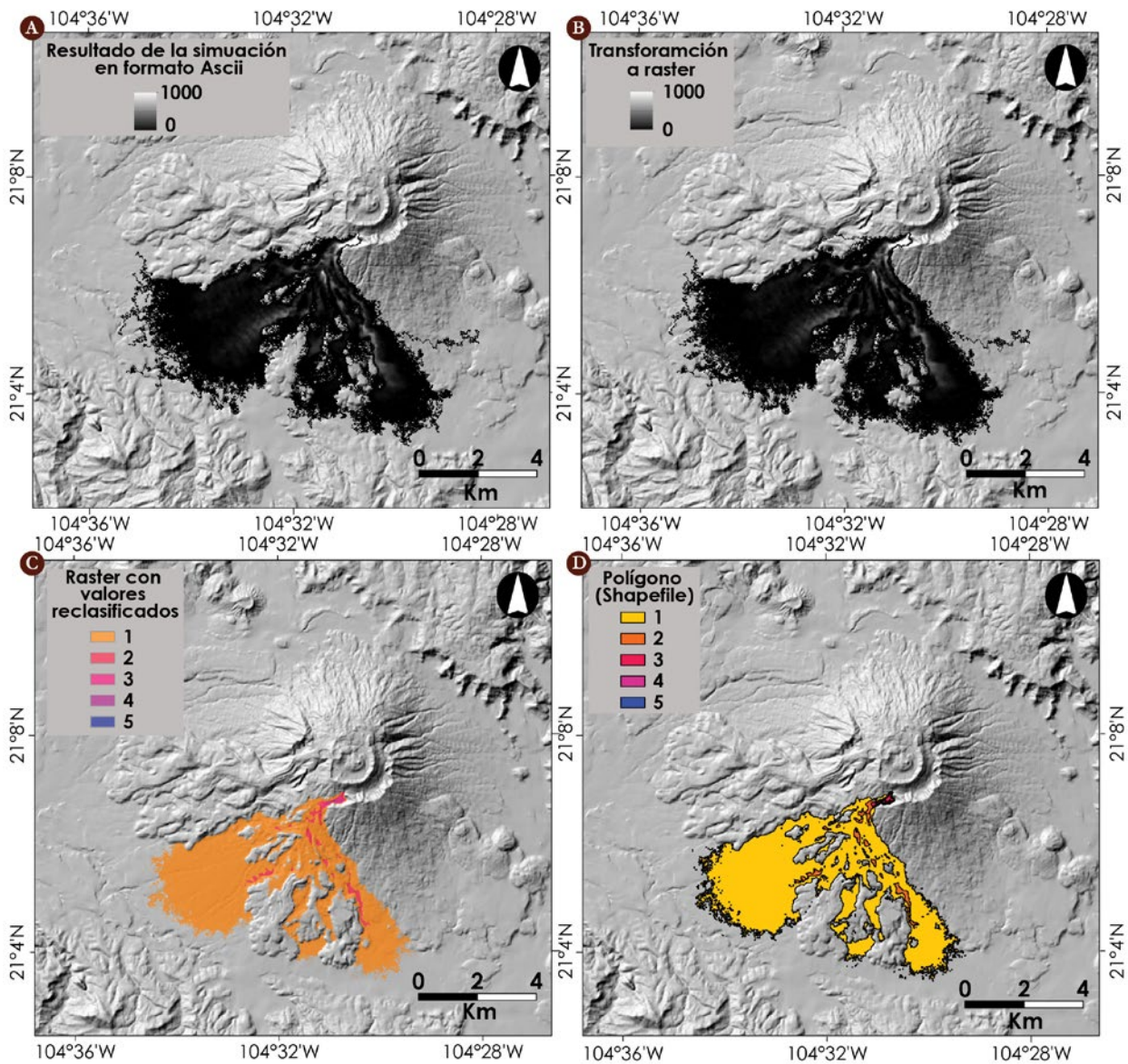
Para el escenario 1, el de menor magnitud, relacionado con la emisión de un flujo de lava andesítico con características similares a la lava Ceboruco se realizaron simulaciones con 24 diferentes grupos de valores de los parámetros de entrada (6 longitudes y 4 valores de espesor, Tabla 10), para cada uno de los 11 centros de emisión. Se realizaron un total de 264 ejecuciones o corridas del programa, con un valor fijo de incremento del espesor lineal, que representa un incremento de espesor moderado y sostenido. Posteriormente se realizaron simulaciones específicas para cada uno de los centros de emisión, con un valor de incremento de espesor logarítmico, de poco recorrido (de 500 a 800 *steps* según el caso) para cubrir mejor las zonas proximales de cada uno de los flujos.

Tabla 10. Rangos de valores para los parámetros de la simulación de flujos de lava con el software ELFM

Escenario 1				
Flujos de lava de referencia	Flujo de lava CEBORUCO		Simulación con el software ELFM	
	Composición	Andesítica		
	Longitud (km)	8.26	Etapa de CALIBRACIÓN	
	Área (km ²)	5.35	Recorrido (steps)	1,150
	Espesor promedio (m)	4-8	Espesor (m)	10
	Volumen (km ³)	0.03 - 0.09	Incremento de espesor	1 (LINEAL)
Dimensiones de flujos de lava futuros	Composición	Andesítica	Rangos de valores para las SIMULACIONES	
	Longitud (km)	8 - 15	Recorrido (steps)	1,850 a 3,500
	Espesor promedio (m)	10 - 40	Espesor (m)	5, 10, 20, 40
	Volumen (km ³)	0.02 - 0.475	Incremento de espesor	1 (lineal) y 2 (logarítmico, solo área proximal)
Escenario 2				
Flujos de lava de referencia	Flujo de lava de 1870		Simulación con el software ELFM	
	Composición	Dacítica		
	Longitud (km)	8.34	Etapa de CALIBRACIÓN	
	Área (km ²)	12.04	Recorrido (steps)	1,800
	Espesor promedio (m)	79	Espesor (m)	40
	Volumen (km ³)	1	Incremento de espesor	0 (Constante)
Dimensiones de flujos de lava futuros	Composición	Dacítica	Rangos de valores para las SIMULACIONES	
	Longitud (km)	4-8.5	Recorrido (steps)	1,100 a 2,200
	Espesor promedio (m)	40 - 140	Espesor (m)	40, 80, 100, 120, 140
	Volumen (km ³)	0.5 - 2.1	Incremento de espesor	0

Para el escenario de magnitud intermedia relacionado con la emisión de un flujo de lava dacítico, con características similares a la lava de 1870, se realizaron simulaciones con 25 diferentes grupos de valores de los parámetros de entrada (5 valores de longitud y 5 valores de espesor, Tabla 10), para cada uno de los once centros de emisión. En total se realizaron 275 ejecuciones o corridas del programa. Para este caso, se usó el parámetro de incremento de espesor constante en todas las simulaciones, tal y como se estableció en la etapa de calibración.

El resultado de cada ejecución del programa es un archivo ASCII (un grid) que señala en cuantas ocasiones, de las 1,000 iteraciones que se realizan en cada corrida, un píxel ha sido ocupado por lava (Figura 54A). Como una primera etapa del procesamiento de estos resultados, se transforma este archivo a formato raster (Figura 54B) y posteriormente se reclasifican los valores de cada píxel en 5 grupos, excluyendo aquellos píxeles que tienen un número igual o menor que el 0.5% del número de iteraciones, es decir aquellos que sólo fueron ocupados por lava de 1 a 5 ocasiones durante las 1,000 iteraciones (Damiani *et al.*, 2006), para no incluir áreas sobreestimadas en los resultados. El raster resultante muestra el área que podría ser inundada por lava (Figura 54C). Finalmente, el raster reclasificado se transforma a formato shape (Figura 54D). Este proceso se realiza para todas las simulaciones realizadas con un mismo grupo de parámetros.



► **Figura 54.** Ejemplo del procesamiento de los resultados de una de las simulaciones de un flujo de lava con 2,200 *steps* de recorrido, 100 m de espesor e incremento del espesor constante (escenario 2), con origen en el centro de emisión núm. 1. A) Archivo ASCII resultado de la simulación. B) Transformación del ASCII a raster. C) Reclasificación del número de iteraciones en 5 grupos: 1- de 6 a 100 iteraciones; 2- de 101 a 250 iteraciones, 3 – de 251 a 500 iteraciones, 4- de 501 a 750 iteraciones y 5 – de 751 a 1000 iteraciones. D) Transformación a shape del raster reclasificado.

14.3.2. Mapa de peligros por flujos de lava

Los mapas de peligro por flujos de lava del volcán Ceboruco, para cada uno de los dos escenarios considerados (Figura 55), muestran las máximas áreas que podrían resultar inundadas por este producto volcánico en caso de producirse una erupción futura.

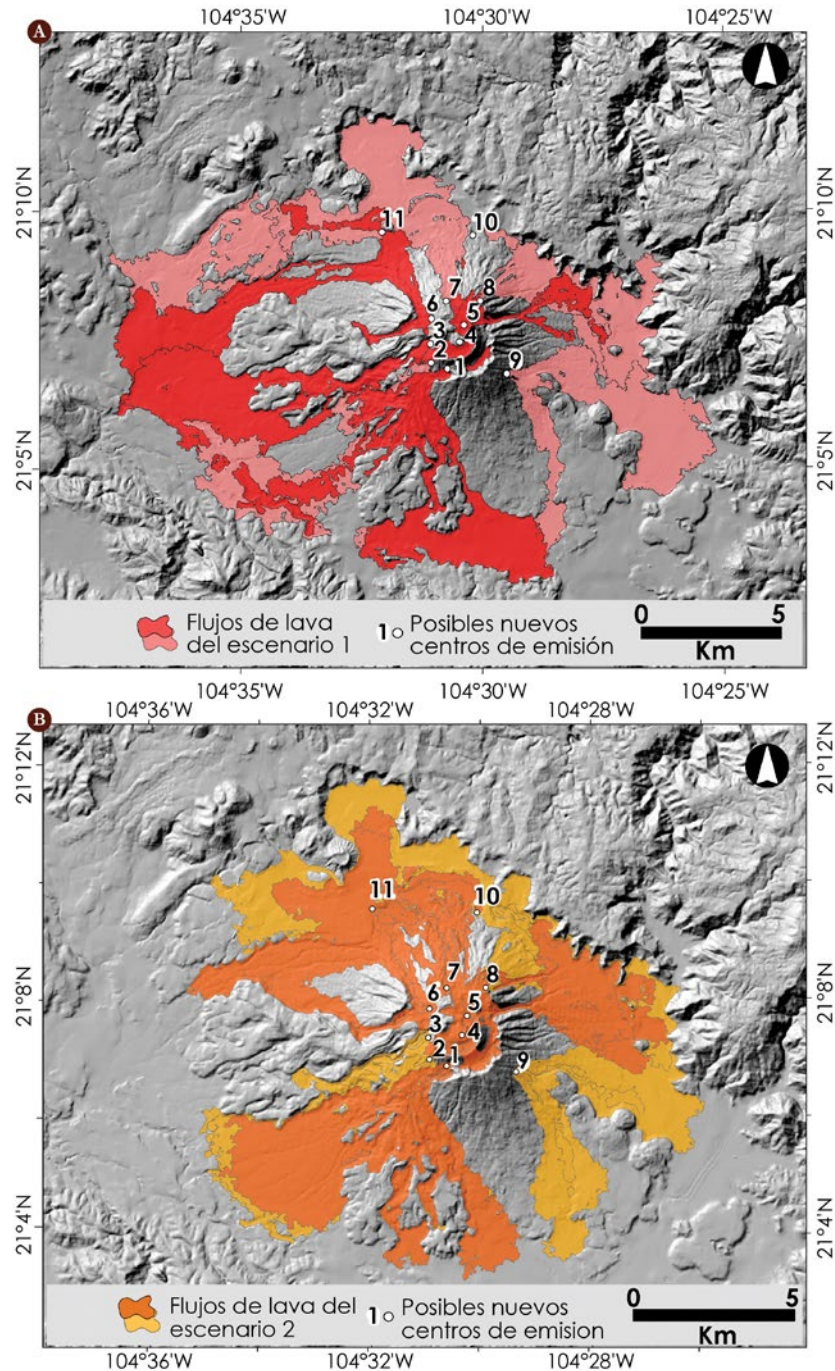
Para el escenario de menor magnitud (escenario 1, Tabla 6), relacionado con la emisión de un flujo de lava andesítico con características similares a la lava Ceboruco, se optó por seleccionar los resultados de las simulaciones realizadas con 2,700 *steps* y 5 m de espesor, con el objetivo de mostrar el mayor alcance posible de estas lavas. Estos resultados se integraron con otras simulaciones con incremento del espesor logarítmico, para reproducir de manera más realista la posible cobertura en las áreas proximales. En este caso se usaron simulaciones entre 500 y 800 *steps* con 5 m de espesor que abarcaron las zonas entre los centros de emisión y la zona de cambio de pendiente o “*break in slope*” en el cono del volcán Ceboruco. Los flujos de lava resultantes tienen longitudes entre 4 y 15 km y representan volúmenes entre 0.05 and 0.48 km³. Las áreas inundadas por cada flujo individual están en el rango entre 10 a 24 km² (Figura 55A, Tabla 11).

Para el escenario de magnitud intermedia (escenario 2, Tabla 6) relacionado con la emisión de un flujo de lava dacítico, con características similares a la lava de 1870 se consideró representar en el mapa las áreas inundadas por las simulaciones con 2,200 *steps* de recorrido y 80 m de espesor, que corresponden a longitudes de los flujos en el rango de 6 a 8.5 km y que representarían volúmenes de lava de 0.4 a 2 km³, dentro del rango considerado para este escenario (Tabla 11). Las áreas inundadas por cada flujo individual están en el rango de 12 a 25 km². El mapa muestra como en caso de ocurrir la emisión de un flujo de lava de estas características podría inundar las laderas y planicies aledañas en el sector NW-N-NE del volcán o bien las laderas del sector SW, afectando la carretera federal Ixtlán-Tepic (Figura 55B).

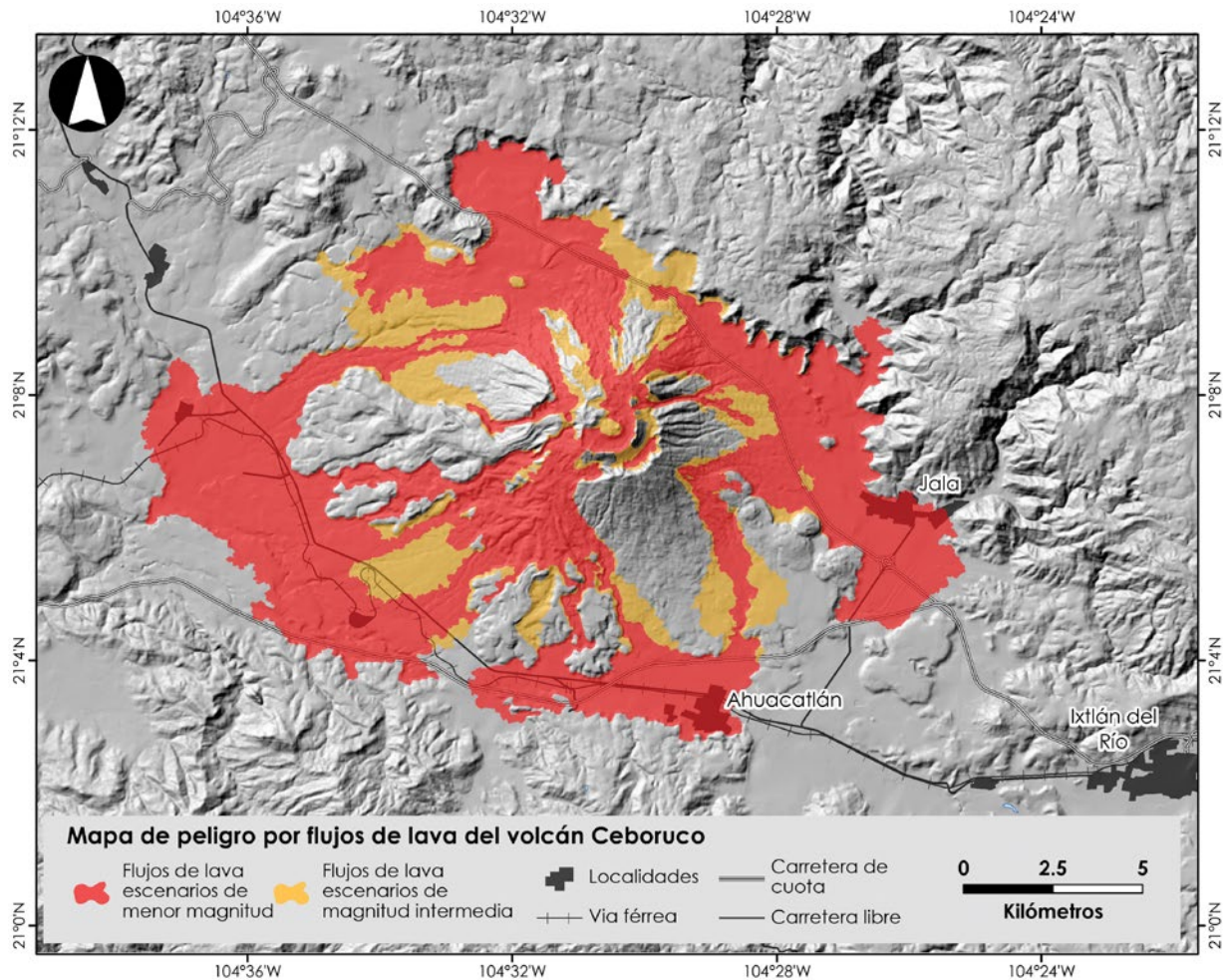
Tabla 11. Resultados de las simulaciones de los flujos de lava con el software ELMF: Longitud y área inundada por los flujos individuales en cada escenario

Centros de emisión					Escenario 1		Escenario 2	
Número	Posición en el volcán	UTMx	UTMy	Altitud (msnm)	Longitud (km)	Área (km ²)	Longitud (km)	Área (km ²)
1	S	550694	2335003	1,995	10.5	20.51	7.39	24.49
2	SW	550123	2335198	1,988	12.22	23.51	7.12	25.10
3	W	550059	2335885	2,067	11.79	19.05	7.50	15.42
4	Cráter	551122	2335950	2,211	4.25	6.48	7.94	17.96
5	Cráter	551278	2336585	2,100	5.27	6.58	6.34	20.82
6	NW	550107	2336727	2,114	14.23	19.2	8.50	22.18
7	N	550655	2337403	2,099	9.88	16.69	6.20	15.24
8	NE	551887	2337454	2,080	10.41	13.84	7.37	12.81
9	SE	552821	2334835	1,703	8.61	19.29	6.42	18.17
10	N	551230	2338753	1,660	9.18	10.23	6.00	12.30
11	NW	548314	2339886	1,377	12.09	23.95	6.10	21.54

Los mapas de ambos escenarios se construyeron integrando once diferentes capas de información, cada una con el flujo simulado desde uno de los centros de emisión. Se realizó una última etapa de procesamiento con las capas seleccionadas que consistió en la depuración de cada polígono y en la aplicación de un buffer de 10 m, para el suavizado de su perímetro (Figuras 55A y B).



► **Figura 55.** A) Mapa de susceptibilidad de inundación por flujos de lava para el escenario de peligro de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia y B) Mapa de susceptibilidad de inundación por flujos de lava para el escenario de peligro de magnitud intermedia.



► **Figura 56.** Mapa de peligro por flujos de lava del volcán Ceboruco.

Finalmente se construyó el mapa de peligros por flujos de lava del volcán Ceboruco reuniendo los resultados del escenario de menor magnitud y de magnitud intermedia (Figura 56). Cabe resaltar que, como especificidad para el caso de flujos de lava, los derrames del escenario 1, de menor magnitud, asociados a una posible futura erupción efusiva de composición andesítica, tienen mayor longitud que los flujos de lava dacíticos que podrían ser emitidos en el escenario 2 de magnitud intermedia como resultado de la fase efusiva final de una erupción explosiva. Esto se debe a que las condiciones simuladas trataron de reproducir la diferente composición de los flujos. Así, en el caso de flujos andesíticos su espesor es menor pero la fluidez de las lavas permitiría que alcanzaran mayores distancias respecto a los centros de emisión, por lo que las áreas afectadas son principalmente las planicies colindantes con las laderas del volcán. Mientras que en el caso de emitirse flujos de lava dacíticos estos afectarían principalmente las laderas del volcán Ceboruco, sobreponiéndose a los ya existentes en las laderas del edificio volcánico, aunque en los sectores NW y E podrían tener alcances similares a las lavas andesíticas.

14.4. Corrientes de densidad piroclásticas: Flujos y oleadas piroclásticas



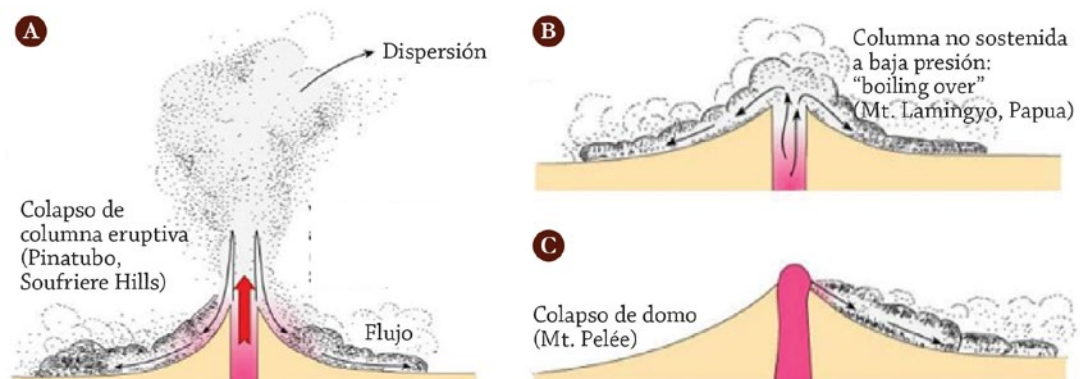
Figura 57. Flujo piroclástico desplazándose sobre las laderas del volcán Merapi en 2010 (Fotografía de: Tom Pfeiffer/ www.volcanodiscovery.com).

Los flujos piroclásticos, también denominados corrientes de densidad piroclástica (CDP) (Branney y Kokelaar, 2002) son uno de los procesos más complejos y peligrosos que ocurren durante las erupciones volcánicas explosivas. Las CDP son mezclas de partículas piroclásticas (cenizas, pómez y bloques) y de gas que se mueven por las laderas de un volcán a grandes velocidades, de entre 100 y 400 km/h, a temperaturas que pueden alcanzar los 700°C y cuya trayectoria puede ser modificada o no por la topografía, en función de su naturaleza (Figura 57). Macroscópicamente se comportan como corrientes densas movidas por la fuerza de gravedad, multifásicas (partículas + gas) que se desplazan en un medio de menor densidad, la atmósfera (Sulpizio *et al.*, 2014). La variación de las proporciones relativas entre la fase sólida (partículas) y la fase de fluido (gas) de una CDP determina una transición entre una mezcla diluida (CDP diluidas) donde domina la fase fluida, y una mezcla concentrada (CDP concentradas) donde domina la fase sólida.

Ambos tipos de flujos y una transición entre ellos se pueden generar durante el mismo episodio eruptivo, y por su diferente modalidad de transporte y emplazamiento requieren de un estudio detallado para definir el peligro asociado. En general, una CDP es un flujo estratificado con una porción concentrada hacia la base que se transporta al ras del suelo, donde la disipación de la energía depende principalmente de la colisión entre las partículas y de la fricción con el substrato y de una porción más diluida y turbulenta que es controlada solo parcialmente por la topografía. Esta porción más diluida se alimenta continuamente del material elutriado desde la parte basal del flujo, y puede llegar a desprenderse y tener alcances mayores respecto al flujo basal, que principalmente queda confinado en valles y depresiones. Por lo tanto, a partir de las CDP se pueden originar depósitos con características texturales muy diferentes: Depósitos de flujo piroclástico masivos, soportados por matriz, con componentes juveniles (pómez y escorias), fragmentos de lava o fragmentos accidentales, dependiendo del tipo de actividad asociada; así como depósitos de oleadas piroclásticas, que pueden ser masivos o estratificados, constituidos por láminas de espesor milimétrico a centimétrico de material juvenil o accidental, normalmente de tamaño fino a muy fino (Druitt, 1998; Nakada, 2000).

Existen diferentes estilos eruptivos que pueden originar CDP, que se agrupan en dos categorías principales: Actividad freatomagmática y actividad magmática. La actividad freatomagmática es típica en campos volcánicos monogenéticos y ocurre cuando el magma

durante el ascenso hacia la superficie encuentra un cuerpo de agua o sedimentos saturados en agua. El contacto agua-magma puede desencadenar una reacción altamente explosiva, con la formación de cráteres de explosión, anillos de tefra o maares, y el emplazamiento de CDP diluidas principalmente. Los depósitos típicos corresponden a capas masivas o estratificadas, con espesor de pocos cm, con abundantes fragmentos balísticos y presencia de lapilli acrecional. La actividad magmática puede generar diferentes tipos de CDP ya sea por el colapso de una columna eruptiva (Figura 58A), por la extrusión continua de material fragmentado directamente desde el conducto volcánico, desde una columna no sostenida (Figura 58B), o por el colapso de un domo en el cráter (Figura 58C). En los primeros dos casos ocurre fragmentación del magma durante su ascenso, con la formación de fragmentos juveniles (pómez o escorias), mientras que en el tercer caso no siempre hay fragmentación magmática o una componente explosiva asociada al evento. Esta diferencia en la modalidad eruptiva es reconocible a partir del estudio de los depósitos asociados.



► **Figura 58.** Tipos de mecanismos de generación de corrientes de densidad piroclástica durante erupciones explosivas magmáticas: A) colapso de columna, B) columna no sostenida y C) colapso de domo (modificado de Branney y Kokelaar, 2002).

Entre los eventos volcánicos con generación de CDP más devastadores, se incluyen la erupción de 1902 del Mt Pelée, Martinica (Fisher, 1995), El Chichón en 1982, México (Sigurdsson *et al.*, 1984) y Merapi, Indonesia en 2010 (Komorowski *et al.*, 2013). La evaluación del peligro por el emplazamiento de las CDP no es sencilla, no solamente por su complejidad dinámica, sino también por la posible falta de evidencias de campo. Para una correcta evaluación del peligro es de fundamental importancia tener un mapa de distribución de los depósitos de erupciones previas para poder estimar las zonas de afectación en caso de que se repita un escenario similar al observado.

La distancia de recorrido de un CDP está fuertemente influenciada por el volumen y la masa del flujo y la altura a la que se produce el colapso. La relación entre la altura (H) y la distancia de recorrido (L) es de tan solo 0.2 a 0.29 para los flujos piroclásticos de gran volumen asociados a erupciones subplinianas/plinianas y mayor, de 0.33 a 0.39, para volúmenes más pequeños, asociados a erupciones vulcanianas. Esto indica que los flujos más grandes son más móviles que los de pequeño volumen (Nakada, 2000). Por lo general, cuanto mayor es la relación H/L, menor es la movilidad de la corriente de densidad piroclástica.

En una erupción de pequeña magnitud es poco probable que ocurra este fenómeno. Sin embargo, en una erupción vulcaniana de magnitud intermedia o una pliniana de gran magnitud, podrían generarse flujos y oleadas piroclásticas con alcances de varios kilómetros. Esto representa un alto riesgo para los asentamientos en las laderas del volcán e incluso para zonas más lejanas. Los daños a personas y a la infraestructura se producen debido a las altas temperaturas (Nakada, 2000) y la carga de presión dinámica lateral sobre edificios, provocando incendios, colapso de paredes y corrosión (Baxter *et al.*, 1998; 2005; Pomonis *et al.*, 1999; Constantinescu, 2012). Las CDP son los fenómenos volcánicos más letales (Tilling, 1993; 2005) y pueden causar la pérdida total de infraestructura, así como provocar la muerte de las personas y animales que se encuentran a su paso.

En el caso del volcán Ceboruco se han reconocido diversas unidades de depósitos de flujo piroclástico y de oleada piroclástica asociados a la secuencia deposicional de la erupción pliniana Jala (Figuras 13, 14 y 17A), concretamente 4 unidades de flujo piroclástico y 3 de oleada piroclástica (Tabla 3). Estos depósitos fueron emitidos a través de columnas eruptivas que fluctuaron entre los 20 y 30 km de altura, hasta un máximo de 31 km (Gardner y Tait, 2000). Se reconocieron también depósitos de flujo de bloques y cenizas en la secuencia de la erupción de 1870 (Tabla 5), emplazados en sus fases iniciales, en febrero de 1870. El volumen de estos depósitos se estimó en 0.0005 km³.

Con base en esta información y en los escenarios eruptivos propuestos para el volcán Ceboruco (Tabla 6), se estableció que es posible la generación de CDP, tanto de tipo flujo piroclástico como de tipo oleada piroclástica, en el caso de producirse erupciones explosivas de tipo vulcaniano (escenario 2) o pliniano (escenario 3).

14.4.1 Metodología para la simulación de flujos piroclásticos (corrientes de densidad piroclástica concentradas)

Los modelos numéricos permiten reproducir el alcance de los depósitos de flujo y oleada piroclástica observados y son más precisos cuando mejor sean los datos obtenidos en campo (espesor y distribución total del depósito) para la calibración de las simulaciones. La confiabilidad de las simulaciones depende también de la resolución del DEM que se utilice (Stevens *et al.*, 2002; Capra *et al.*, 2010). Por otra parte, la complejidad para la evaluación del peligro de las CPD se incrementa porque no es posible utilizar el mismo *software* para reproducir las CPD concentradas que las CPD diluidas, debido a los diferentes mecanismos de transporte y de interacción entre la fase sólida y la fase fluida. En general, la trayectoria y distribución de la porción basal concentrada está fuertemente condicionada por la topografía y su movilidad está controlada principalmente por la interacción del flujo con el substrato; sin embargo, la porción más diluida del flujo puede fácilmente rebasar barreras topográficas, con trayectorias inesperadas.

Las CDP concentradas han sido modeladas de manera satisfactoria (Stinton *et al.*, 2004; Macias *et al.*, 2008; Sulpizio *et al.*, 2010; Murcia *et al.*, 2010; Charbonnier y Gertisser, 2012; Vazquez *et al.*, 2018) utilizando códigos numéricos unifásicos de flujos granulares. El código más utilizado actualmente, también en este proyecto, es el Titan2D (Patra *et al.*, 2005). Este programa combina simulaciones numéricas de un flujo granular en aguas poco profundas con datos digitales de elevación de terreno natural (Pitman *et al.*, 2003; Patra *et al.*, 2005; Sheridan *et al.*, 2005) soportados a través de una interfaz de sistema de información geográfica tal como Grass. Los parámetros de entrada que requiere el

programa son: a) Volumen de materiales volcánicos movilizados, b) fricción basal o coeficiente de Heim (H/L), c) fricción interna del flujo, d) velocidad inicial (en caso de flujos por colapso de la columna eruptiva, la velocidad estará asociada a la altura donde inicia el colapso) y e) coordenada del punto de origen del flujo (en caso de colapso de columna eruptiva, el lugar donde el colapso toca la superficie del terreno). Debido a la imposibilidad de conocer, a priori, cual sector del volcán podría ser afectado por una CDP, en el programa Titan2D se utilizan como puntos de origen de las CDP diferentes coordenadas alrededor del cráter del volcán, o bien, un único punto en el centro del cráter desde donde se deja fluir todo el volumen de material simulado.

De forma análoga a los procesos de simulación de otros fenómenos volcánicos, el código Titan2D se usa en una primera etapa, para reproducir los alcances de flujos piroclásticos conocidos y estudiados en campo. De esta manera se calibran los parámetros de entrada, para posteriormente establecer rangos en cada uno de ellos que representen las condiciones eruptivas que podrían producirse en cada escenario eruptivo futuro. En la segunda etapa se realizan decenas de simulaciones variando los valores de los parámetros de entrada dentro de los rangos establecidos.

Para la etapa de calibración se consideraron como depósitos de referencia del escenario 2 la unidad de flujo piroclástico F3 de la secuencia de depósitos de la erupción pliniana Jala, con un volumen de 0.05 km^3 y un alcance de 3 km. Para el escenario 3 se consideraron como depósitos de referencia las unidades de flujo piroclástico en el Abanico Marquesado y F1 de la secuencia deposicional de la erupción pliniana Jala, ambos con un volumen cercano a los 0.7 km^3 y con alcances entre 7 y 10 km hacia el SW y NE respectivamente (Tabla 3, Figura 17A). Con base al volumen de estos depósitos y su relación con el volumen total de la erupción que los produjo se consideró establecer para cada escenario un rango de volúmenes posibles de ser removidos como flujos piroclásticos. Así, para el escenario de magnitud intermedia (2) se utilizaron volúmenes entre 0.025 y 0.125 km^3 y para el escenario de mayor magnitud (3) se consideraron volúmenes de los flujos entre 0.5 y 1 km^3 (Tablas 6 y 12). Inicialmente, para la etapa de calibración, que busca reproducir los alcances de los depósitos de referencia, se utilizó un volumen intermedio en cada caso ($50,000 \text{ m}^3$ en el escenario 2 y $800,000 \text{ m}^3$ en el escenario 3) combinados con diferentes ángulos de fricción basal: de 11° a 18° para el escenario 2 (Figura 59A) y de 9° a 14° para el escenario 3 (Figura 59B).

Para las ejecuciones del programa Titan2D se diseñó una pila cilíndrica con dimensiones suficientes para representar estos volúmenes de material, que sería movilizado por el colapso de una columna eruptiva. La pila se sitúa en el centro del cráter Ceboruco, sin velocidad inicial, introduciendo las coordenadas correspondientes en el programa y el código simula la movilización del material a partir de este punto.

El ángulo de fricción basal (ϕ basal) corresponde a la fricción que se desarrolla debido a las interacciones flujo-substrato (Geophysical mass flow group, 2007). Las simulaciones son altamente sensibles a la variación de los valores de este parámetro, lo que implica que la distribución de depósitos del mismo volumen varía significativamente cuando se utilizan diferentes valores de este ángulo (Figura 59A). Para definir el rango de valores del ángulo de fricción basal, se calculó el coeficiente de Heim (H/L) con base en la distribución de los depósitos observados, obteniendo un valor de $H/L = 0.27$ para

los depósitos del flujo piroclástico F3 (referencia para el escenario 2), que corresponde a un ángulo de fricción aparente de $\sim 15^\circ$. Para los depósitos de abanico Marquesado y de la unidad de flujo piroclástico F1 (referencia para el escenario 3), se obtuvo un $H/L = 0.22$, que corresponde a un ángulo de fricción aparente de 12° . Estos valores se tomaron como valores promedio para establecer el rango completo utilizado durante la calibración.

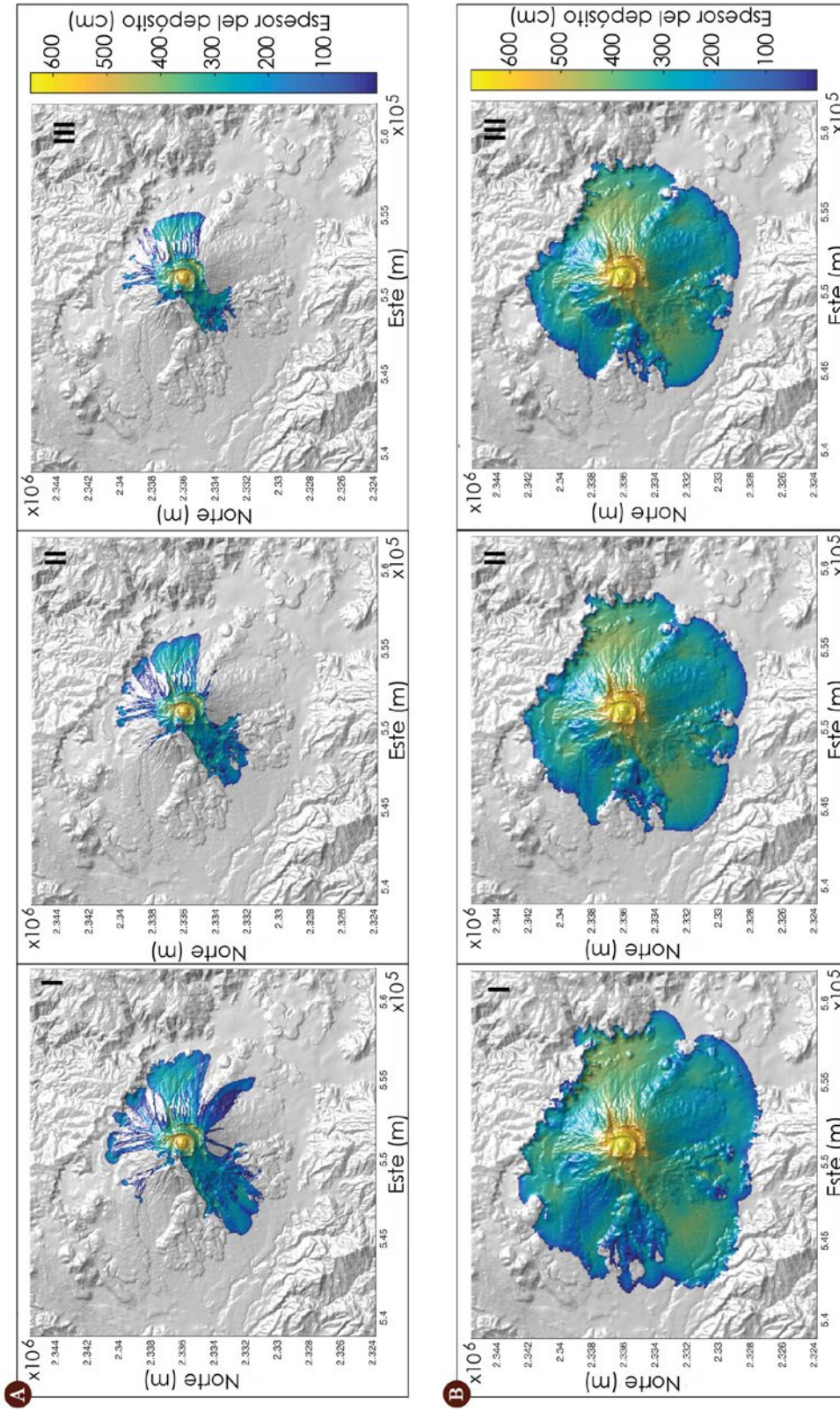
El ángulo de fricción interna (ϕ int.) corresponde a la fricción que se produce en las interacciones partícula-partícula en el interior del flujo (Geophysical mass flow group, 2007). Sheridan *et al.* (2005) mostraron que este parámetro no produce variaciones significativas en las simulaciones dentro de un rango razonable de valores. El ángulo de fricción interna para las simulaciones en el volcán Ceboruco se fijó en (ϕ int.) = 35° (Tabla 12), después de haber probado con un valor de 30° en trabajos anteriores sin haber encontrado diferencias (Sheridan *et al.*, 2005; Capra *et al.*, 2008; Procter *et al.*, 2010; Constantinescu, 2012).

A partir de las pruebas de calibración, se establecieron los rangos de valores para los parámetros de entrada (Tabla 12) para la etapa de simulación, restringiendo el rango de ángulos de fricción basal para cada escenario: 10° a 15° para el escenario 2 y entre 8° y 12° para el escenario 3. Para ambos escenarios, las simulaciones realizadas con el menor ángulo de fricción basal (11° en el caso del escenario 2 y 9° para el escenario 3) fueron las que mejor se ajustaron al rango de los depósitos de flujo piroclásticos reales.

Se realizaron un total de 60 simulaciones, 30 para cada escenario (Tablas 13A y 13B), con combinaciones de los valores de volumen y fricción basal. Los resultados de las simulaciones realizadas muestran la distribución espacial y los espesores de los depósitos de flujo piroclástico, expresados en una escala codificada por colores. Los archivos de salida son grids con valores de espesor en cada píxel y en su conjunto muestran las áreas que podrían resultar afectadas por el paso de corrientes de densidad piroclástica concentradas, que se emplazarían como depósitos de flujo piroclástico con espesores superiores a 0.001 m.

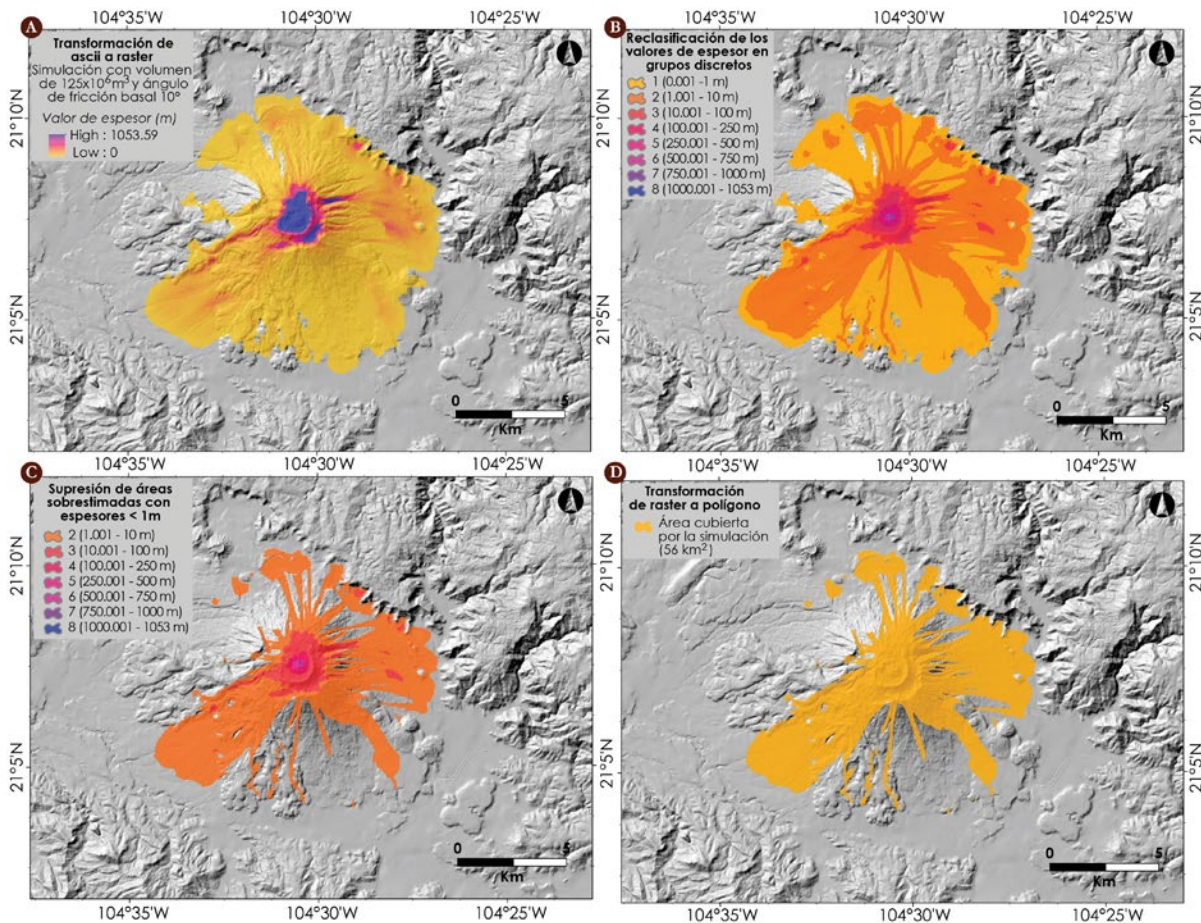
Tabla 12. Rangos de valores de los parámetros de entrada utilizados para la simulación de flujos piroclásticos con el software Titan 2D

Escenario eruptivo	Volumen (km ³)	Dimensiones de la pila para reproducir los volúmenes (m)			Ángulo de fricción interna	Ángulo de fricción basal
Escenario 2	0.025	270	250	250	35°	10° a 15°
	0.05	400	300	300		
	0.075	300	400	400		
	0.1	600	350	350		
	0.125	650	350	350		
Escenario 3	0.5	1500	460	460	35°	8° a 12°
	0.6	500	900	900		
	0.7	1500	550	550		
	0.8	500	1000	1000		
	0.9	1500	610	610		
	1	1500	650	650		



► **Figura 59.** Resultados de las simulaciones de calibración de flujos piroclásticos del volcán Ceboruco con el *software* Titan2D: A) Ejemplos para el escenario 2 de magnitud intermedia con un volumen de los flujos simulados de 0,05 km³ y con ángulos de fricción basal de I) 11°, II) 13° y III) 15° y B) ejemplos para el escenario 3 de mayor magnitud, con un volumen de 0.8 km³ y con ángulos de fricción basal de I) 9° y II) 11° y III) 12°.

En una primera etapa de procesamiento, los grids resultantes de las simulaciones se graficaron en ArcGIS© y se transformaron a raster (Figura 60A), para reclasificar los valores de espesor en un número discreto de grupos (Figura 60B). A partir del raster reclasificado se suprimieron de la visualización los píxeles con grosores inferiores a 1 m (Figura 60C). Se considera que los píxeles señalados por Titan2D con presencia del depósito, pero de espesor menor a 1 m, pueden haber sido sobrestimados por el programa durante la rutina de cada simulación. Finalmente, los rasters resultantes se transformaron a polígono (Figura 60D) para calcular las áreas de afectación. Los datos de máximo alcance y de área cubierta por cada simulación (Tablas 13A y 13B) se refieren a los datos de estos rasters reclasificados y que muestran espesores de los depósitos superiores a 1 m.



► **Figura 60.** Ejemplo del procesamiento realizado a los resultados de las simulaciones con Titan2D: A) El grid resultado de la simulación se transforma a raster en ArcGIS©. B) Los valores de espesor del raster se reclasifican en grupos discretos. C) Los valores de espesor menores a 1 m son excluidos de la visualización, y D) el raster es transformado a polígono para calcular el área cubierta por la simulación (56 km²).

Las simulaciones para el escenario 2 (Tabla 13A) muestran que para el menor volumen considerado ($25,000,000 \text{ m}^3$) los flujos piroclásticos con espesores superiores a 1 m tendrían alcances de 3.4 a 6.5 km según el ángulo de fricción basal considerado y afectarían áreas entre 6.4 y 9.8 km^2 , mientras que los flujos piroclásticos generados a partir del mayor volumen considerado ($125,000,000 \text{ m}^3$) tendrían longitudes entre 5 y 7.5 km y afectarían áreas entre 26 y 56 km^2 (Figura 70D). Las simulaciones para el escenario 3 (Tabla 13B) muestran que, para los volúmenes considerados, los flujos piroclásticos tendrían alcances entre 8 y 11 km y áreas de afectación entre 115 y 212 km^2 .

14.4.2. Mapa de peligros por flujos piroclásticos del volcán Ceboruco

Para la elaboración de los mapas de peligro finales por flujos piroclásticos se seleccionaron las simulaciones realizadas con el máximo volumen de material piroclástico y el mínimo ángulo de fricción basal, para ambos escenarios.

En el caso del escenario 2 se utilizó el polígono resultante de la simulación con un volumen de $125,000,000 \text{ m}^3$ y un ángulo de fricción basal de 10° . En el caso del escenario 3 se utilizó el polígono de la simulación con un volumen de $1,000,000,000 \text{ m}^3$ y un ángulo de fricción basal de 8° . Se realizó un último tratamiento a estos polígonos, los cuales se modificaron con el objetivo de depurar su perímetro y suprimir las islas internas, áreas de pequeño tamaño sin presencia del depósito según el resultado de la simulación, pero que en la realidad sí están sujetas al peligro de ser sepultadas por depósitos de flujo piroclástico (Figuras 60D y 61).

En caso de ocurrir una erupción vulcaniana como la considerada en el escenario de magnitud intermedia, las áreas afectadas por flujos piroclásticos tendrían una extensión de 65 km^2 . Aunque principalmente afectarían las laderas del edificio volcánico, al SW podrían tener alcances máximos de 7.5 km afectando la carretera libre que une Ixtlán con Tepic. Por otra parte, aunque en el sector N y NE los flujos piroclásticos tendrían un alcance menor, de alrededor de 6 km, hasta el borde del graben, afectarían intensamente la autopista de cuota y el nuevo libramiento a Puerto Vallarta (Figura 61).

Si se produjera una erupción pliniana, como la considerada en el escenario de mayor magnitud, las áreas impactadas por flujos piroclásticos tendrían una extensión de más de 220 km^2 , afectando no solamente las laderas del cono volcánico, sino también extensas áreas de las planicies aledañas. Los flujos podrían tener un alcance máximo de 11.5 km en el sector SW, y de alrededor de 10 km en los sectores E y SE, llegando a alcanzar las poblaciones de Jala y Ahuacatlán. En el sector NW-W tendrían alcances cercanos a los 9 km y en el sector N, aunque los alcances son más limitados, de entre 7 y 8 km, estos flujos piroclásticos tendrían capacidad para superar la barrera geográfica que constituye el borde NE del graben.

Como ya se mencionó, es altamente probable que los flujos piroclásticos estén acompañados de oleadas piroclásticas. Las oleadas son CDP diluidas que tienen mayor movilidad que los flujos y que por su naturaleza y dinámica es necesario simular con otros métodos (Figura 62), tal y como se explica en los apartados siguientes. Los mapas de peligro por flujos piroclásticos se combinaron con los mapas de peligro por oleadas piroclásticas (Figura 63), para generar un mapa de peligro final de corrientes de densidad piroclástica (Figura 64).

Tabla 13A. Parámetros de entrada y resultados de las simulaciones de flujos piroclásticos con TITAN2D para el escenario2 (de magnitud intermedia)

Simulación*	Parámetros de entrada		Parámetros de salida				LONGITUD MAX. (km) FLOAT	AREA (km ²) (espesor >0.001 m) FLOAT
	Volumen (m ³)	Fricción basal	Velocidad final* (m/s)	Longitud máxima (km) (espesor > 1 m)	Espesor máximo** (m)	Área (km ²) (espesor > 1 m)		
S2_V25_angle10	25,000,000	10	2.29	6.51	19.34	9.80	7.52	46.03
S2_V25_angle11	25,000,000	11	2.13	4.61	18.94	8.47	6.5	35.59
S2_V25_angle12	25,000,000	12	1.9	4.45	18.88	7.74	5.92	29.54
S2_V25_angle13	25,000,000	13	1.75	3.85	18.53	7.13	5.24	23.01
S2_V25_angle14	25,000,000	14	1.57	3.49	18.09	6.79	4.71	17.34
S2_V25_angle15	25,000,000	15	1.48	3.37	17.32	6.43	4.05	13.21
S2_V50_angle10	50,000,000	10	2.61	6.26	29.69	23.70	7.85	74.04
S2_V50_angle11	50,000,000	11	2.45	5.85	30.14	19.84	7	59.22
S2_V50_angle12	50,000,000	12	2.25	5.12	30.29	17.13	6.43	47.24
S2_V50_angle13	50,000,000	13	2.1	4.46	30.24	15.42	5.76	37.43
S2_V50_angle14	50,000,000	14	1.96	4	30.38	13.99	5.59	52.59
S2_V50_angle15	50,000,000	15	1.85	3.79	30.4	12.80	6.66	24.96
S2_V75_angle10	75,000,000	10	2.27	5.63	24.36	28.41	6	79.70
S2_V75_angle11	75,000,000	11	2.32	5.39	25.01	25.68	6.23	65.64
S2_V75_angle12	75,000,000	12	2.37	4.84	24.83	22.87	5.65	56.53
S2_V75_angle13	75,000,000	13	2.43	4.52	24.96	20.77	5.08	48.87
S2_V75_angle14	75,000,000	14	2.42	4.3	24.87	18.93	4.55	41.69
S2_V75_angle15	75,000,000	15	2.39	4.09	24.27	17.54	8.64	36.56
S2_V100_angle10	100,000,000	10	3.17	6.5	35.91	50.45	7.35	100.44
S2_V100_angle11	100,000,000	11	2.97	6.02	38.52	41.68	6.63	83.80
S2_V100_angle12	100,000,000	12	2.59	5.31	38.79	35.67	6.07	71.84
S2_V100_angle13	100,000,000	13	2.46	4.66	39.56	30.55	6.12	61.52
S2_V100_angle14	100,000,000	14	2.26	4.6	39.85	52.59	5.61	52.59
S2_V100_angle15	100,000,000	15	2.12	4.14	40.13	21.37	5.14	45.57
S2_V125_angle10	125,000,000	10	2.04	7.46	33.3	56.17	8.3	104.95
S2_V125_angle11	125,000,000	11	2	7.03	35.51	47.52	7.44	89.49
S2_V125_angle12	125,000,000	12	1.92	6.45	37.09	41.27	6.84	77.62
S2_V125_angle13	125,000,000	13	1.91	5.87	37.22	35.53	6.2	66.31
S2_V125_angle14	125,000,000	14	1.8	5.31	37.44	30.64	5.64	58.06
S2_V125_angle15	125,000,000	15	1.75	4.97	37.02	25.95	5.23	50.78

* Las simulaciones se programaron para concluir a 8,000 pasos computacionales o a 10 minutos de tiempo real.

** El espesor máximo se refiere al centro de la pila al final de la simulación.

Fricción interna: 35° Velocidad inicial: 0 m/s Localización de la pila (UTM): 551,001.228 2,336,154.432

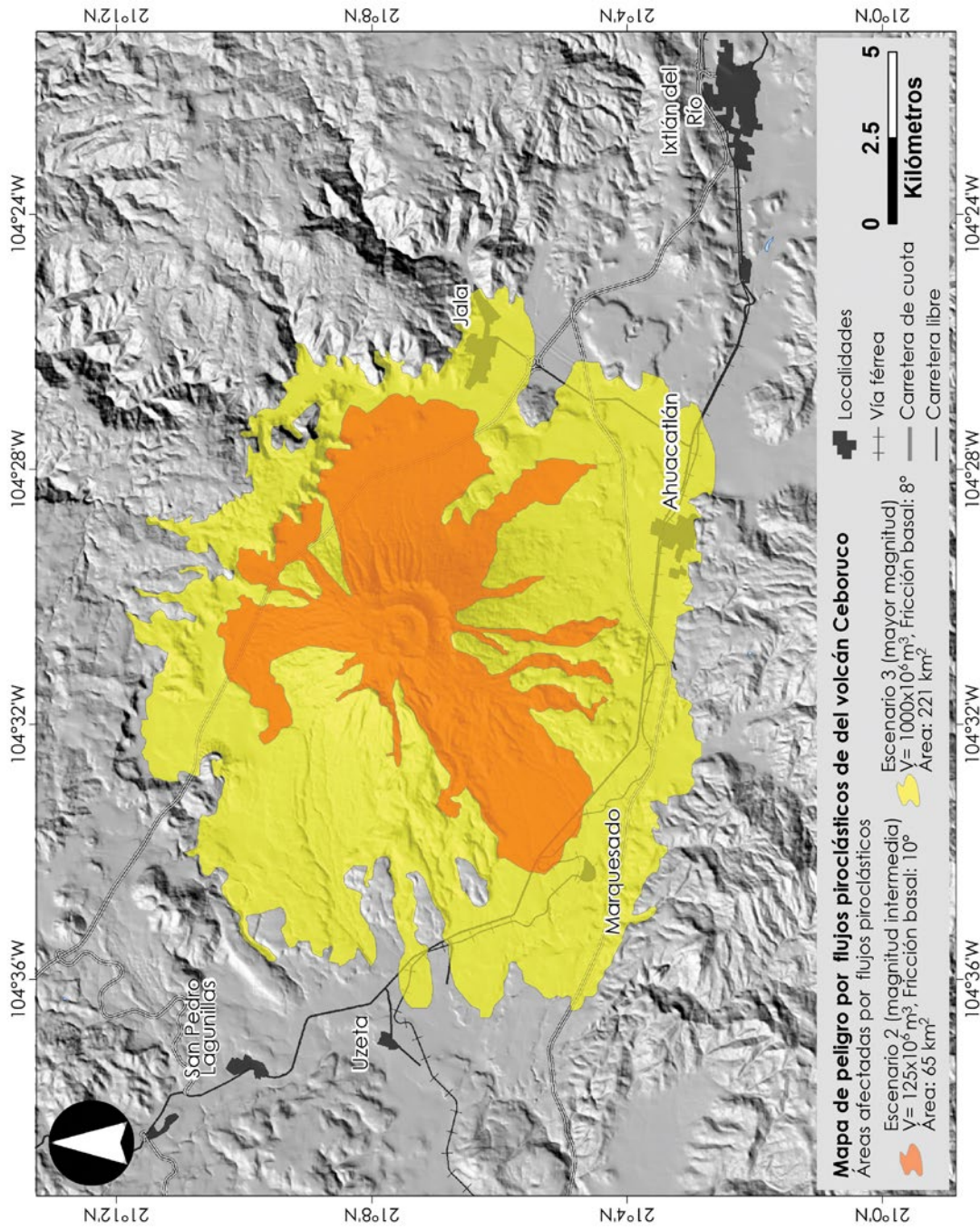
Tabla 13B. Parámetros de entrada y resultados de las simulaciones de flujos piroclásticos con TITAN2D para el escenario 3 (de mayor magnitud)

Simulación*	Parámetros de entrada		Parámetros de salida				LONGITUD MAX. (km) FLOAT	AREA (km ²) (espesor >0.001 m) FLOAT
	Volumen (m ³)	Fricción basal	Velocidad final* (m/s)	Longitud máxima (km) (espesor >1 m)	Espesor máximo** (m)	Área (km ²) (espesor > 1 m)		
S3_V500_angle8	500,000,000	8	1.22	11.08	33.85	165.13	11.35	114.95
S3_V500_angle9	500,000,000	9	1.11	10.07	34.55	144.77	10.25	189.06
S3_V500_angle10	500,000,000	10	1.08	9.42	34.71	128.81	9.57	161.05
S3_V500_angle11	500,000,000	11	1.08	8.38	34.69	115.00	9.26	114.95
S3_V500_angle12	500,000,000	12	1.1		33.35		0	
S3_V600_angle8	600,000,000	8	1.3	10.97	24.73	170.96	11.51	220.19
S3_V600_angle9	600,000,000	9	1.28	10.08	34.51	150.91	10.32	188.18
S3_V600_angle10	600,000,000	10	1.26	9.42	23.14	134.44	9.92	162.69
S3_V600_angle11	600,000,000	11	1.38	8.39	20.98	119.77	8.71	143.52
S3_V600_angle12	600,000,000	12	1.47	7.88	21.32	107.39	7.85	129.12
S3_V700_angle8	700,000,000	8	1.1	11.52	29.04	191.62	11.69	239.51
S3_V700_angle9	700,000,000	9	1	10.36	30.76	165.70	10.32	165.61
S3_V700_angle10	700,000,000	10	0.97	9.62	30.33	146.48	9.97	174.14
S3_V700_angle11	700,000,000	11	1.04	8.93	30.77	130.73	9.038	151.43
S3_V700_angle12	700,000,000	12	1.09	8.14	29.76	118.35	8.14	118.28
S3_V800_angle8	800,000,000	8	1.35	10.93	29.9	182.09	11.6	224.06
S3_V800_angle9	800,000,000	9	1.28	10.16	29.63	161.16	10.36	193.00
S3_V800_angle10	800,000,000	10	1.31	9.43	28.27	141.14	9.42	167.17
S3_V800_angle11	800,000,000	11	1.4	8.36	25.8	126.90	8.47	146.42
S3_V800_angle12	800,000,000	12	1.44	7.8	26.08	113.77	8.2	132.24
S3_V900_angle8	900,000,000	8	1.09	11.55	35.24	205.92	11.58	247.68
S3_V900_angle9	900,000,000	9	0.96	10.36	36.04	177.36	10.94	210.82
S3_V900_angle10	900,000,000	10	0.97	9.72	36.04	155.02	9.64	154.96
S3_V900_angle11	900,000,000	11	1	8.85	35.86	137.87	8.82	137.82
S3_V900_angle12	900,000,000	12	1.05	8.28	35.57	125.10	8.23	125.05
S3_V1000_angle8	1,000,000,000	8	1.06	11.65	36.06	212.60	11.86	249.72
S3_V1000_angle9	1,000,000,000	9	0.98	10.39	33.66	185.10	11.16	215.52
S3_V1000_angle10	1,000,000,000	10	0.96	10.81	33.07	162.42	10.29	186.30
S3_V1000_angle11	1,000,000,000	11	1	9.92	30.95	144.60	9.62	162.69
S3_V1000_angle12	1,000,000,000	15	1.05	8.37	30.6	131.86	8.77	145.56

* Las simulaciones se programaron para concluir a 5,000 pasos computacionales o a 10 minutos de tiempo real

** El espesor máximo se refiere al centro de la pila al final de la simulación

Fricción interna: 35° Velocidad inicial: 0 m/s Localización de la pila (UTM): 551,001.228 2,336,154.432



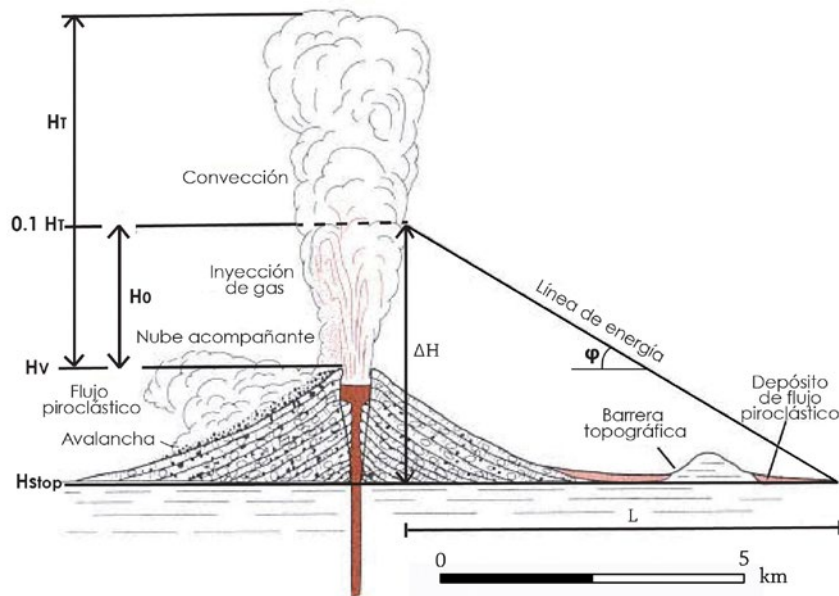
► **Figura 61.** Mapa de peligros por flujos piroclásticos del volcán Ceboruco. En naranja se muestran las áreas que podrían resultar afectadas por flujos piroclásticos asociados a una erupción vulcaniana como la considerada en el escenario 2 de magnitud intermedia. En amarillo se muestran las áreas que podrían resultar afectadas al ocurrir flujos piroclásticos asociados a una erupción pliniana como la considerada en el escenario de peligro 3 de mayor magnitud.

14.4.3. Metodología para la simulación de oleadas piroclásticas (corrientes de densidad piroclástica diluidas)

Al contrario que en el caso de las CDP concentradas, la simulación de CDP diluidas es más problemática debido a que, para poder tener en cuenta su complejidad dinámica, se requeriría de modelos numéricos multifásicos, muy difíciles de resolver. Uno de los primeros intentos para modelar CDP diluidas fue el propuesto por Sheridan (1979), quien desarrolló el concepto de la “línea de energía”, que considera que la energía potencial del material que cae por gravedad desde una cierta altura por encima del volcán se convierte en energía cinética a medida que el material se aleja desde el centro emisor. Durante este movimiento la energía se disipa y el flujo se detiene cuando la línea de energía “cruza” la superficie topográfica (Figura 62). Aunque este modelo ha sido considerado muy simple debido a que implica varias suposiciones, sigue representando una herramienta muy útil para la estimación de los posibles alcances de CDP diluidas y ha sido utilizado para la realización de mapas de peligros en varios volcanes del mundo (Malin y Sheridan, 1982; Sheridan y Malin, 1983; Wadge y Isaacs, 1988; Barberi *et al.*, 1992; Sheridan y Macías, 1995; Thouret *et al.*, 2000; Alberico *et al.*, 2002; 2008; Macías *et al.*, 2008; Sulpizio *et al.*, 2010).

El uso de la “línea de energía” para simular oleadas piroclásticas requiere de datos del alcance máximo de los depósitos considerados de referencia, para el cálculo del coeficiente de Heim (H/L), donde H es el desnivel entre la altura estimada de origen de la oleada piroclástica y la altura en el punto de máximo alcance y L es la longitud, el alcance máximo horizontal respecto al centro emisor (Figura 62).

El coeficiente de Heim se expresa en grados (tg^{-1} de H/L) y puede tener valores entre 4° - 11° (Sheridan, 1979) y de alrededor de 7° para las oleadas de mayor volumen (Druitt, 1998). La simulación de oleadas piroclásticas para el volcán Ceboruco se realizó utilizando el módulo de “línea de energía” del *software* LaharZ (Schilling, 1998).



► **Figura 62.** Concepto de línea de energía (modificado de Wohletz y Heiken, 1992).

Como base topográfica de las simulaciones se utilizó un DEM de 20 m de resolución que se obtuvo con la interpolación de las curvas de nivel de las cartas E14B41, E14B42 (C, D y E), E14B51 y E14B52 distribuidas por el INEGI (2017).

Para delimitar las áreas que podrían resultar afectadas por este fenómeno se consideró como el límite mínimo el perímetro de las áreas señaladas como afectables por flujos piroclásticos en cada escenario. Para obtener el límite máximo se realizaron simulaciones con diferentes valores del coeficiente de Heim (H/L), tratando de reproducir la extensión de los depósitos piroclásticos de referencia: S3 para el caso del escenario de magnitud intermedia y S2 para el escenario de mayor magnitud (ver Tabla 3 y Figura 17A), ambas de la secuencia deposicional de la erupción pliniana Jala.

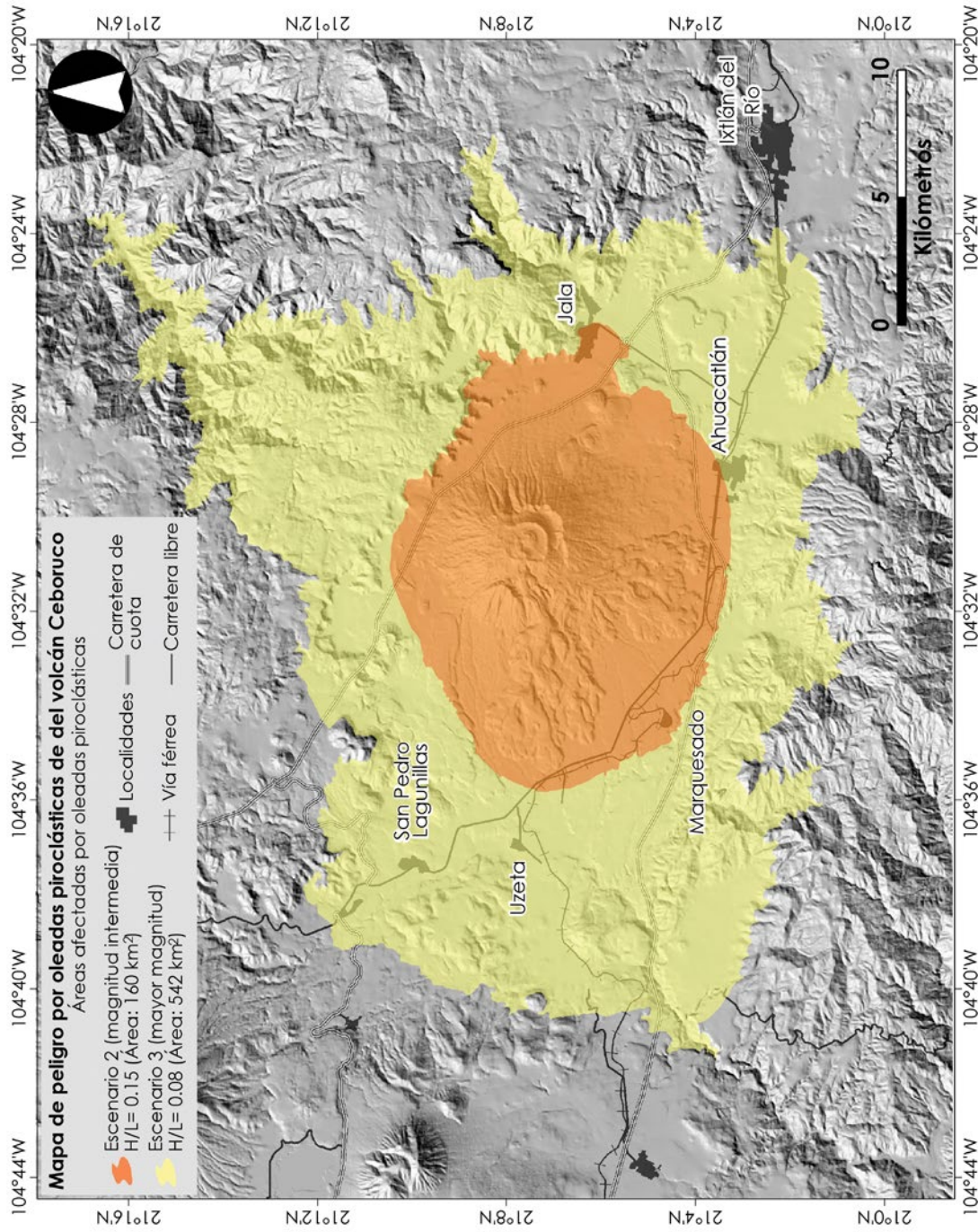
En el caso del escenario de magnitud intermedia se realizaron simulaciones con H/L entre 0.14 y 0.17 correspondientes a ángulos de fricción basal entre 7.5° y 10° . Para el escenario de mayor magnitud se realizaron simulaciones con H/L entre 0.07 y 0.12 correspondientes a ángulos de fricción basal de entre 4° y 7° .

14.4.4. Mapa de peligros por oleadas piroclásticas del volcán Ceboruco

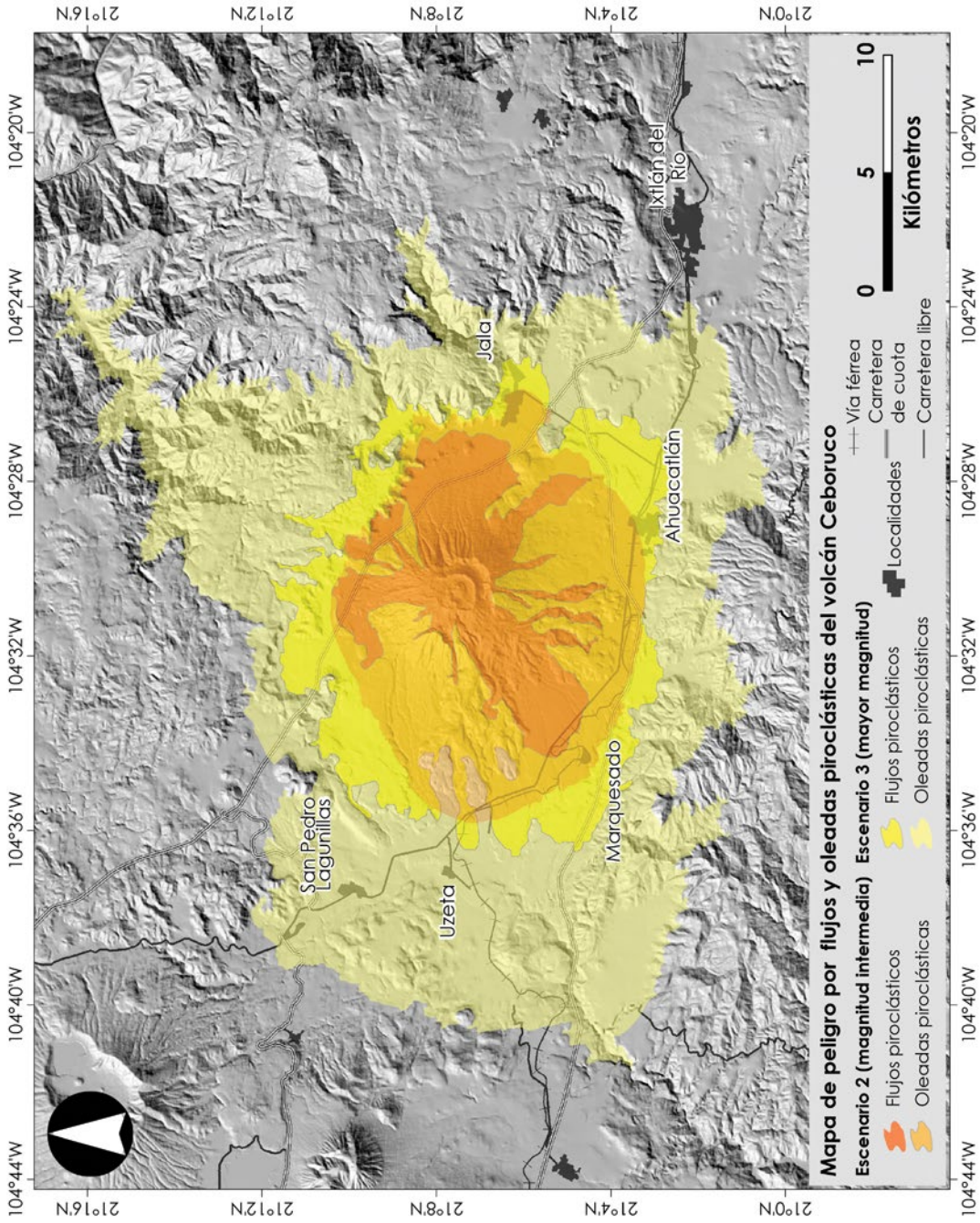
Las simulaciones que mejor se ajustaron a los alcances de los depósitos de referencia son las que se utilizaron para elaborar los mapas de peligros por oleadas piroclásticas. Para el escenario de magnitud intermedia se utilizó el perímetro delimitado por el $H/L=0.15$, que corresponde a un ángulo de fricción basal de 8° (Figura 63). Las oleadas piroclásticas en este caso podrían tener alcances de hasta 10 km y abarcar un área de 160 km², que incluye todas las laderas del volcán Ceboruco y parte de las planicies colindantes. En los sectores N y NE el alcance de las oleadas piroclásticas quedaría restringido por el borde NE del graben, sin embargo, hacia el E, SE y SW estos productos volcánicos podrían afectar las poblaciones de Jala, Ahuacatlan y Uzeta, así como la infraestructura vial que las conecta.

Para el escenario de mayor magnitud, las oleadas piroclásticas podrían afectar el área delimitada dentro del perímetro de un $H/L=0.08$, correspondiente a un ángulo de fricción basal de 4.5° (Figura 63). En este caso, los bordes del graben no son barreras suficientes para restringir el avance de estas corrientes de densidad piroclástica diluidas y las oleadas podrían tener alcances máximos de 15 km al SE, hasta las inmediaciones de Ixtlán del Río, de 16.5 km al WNW acercándose a la población de Las Guásimas y de hasta 20 km al SW y NE, donde se emplazaría dentro de algunas de las quebradas pertenecientes a la cabecera del Río Grande de Santiago. El área total afectada por estas oleadas piroclásticas sería de 542 km².

Los mapas de peligros por flujos piroclásticos y por oleadas piroclásticas se integraron en un único mapa de peligros por CDP (Figura 64).



► **Figura 63.** Mapa de peligros por oleadas piroclásticas del volcán Ceboruco. En naranja se muestran las áreas que podrían resultar afectadas por oleadas asociadas a una erupción vulcaniana como la considerada en el escenario 2 ($H/L=0.15$). En amarillo pálido se muestran las áreas que podrían resultar afectadas al ocurrir oleadas piroclásticas asociadas a una erupción pliniana como la considerada en el escenario 3 ($H/L = 0.08$).



► **Figura 64.** Mapas de peligro por corrientes de densidad piroclástica del volcán Ceboruco. En colores naranjas se muestran las áreas de afectación de flujos y oleadas piroclásticas que podrían generarse en caso de ocurrir una erupción vulcaniana de magnitud intermedia. En colores amarillos se muestran las áreas de afectación de flujos y oleadas piroclásticas que podrían generarse en caso de ocurrir una erupción pliniana como la considerada en el escenario de mayor magnitud.

14.5. Generación de lahares



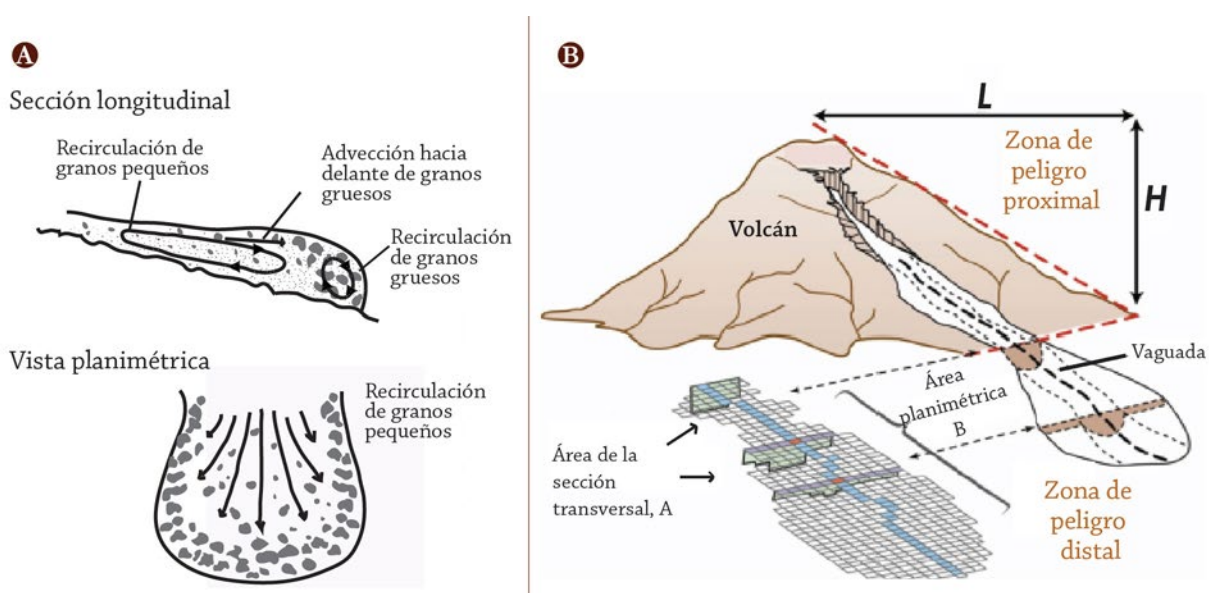
► **Figura 65.** Frente de un lahar rico en bloques, en el volcán de Colima, en julio de 2010 (Fotografía: Web-cam barranca la Lumbre cedida por el Centro de Geociencias, UNAM).

Los lahares (Figura 65) son flujos movidos por la fuerza de gravedad que consisten de una mezcla en proporciones variables de agua y sólidos originados en un volcán (Smith y Fritz, 1989). La naturaleza del mecanismo de disparo influye en el volumen, en la tasa de descarga y en las características del flujo (Fagents y Baloga, 2006). Asimismo, las fases que los componen, fluida y sólida, influyen en su movimiento de manera concurrente (Iverson, 1997), distinguiendo de esta forma a los lahares de otros fenómenos relacionados, tales como avalanchas de escombros (flujos granulares secos con menos del 10% de fluido) o inundaciones de agua cargadas de sedimentos (mezclas con menos del 20% de fragmentos sólidos). El comportamiento de los lahares varía de acuerdo con la cantidad, tipo y distribución del sedimento incorporado. Beverage y Culbertson (1964) señalan que los flujos relativamente diluidos, denominados hiperconcentrados, tienen una fracción de volumen de sólidos en el rango del 20-60% (40-80% en peso); mientras que los flujos más concentrados, denominados flujos de escombros, tienen concentraciones de volumen de sólidos de aproximadamente 60-90% (80-90% en peso). En ambos casos, el agua y los sólidos se comportan como fases separadas, en la que el fluido es el medio de transporte, con clastos soportados por turbulencia, flotabilidad y en menor medida, por las interacciones partícula a partícula (Pierson y Scott, 1985; Smith, 1986; Costa, 1988). Conforme la concentración de sólidos se incrementa, la turbulencia disminuye (Costa, 1988) y el flujo comienza a comportarse como una masa plástica, coherente, de una sola fase, como si fuera una mezcla de concreto (Pierson *et al.*, 1987), donde los principales mecanismos de soporte de clastos son el soporte por matriz, la flotabilidad y las fuerzas dispersivas (Bagnold, 1954; Smith, 1986; Costa, 1988).

Los lahares pueden ser sin-eruptivos, es decir contemporáneos a una erupción volcánica; post-eruptivos, cuando ocurren unos días, meses o años después, o inclusive intra-eruptivos, si se producen durante una etapa de quietud de un volcán (Manville *et al.*, 2009). Para que cualquiera de éstos se genere, se requiere de: 1) Una fuente de agua; 2) abundantes escombros no consolidados y 3) pendientes empinadas (Vallance, 2005). El agua puede provenir de la fusión rápida de nieve o hielo, del agua subglacial, de los lagos cratéricos u otros cuerpos de agua confinados, o bien del agua de lluvia, que es el origen más común. En el caso de lluvias, se requiere de la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos que promuevan la acumulación de un gran volumen de agua. Las lluvias que más comúnmente disparan lahares son las de lluvias orográficas, de corta duración, pero de elevada intensidad o las lluvias tropicales y huracanes, que se prolongan por varias horas o días (Lavigne *et al.*,

2000; Capra *et al.*, 2010). Un estudio detallado realizado en el volcán de Colima demuestra que lluvias con intensidades de 80-100 mm/h pueden disparar lahares después de haber acumulado tan solo 15-20 mm de lluvia (Capra *et al.*, 2010). Por el contrario, en caso de lluvias de moderada intensidad (50 mm/h) pero de larga duración, los lahares se generan después de las 2 o 3 primeras horas de iniciado el evento hidrometeorológico.

Los lahares fluyen aguas abajo en forma de uno o más pulsos sucesivos que pueden variar longitudinalmente en cuanto a la concentración en sedimento. El proceso puede durar desde una a varias horas, dependiendo del volumen de agua aportado y de la duración del evento hidrometeorológico. Cada pulso consiste en un frente, un cuerpo y una cola (Figura 66A).



► **Figura 66.** A) Esquema de la estructura interna de un lahar (modificado de Iverson, 1997). B) Esquema de las zonas en un volcán donde los lahares tiene principalmente comportamiento erosivo y deposicional y de los parámetros considerados en el *software* LaharZ para reproducir la trayectoria y emplazamiento de un lahar (modificado de Schilling, 1998).

En la zona de alimentación, los lahares son predominantemente erosivos y acarrear material del lecho, así como de las paredes del canal. A medida que disminuye la pendiente, el flujo desacelera y empieza a depositar el material, especialmente en su frente y posteriormente hacia los bordes donde se forman levées laterales (Figura 66B). Estos cambios en la dinámica del flujo han sido definidos con los términos de *bulking* y *debulking* (Scott, 1988; Vallance y Scott, 1997; Fagents y Baloga, 2006) y explican los cambios longitudinales entre flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. Otros factores que afectan el cambio en concentración de sedimentos en un lahar son las intersecciones con afluentes laterales que pueden diluir un flujo de escombros a un flujo hiperconcentrado. El mecanismo de emplazamiento no es masivo, sino progresivo, por crecimiento gradual (Vallance y Scott, 1997), desde una zona basal tipo carpeta de tracción en donde la concentración de sedimentos

incrementa hasta un punto máximo que ya impide el movimiento. La velocidad de un lahar no es uniforme, el frente del flujo viaja generalmente a menor velocidad que el cuerpo, alcanzando velocidades máximas de 150 km/h, siendo en promedio entre 40 y 70 km/h (Pierson *et al.*, 1987).

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

Los lahares son fenómenos volcánicos que se producen con frecuencia y son responsables cada año de muertes y pérdidas de infraestructura. En las últimas décadas, el mayor número de muertes relacionado con la actividad volcánica han sido provocadas por lahares desencadenados durante eventos hidrometeorológicos extremos, como en el volcán Casita (Nicaragua) por el paso del huracán Mitch en 1998, con más de 2,000 muertos; el paso del huracán Stan en 2005, con la formación de lahares en el volcán Santa Ana (El Salvador), en el volcán Tolima (Guatemala) y en el volcán Tacaná (México), que provocaron más de 500 víctimas; y más recientemente en el volcán Chichontepec (El Salvador) por el paso del Huracán Ilda en 2009, con más de 200 muertos. Sin embargo, la mayor tragedia asociada a la formación de un lahar ocurrió durante la erupción de 1985 del volcán Nevado del Ruiz (Colombia), con más de 20,000 muertos en la población de Armero.

La definición de las zonas de posible inundación en caso de la ocurrencia de lahares es de fundamental importancia para la mitigación de riesgos. El paso de un lahar provoca destrucción por impacto, arrastre y sepultamiento. En algunos volcanes con mayor nivel de monitoreo, existen sistemas de alerta que permiten una pronta evacuación de las zonas inundables que generalmente corresponden con los drenajes que pudieran atravesar un poblado o las zonas más planas, pero estos sistemas no son comunes. Por tanto, es muy importante contar con un mapa de peligro que identifique las zonas más susceptibles a ser inundadas y con un buen conocimiento del fenómeno en el volcán en estudio para la definición, por ejemplo, de los umbrales de lluvia que pueden llevar a la formación de lahares durante un evento hidrometeorológico.

En el volcán Ceboruco se han identificado tanto depósitos de flujos hiperconcentrados como de flujos de escombros o detritos de pequeño a moderado volumen asociados a la ocurrencia de la erupción pliniana Jala. Estos lahares sin- y post-eruptivos tienen alcances de hasta 10 km y se localizan en las quebradas que surcan las laderas del cono volcánico y planicies circundantes, especialmente al SSW, intercalados con depósitos de flujo piroclástico en el abanico Marquesado y también al NE (Figura 17B). Se estimó que estos depósitos tuvieron volúmenes individuales del orden entre 0.02 a 0.05 km³.



Aunque sólo fue posible identificar afloramientos muy puntuales de flujos hiperconcentrados o de escombros en las márgenes del Río Grande de Santiago, es muy posible que ocurrieran lahares de gran volumen en esta cuenca, con posterioridad a la erupción pliniana Jala. Se observó la presencia de depósitos de caída de pómez con un espesor de 1 m muy cerca del lecho del río. Con seguridad los espesores de depósitos de pómez de caída fueron mucho mayores y parte de ellos fueron removilizados como lahares, lo que se evidencia en afloramientos aislados que ocurren en las cercanías del cauce, la mayoría de los cuales se erosionaron posteriormente por la capacidad erosiva del Río Grande o bien se encuentran actualmente sumergidos bajo el agua de las represas hidroeléctricas. A partir de las simulaciones de caída de pómez y ceniza realizadas para el escenario de mayor magnitud (ocurrencia de una erupción pliniana) se ha estimado el volumen de material suelto que quedaría disponible en las cabeceras de los afluentes del Río Grande de Santiago en el tramo entre las presas La Yesca y El Cajón.

El promedio de precipitaciones en la zona del volcán Ceboruco, al SW del estado de Nayarit, es de 1,100 mm anuales, distribuidos principalmente durante los meses de la temporada húmeda, de junio a octubre (ver capítulo 4). Los promedios diarios de precipitación se establecieron en 135 mm para lluvias normales y en 400 mm para eventos extremos de tipo huracán.

14.5.1. Metodología para la simulación de lahares

Para la simulación de lahares asociados a las erupciones del volcán Ceboruco se utilizaron dos códigos computacionales de forma complementaria: LaharZ (Schilling, 1998), el *software* más utilizado para la simulación de este tipo de fenómeno en varios volcanes del mundo y Flo2D (O'Brien *et al.*, 1993), recientemente utilizado para la construcción del mapa de peligros del volcán Popocatepetl (Grupo para la actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl, 2017).

LaharZ es un modelo semi-empírico basado en el volumen de material implicado (Schilling, 1998; Iverson *et al.*, 1998), el cual cartografía áreas potencialmente inundables por lahares. Como base de la simulación, se usa un DEM, el cual debe tener una resolución adecuada y además estar corregido para suprimir cualquier tipo de error (por ejemplo, es necesario eliminar depresiones). Para las simulaciones en el volcán Ceboruco se utilizó un DEM con resolución de 15 m. Especialmente en los flancos occidentales del volcán se encontraron errores debidos a la insuficiente resolución.

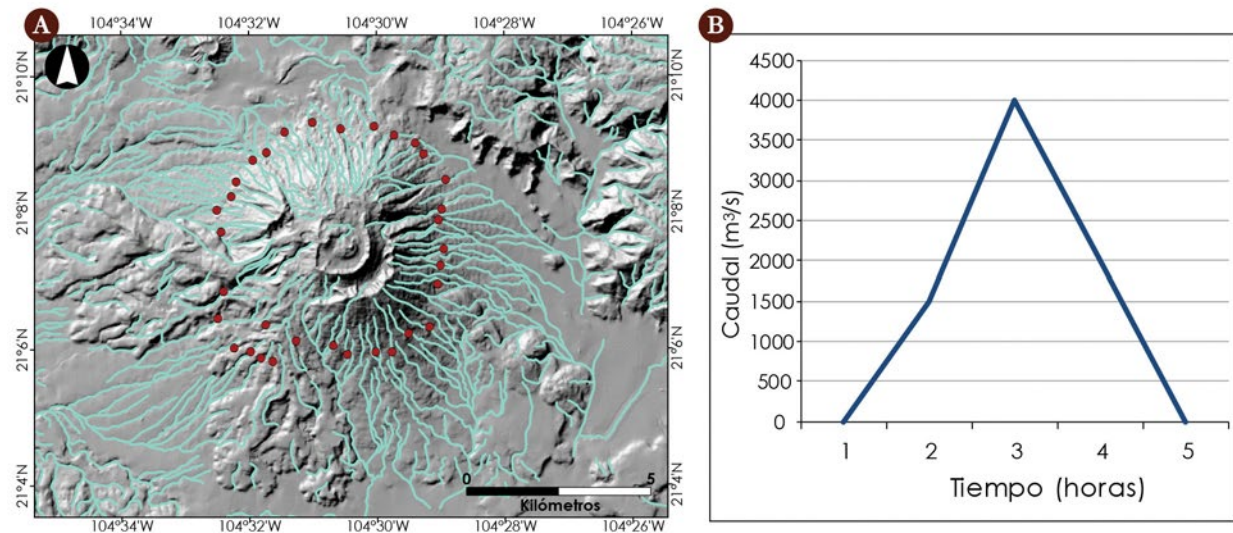
El uso de LaharZ puede resumirse en cuatro etapas: 1) Generación de la red hidrológica superficial del área donde se van a realizar las simulaciones (grids hidrológicos superficiales), 2) definición de la pendiente (H/L) de un cono de energía (Sheridan, 1979) para crear una zona de peligro proximal (Figura 66B), 3) selección de cauces donde se van a simular los lahares y de los puntos dentro de estos cauces donde los lahares inician la sedimentación y ya no tienen un comportamiento predominantemente erosivo y 4) definición de los volúmenes de material susceptible a removilizarse, para crear las zonas de inundación por lahares. En esta última etapa es posible indicar hasta 4 diferentes valores de volumen.

La zona de peligro proximal (“*proximal hazard zone*” en LaharZ), determinada por el cono de energía (Figura 66B), se define por la relación H/L. El cono tiene un vértice que usualmente coincide con la cima del volcán y una pendiente con una proporción característica entre caída vertical (H) y distancia horizontal (L). Teóricamente, el límite entre zona proximal y distal está definido por un cambio marcado

en la pendiente; pero igual se puede definir mediante la observación de los depósitos en el campo, ya que los lahares ocurridos en el pasado probablemente se iniciaron a partir de una cierta altura en el flanco del volcán, que no necesariamente es la cima. En función de su volumen, cada lahar deposita su carga en diferentes alturas y con alcances distintos.

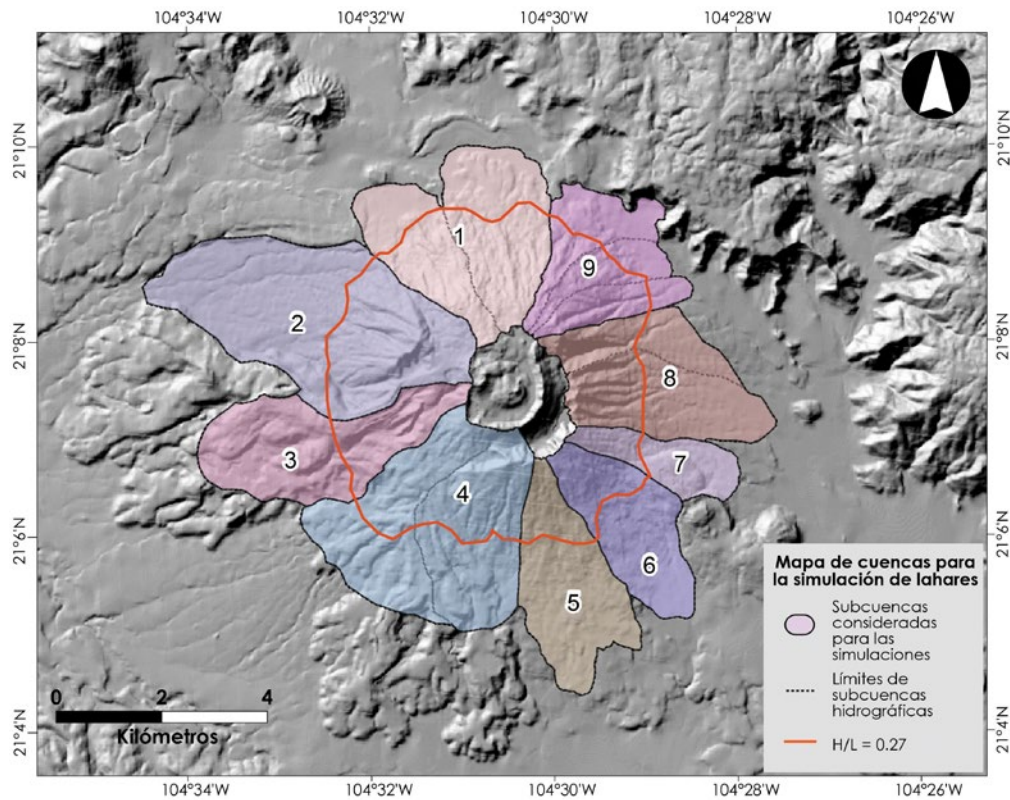
El *software* Flo2D es un modelo de enrutamiento de inundaciones que simula el flujo del canal y el flujo superficial no confinado sobre una topografía compleja. El código es capaz de agregar detalles para producir escenarios más complejos, agregando precipitación, infiltración, transporte de sedimento y ruptura de diques de una presa, entre otros. El enrutamiento en hidrología es una técnica que predice los cambios en el hidrograma cuando el agua (o un flujo) se mueve a lo largo de un canal, lo que permite determinar con qué intensidad y/o volumen llega un flujo a un determinado punto. El *software* proporciona diferentes resultados en formato de capas de información para generar mapas de profundidad del flujo y de fuerza de impacto del flujo, por ejemplo.

Previo al proceso de simulación se preparó la red hidrológica superficial del volcán Ceboruco y las áreas de peligro proximal, es decir, los perímetros donde la línea de energía corta la pendiente (H/L), a partir del DEM del área de estudio (Figura 67A). Estos elementos se obtuvieron con el *software* Flo2D y equivalen a los que se realizan durante la ejecución de las dos primeras etapas del *software* LaharZ. Para el volcán Ceboruco se utilizó un cono de energía con pendiente alrededor de $H/L = 0.27$ para los escenarios definidos, basado justamente en el cambio de pendiente más marcado en las laderas del volcán y los depósitos de lahares observados relacionados a la erupción pliniana Jala. (Figuras 17B y 67A). A continuación, se definió el hidrograma para el volcán Ceboruco (Figura 67B) que muestra el caudal (gasto) del flujo en m^3/s con relación al tiempo (h) en un punto determinado del cauce.



► **Figura 67.** A) Hidrografía del volcán Ceboruco. Se indican los puntos de inicio de inundación de los lahares de cada barranca en los flancos del volcán (puntos rojos). B) Hidrograma (gasto en m^3/s vs. tiempo en horas) para los flujos de agua y sedimento (lahares) observados en el área del volcán Ceboruco.

La red hidrográfica del volcán Ceboruco (Figura 67A) muestra que el conjunto de quebradas, valles y subcuencas que drenan sus laderas son tributarias del Río Ahuacatlán que discurre al S del graben, en dirección E-W y tiene su salida del graben al SW, hacia Las Glorias (ver capítulo 3). Por tanto, es de esperar que los lahares que inundan estas quebradas tengan un comportamiento similar. Las quebradas identificadas en la red hidrográfica se agruparon inicialmente en 14 subcuencas, a partir de las cuales se calcularon los volúmenes de sedimento que podría estar disponible en caso de una erupción vulcaniana o pliniana futura. Posteriormente, estas subcuencas se agruparon en nueve que fueron las que se utilizaron para realizar las simulaciones de lahares (Figura 68). Los puntos de inicio de deposición del flujo, corresponden con los puntos en la barranca donde cambia la pendiente (Figura 67A), a partir de los cuales un lahar dejaría de comportarse de manera erosiva e inicia el proceso de descarga/inundación.

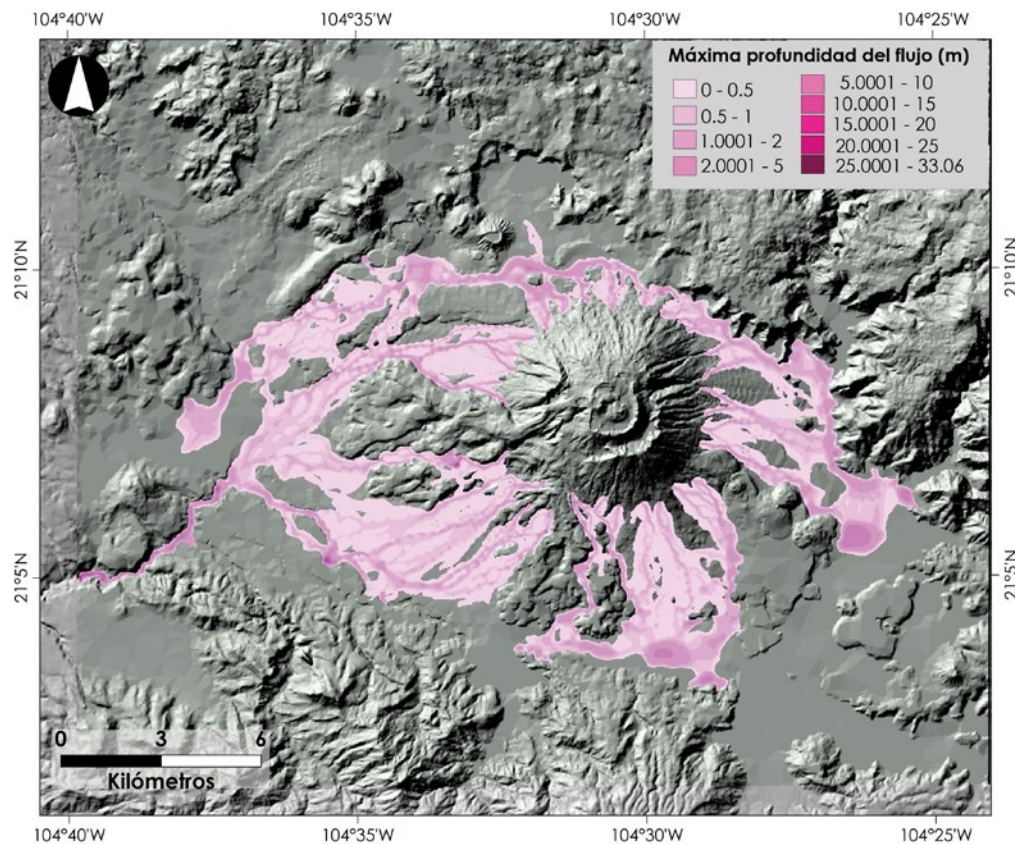


► **Figura 68.** Delimitación de subcuencas en el volcán Ceboruco para la simulación de lahares. Las subcuencas se definieron con base a la red hidrográfica superficial de detalle generada con los programas Flo2D y LaharZ. Se muestran también los perímetros de la zona de peligro proximal con $H/L = 0.27$ utilizado para las simulaciones.

En la etapa de calibración, con el *software* Flo2D, se realizaron simulaciones para reproducir los alcances de los lahares observados en campo (Figura 17B) utilizando la red hidrográfica y las zonas de peligro proximal establecidas previamente. Para estas simulaciones de calibración se definieron los parámetros que describen el flujo a simular, cuyo movimiento depende de la concentración de sedimentos y de las características reológicas del flujo (viscosidad y resistencia al corte), así como de la rugosidad del substrato (coeficiente de Manning). Se utilizaron también otros parámetros como

la velocidad del flujo (v), la profundidad del flujo (d) y un factor de corrección de la energía cinética (α). Además, se define el tiempo de la ejecución del programa, dependiendo de la distancia a recorrer. En el caso de lahares en las laderas del edificio volcánico Ceboruco se estableció un tiempo de 4 a 5 horas. El resultado de estas simulaciones para la calibración son mapas de distribución y espesor de depósitos de lahares (Figura 69).

El proceso de calibración con Flo2D permitió obtener una primera aproximación de los volúmenes de material susceptible a removilizarse necesarios para reproducir los lahares observados en campo. Con esta información se definieron todos los parámetros necesarios para iniciar las simulaciones con LaharZ.



► **Figura 69.** Ejemplos de resultados del proceso de simulación de lahares con el *software* Flo2D (O'Brien, 1993) durante la etapa de calibración del código en el volcán Ceboruco mostrando la profundidad de los flujos. Las áreas con espesores muy grandes (>25 m) representan áreas de estancamiento y por ende muestran valores exagerados.

Esta etapa de calibración también se realizó para los lahares que podrían generarse en los valles de la cuenca del Río Grande de Santiago y sus tributarios, especialmente en las áreas que podrían ser cubiertas con depósitos de caída de una futura erupción explosiva de la magnitud de la erupción pliniana Jala. En este caso se estableció un tiempo de las simulaciones superior a 24 horas. Los resultados de estos trabajos se detallan más adelante.



Una vez delimitada la red hidrográfica y la zona de peligro proximal, es necesario establecer el rango de volúmenes de materiales susceptibles a ser removilizados. Con base en la información disponible sobre cantidades de materiales sueltos emplazados durante la erupción de 1870 y durante la erupción pliniana Jala, así como con base en el alcance de depósitos de lahares observados en campo, sobre el abanico Marquesado, se calculó el volumen mínimo y máximo que podría estar disponible en cada una de las 14 subcuencas delimitadas. Como se mencionó previamente, un lahar es una mezcla de sedimento con agua y la disponibilidad de esta última es lo que va a condicionar el tipo de lahar que puede formarse. Así, para cada una de las 14 subcuencas se estimó el volumen de agua de lluvia que podría precipitar sobre ellas en caso de lluvias normales máximas diarias (135 mm) durante la época húmeda o bien en caso de un evento meteorológico extremo como un huracán (400 mm) (Tabla 14).

En el caso del escenario 2, de magnitud intermedia, el agua de precipitación máxima diaria sería capaz de generar flujos de escombros (*debris-flows*; donde el 80% del material del flujo es sedimento), involucrando el total del volumen de materiales sueltos disponibles para ser removilizados. Esto daría lugar a flujos de este tipo con volúmenes entre 200,000 m³ y 3.7 millones de m³. En el caso de flujos hiperconcentrados, donde el sedimento corresponde al 40% del volumen total del flujo, se requiere un mayor volumen de agua para removilizar todo el material y con la precipitación diaria máxima esto sólo sería posible en las subcuencas 1, 2 y 3 (Figura 68), mientras que en el resto de las subcuencas sólo se movilizaría entre un 20% y un 30% del material suelto disponible. En caso de mayores volúmenes de precipitación, como las generadas por un evento meteorológico de tipo huracán, además del sedimento de las cuencas 1 a 3, sería posible removilizar el volumen mínimo de material suelto en las cuencas 4 y de la 10 a la 14. Así, considerando el agua de lluvia disponible ya sea por precipitaciones diarias máximas o en un evento de huracán, un flujo hiperconcentrado podría tener un volumen máximo un poco superior a los 4 millones de m³ (Tabla 14A).

En el caso del escenario 3, de mayor magnitud, el volumen de material suelto susceptible a removilizarse es mucho mayor y el agua de precipitación disponible, incluso en el caso de un huracán, no sería capaz de removerlo en su totalidad en la mayoría de las cuencas. Los *debris-flows* que podrían generarse sólo removilizarían el volumen completo de sedimentos en las subcuencas 1 a 4 considerando lluvias normales máximas y en las subcuencas 1 a 6 considerando las lluvias de un huracán. Para el resto de las subcuencas los *debris-flows* involucrarían porcentajes de materiales sueltos de entre 5 y 55%. Aunque con base en la máxima cantidad de material disponible los volúmenes máximos de los *debris-flows* podrían ser de 31 millones de m³; la cantidad de agua de precipitación diaria sólo permitiría la formación de flujos de 8.5 millones de m³ y en caso de un huracán de 24 millones de m³, como máximo. Por otra parte, los flujos hiperconcentrados que podrían generarse, considerando las lluvias diarias normales, sólo involucrarían del 1 al 20% del total de material suelto disponible y considerando las precipitaciones de un huracán, del 3 al 53% según la subcuenca. Por lo tanto, los flujos hiperconcentrados de mayor volumen que podrían ocurrir, estarían en el rango entre 2 millones de m³ y 8 millones de m³ (Tabla 14B).

Con base en el cálculo de volúmenes mínimos y máximos de los flujos de cualquier tipo que podrían generarse en el volcán Ceboruco se establecieron los rangos de volúmenes que se introdujeron al programa LaharZ para la simulación. Para ambos escenarios se consideró incrementar en un 20% los

Tabla 14 A. Volúmenes de material suelto disponible para la formación de lahares (flujos hiperconcentrados y debris-flows) en las subcuencas del volcán Ceboruco en el escenario 2 (magnitud intermedia) y cálculo del volumen de los lahares que podrían generarse con el agua de precipitación disponible (lluvias normales y eventos extremos)

Escenario 2		Volumen seco		Volumen hipotético de los flujos suponiendo la removilización del 100% del material sólido disponible			
				Volumen flujo hiperconcentrado (40% SED + 60% AGUA)		Volumen flujo de escombros (80% SED + 20% AGUA)	
Subcuenca	Area (m ²)	Volumen mínimo (m ³)	Volumen máximo (m ³)	Volumen mínimo (m ³)	Volumen máximo (m ³)	Volumen mínimo (m ³)	Volumen máximo (m ³)
C1	12,399,823.90	619,991.20	1,239,982.39	1,549,977.99	3,099,955.98	774,988.99	1,549,977.99
C2	7,308,192.70	365,409.64	730,819.27	913,524.09	1,827,048.18	456,762.04	913,524.09
C3	3,080,534.60	154,026.73	308,053.46	385,066.83	770,133.65	192,533.41	385,066.83
C4	5,972,099.50	597,209.95	2,986,049.75	1,493,024.88	7,465,124.38	746,512.44	3,732,562.19
C5	5,834,696.70	1,750,409.01	2,917,348.35	4,376,022.53	7,293,370.88	2,188,011.26	3,646,685.44
C6	5,042,198.10	1,512,659.43	2,521,099.05	3,781,648.58	6,302,747.63	1,890,824.29	3,151,373.81
C7	2,443,223.40	732,967.02	1,221,611.70	1,832,417.55	3,054,029.25	916,208.78	1,527,014.63
C8	4,839,460.10	1,451,838.03	2,419,730.05	3,629,595.08	6,049,325.13	1,814,797.54	3,024,662.56
C9	1,504,640.90	451,392.27	752,320.45	1,128,480.68	1,880,801.13	564,240.34	940,400.56
C10	1,678,206.70	167,820.67	503,462.01	419,551.68	1,258,655.03	209,775.84	629,327.51
C11	1,652,017.20	165,201.72	495,605.16	413,004.30	1,239,012.90	206,502.15	619,506.45
C12	2,537,402.20	253,740.22	761,220.66	634,350.55	1,903,051.65	317,175.28	951,525.83
C13	5,148,140.00	1,544,442.00	2,574,070.00	3,861,105.00	6,435,175.00	1,930,552.50	3,217,587.50
C14	3,809,595.40	380,959.54	1,142,878.62	952,398.85	2,857,196.55	476,199.43	1,428,598.28
Volumen real de los flujos hiperconcentrados y de escombros que podrían generarse con el agua de precipitación disponible en el volcán Ceboruco							
Subcuenca	Area (m ²)	Máxima precipitación diaria* (m ³)	Flujo hiperconcentrado (m ³)	Flujo de escombros (m ³)	Precipitación Huracán* (m ³)	Flujo hiperconcentrado (m ³)	Flujo de escombros (m ³)
C1	12,399,823.90	1,673,976.23	2,789,960.38	8,369,881.13	4,959,929.56	8,266,549.27	24,799,647.80
C2	7,308,192.70	986,606.01	1,644,343.36	4,933,030.07	2,923,277.08	4,872,128.47	14,616,385.40
C3	3,080,534.60	415,872.17	693,120.29	2,079,360.86	1,232,213.84	2,053,689.73	6,161,069.20
C4	5,972,099.50	806,233.43	1,343,722.39	4,031,167.16	2,388,839.80	3,981,399.67	11,944,199.00
C5	5,834,696.70	787,684.05	1,312,806.76	3,938,420.27	2,333,878.68	3,889,797.80	11,669,393.40
C6	5,042,198.10	680,696.74	1,134,494.57	3,403,483.72	2,016,879.24	3,361,465.40	10,084,396.20
C7	2,443,223.40	329,835.16	549,725.27	1,649,175.80	977,289.36	1,628,815.60	4,886,446.80
C8	4,839,460.10	653,327.11	1,088,878.52	3,266,635.57	1,935,784.04	3,226,306.73	9,678,920.20
C9	1,504,640.90	203,126.52	338,544.20	1,015,632.61	601,856.36	1,003,093.93	3,009,281.80
C10	1,678,206.70	226,557.90	377,596.51	1,132,789.52	671,282.68	1,118,804.47	3,356,413.40
C11	1,652,017.20	223,022.32	371,703.87	1,115,111.61	660,806.88	1,101,344.80	3,304,034.40
C12	2,537,402.20	342,549.30	570,915.50	1,712,746.49	1,014,960.88	1,691,601.47	5,074,804.40
C13	5,148,140.00	694,998.90	1,158,331.50	3,474,994.50	2,059,256.00	3,432,093.33	10,296,280.00
C14	3,809,595.40	514,295.38	857,158.97	2,571,476.90	1,523,838.16	2,539,730.27	7,619,190.80

* La precipitación diaria normal máxima se estimó en 135 mm (0.135 m) y la precipitación diaria en caso de un evento meteorológico extremo, como un huracán, en 400 mm (0.4 m).

valores de volúmenes mínimos y máximos obtenidos para considerar las condiciones más extremas que producirían lahares (máximos de precipitación en caso de eventos meteorológicos extremos). Para el escenario 2 se decidió realizar las simulaciones con volúmenes de 500,000 m³, 1 millón de m³ y 5 millones de m³ (Tabla 15). Para el escenario 3 se estableció simular lahares con volúmenes de 5 millones de m³, 10 millones de m³ y 30 millones de m³ (Tabla 15).

Tabla 14 B. Volúmenes de material suelto para la formación de lahares (flujos hiperconcentrados y debris-flows) en las subcuencas del volcán Ceboruco en el escenario3 (mayor magnitud) y cálculo del volumen de los lahares que podrían generarse con el agua de precipitación disponible (lluvias normales y eventos extremos)

Escenario 3		Volumen seco		Volumen hipotético de los flujos suponiendo la removilización del 100% del material sólido disponible			
				Volumen flujo hiperconcentrado (40% SED + 60% AGUA)		Volumen flujo de escombros (80% SED + 20% AGUA)	
Subcuenca	Area (m ²)	Volumen mínimo (m ³)	Volumen máximo (m ³)	Volumen mínimo (m ³)	Volumen máximo (m ³)	Volumen mínimo (m ³)	Volumen máximo (m ³)
C1	12,399,823.90	1,239,982.39	6,199,911.95	3,099,955.98	15,499,779.88	1,549,977.99	7,749,889.94
C2	7,308,192.70	730,819.27	3,654,096.35	1,827,048.18	9,135,240.88	913,524.09	4,567,620.44
C3	3,080,534.60	308,053.46	1,540,267.30	770,133.65	3,850,668.25	385,066.83	1,925,334.13
C4	5,972,099.50	597,209.95	2,986,049.75	1,493,024.88	7,465,124.38	746,512.44	3,732,562.19
C5	5,834,696.70	1,750,409.01	8,752,045.05	4,376,022.53	21,880,112.63	2,188,011.26	10,940,056.31
C6	5,042,198.10	1,008,439.62	5,042,198.10	2,521,099.05	12,605,495.25	1,260,549.53	6,302,747.63
C7	2,443,223.40	4,886,446.80	7,329,670.20	12,216,117.00	18,324,175.50	6,108,058.50	9,162,087.75
C8	4,839,460.10	9,678,920.20	14,518,380.30	24,197,300.50	36,295,950.75	12,098,650.25	18,147,975.38
C9	1,504,640.90	4,513,922.70	7,523,204.50	11,284,806.75	18,808,011.25	5,642,403.38	9,404,005.63
C10	1,678,206.70	8,391,033.50	16,782,067.00	20,977,583.75	41,955,167.50	10,488,791.88	20,977,583.75
C11	1,652,017.20	8,260,086.00	16,520,172.00	20,650,215.00	41,300,430.00	10,325,107.50	20,650,215.00
C12	2,537,402.20	12,687,011.00	25,374,022.00	31,717,527.50	63,435,055.00	15,858,763.75	31,717,527.50
C13	5,148,140.00	10,296,280.00	15,444,420.00	25,740,700.00	38,611,050.00	12,870,350.00	19,305,525.00
C14	3,809,595.40	7,619,190.80	11,428,786.20	19,047,977.00	28,571,965.50	9,523,988.50	14,285,982.75
Volumen real de los flujos hiperconcentrados y de escombros que podrían generarse con el agua de precipitación disponible en el volcán Ceboruco							
Subcuenca	Area (m ²)	Máxima precipitación diaria* (m ³)	Flujo hiperconcentrado (m ³)	Flujo de escombros (m ³)	Precipitación Huracán* (m ³)	Flujo hiperconcentrado (m ³)	Flujo de escombros (m ³)
C1	12,399,823.90	1,673,976.23	2,789,960.38	8,369,881.13	4,959,929.56	8,266,549.27	24,799,647.80
C2	7,308,192.70	986,606.01	1,644,343.36	4,933,030.07	2,923,277.08	4,872,128.47	14,616,385.40
C3	3,080,534.60	415,872.17	693,120.29	2,079,360.86	1,232,213.84	2,053,689.73	6,161,069.20
C4	5,972,099.50	806,233.43	1,343,722.39	4,031,167.16	2,388,839.80	3,981,399.67	11,944,199.00
C5	5,834,696.70	787,684.05	1,312,806.76	3,938,420.27	2,333,878.68	3,889,797.80	11,669,393.40
C6	5,042,198.10	680,696.74	1,134,494.57	3,403,483.72	2,016,879.24	3,361,465.40	10,084,396.20
C7	2,443,223.40	329,835.16	549,725.27	1,649,175.80	977,289.36	1,628,815.60	4,886,446.80
C8	4,839,460.10	653,327.11	1,088,878.52	3,266,635.57	1,935,784.04	3,226,306.73	9,678,920.20
C9	1,504,640.90	203,126.52	338,544.20	1,015,632.61	601,856.36	1,003,093.93	3,009,281.80
C10	1,678,206.70	226,557.90	377,596.51	1,132,789.52	671,282.68	1,118,804.47	3,356,413.40
C11	1,652,017.20	223,022.32	371,703.87	1,115,111.61	660,806.88	1,101,344.80	3,304,034.40
C12	2,537,402.20	342,549.30	570,915.50	1,712,746.49	1,014,960.88	1,691,601.47	5,074,804.40
C13	5,148,140.00	694,998.90	1,158,331.50	3,474,994.50	2,059,256.00	3,432,093.33	10,296,280.00
C14	3,809,595.40	514,295.38	857,158.97	2,571,476.90	1,523,838.16	2,539,730.27	7,619,190.80

* La precipitación diaria normal máxima se estimó en 135 mm (0.135 m) y la precipitación diaria en caso de un evento meteorológico extremo, como un huracán, en 400 mm (0.4 m).

Finalmente, en la etapa 4 del proceso de simulación con el *software* LaharZ, se seleccionó en cada una de las nueve subcuencas el punto de inicio de un posible depósito de lahar (sobre el perímetro H/L) con los tres diferentes volúmenes mencionados para cada escenario (Figuras 67A y 68). En cada ejecución del programa se considera una barranca o subcuenca distinta. Los resultados de las simulaciones son grids que muestran las áreas que serían inundadas por cada lahar. Para cada escenario se obtuvieron 27 grids, 9 para cada uno de los tres volúmenes simulados. Estos grids se transformaron a polígono para visualizarlos en el *software* ArcGIS®, calcular su extensión y preparar los mapas de peligros correspondientes.

14.5.2. Mapa de peligros por lahares del volcán Ceboruco

En función de su volumen, cada lahar deposita su carga en diferentes alturas y con alcances distintos (Tabla 15). Debido a algunos problemas de resolución del DEM utilizado, los resultados de las simulaciones especialmente en el flanco occidental del volcán presentaron algunos errores (picos), por lo que se realizó una depuración automática y manual de cada uno de los polígonos resultado de las simulaciones. Los resultados de alcance máximo y cobertura espacial de cada lahar se calcularon a partir de los polígonos depurados (Tabla 15).

Tabla 15. Resultados de simulaciones de lahares con LaharZ

Escenario 2						
Subcuencas (Figura 68)	500x10 ³ m ³		1x10 ⁶ m ³		5x10 ⁶ m ³	
	Longitud (km)	Área (km ²)	Longitud (km)	Área (km ²)	Longitud (km)	Área (km ²)
C1	3.19	1.63	4.79	2.33	9.49	6.11
C2	6.13	1.56	6.8	1.94	9.58	6.50
C3	5.7	1.55	24	6.50	11.22	7.60
C4	4.68	1.37	5.36	2.43	12.72	6.79
C5	6.46	2.07	7.29	2.46	12.35	6.58
C6	5.21	1.50	5.86	2.70	8.01	7.62
C7	5.53	2.23	6.32	2.54	8.68	7.53
C8	3.64	1.41	3.7	2.46	8.09	6.50
C9	4.31	1.55	4.98	2.46	9.66	6.83
Escenario 3						
Subcuencas (Figura 68)	5x10 ⁶ m ³		10x10 ⁶ m ³		30x10 ⁶ m ³	
	Longitud (km)	Área (km ²)	Longitud (km)	Área (km ²)	Longitud (km)	Área (km ²)
C1	10.49	5.59	12.28	9.84	24.98	29.59
C2	11.25	6.79	19.9	11.22	54.2	28.45
C3	12.83	5.92	25	11.07	55.2	24.76
C4	12.34	7.00	23.01	11.30	51.28	26.07
C5	8.83	7.05	9.35	7.76	42.8	26.97
C6	7.6	7.98	11.65	11.35	32.26	30.13
C7	7.55	6.54	12.01	11.88	18.01	26.29
C8	9.63	7.50	9.6	9.35	17.77	27.56
C9	9.98	6.65	11.24	10.34	17.75	26.88

El mapa de zonas susceptibles a ser inundadas por lahares del escenario 2, que se refiere a la movilización del material piroclástico suelto disponible producto de una erupción vulcaniana, muestra, en tonalidades de naranja, la extensión de los lahares simulados (Figura 70). Los lahares con volúmenes de 500,000 m³ (naranja intenso) tienen alcances máximos entre 3 y 6.5 km y cubren áreas entre 1.5 y 2.3 km², restringiéndose mayoritariamente a las laderas del volcán Ceboruco. Solamente los lahares provenientes de cuencas en el sector S del volcán llegarían a afectar la carretera federal Ixtlán-Tepic y la vía férrea y los del sector N podrían afectar la carretera de cuota. Los lahares con volúmenes de 1 millón de m³ (naranja medio) tienen alcances máximos entre 4 y 7.3 km y cubren áreas entre 2 y 2.5 km². Estos lahares afectarían las mismas zonas que los lahares con volúmenes más pequeños, pero cubriendo tramos más extensos de la carretera, la autopista y la vía férrea. Los lahares de mayor volumen, de 5 millones de m³ (naranja pálido) tienen longitudes máximas entre 8 y 12.7 km y cubren áreas entre 6 y 7.6 km², afectando las laderas del volcán y diversos sectores de las planicies colindantes al E y SW, donde impactarían amplios tramos de las infraestructuras viales y se acercarían a las poblaciones de Jala, Ahuacatlán y Uzeta.

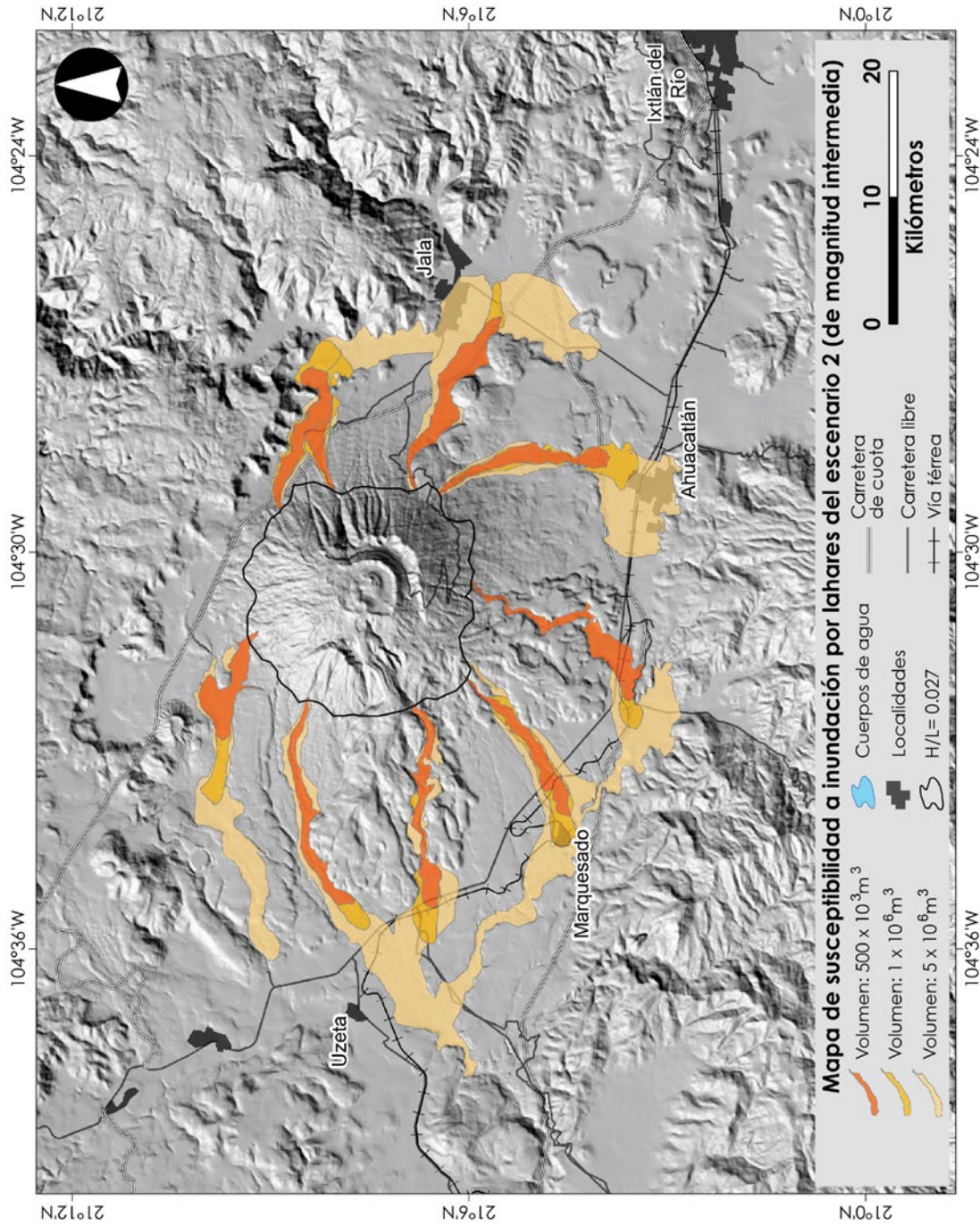
El mapa de susceptibilidad a inundación por lahares del escenario 3, asociados a la removilización del material piroclástico disponible en caso de producirse una erupción pliniana, muestra en tonalidades de amarillo la extensión de los lahares simulados (Figura 71). Los lahares con volúmenes de 5 millones de m³ (en amarillo intenso) tienen alcances máximos entre 7.5 y 12.8 km y cubren áreas entre 5.5 y 8 km². Las afectaciones de estos lahares serían similares a las producidas por los lahares de mayor volumen del escenario 2. Los lahares con volúmenes intermedios, de 10 millones de m³ (en amarillo medio) tienen alcances máximos entre 9.5 y 25 km y cubren áreas entre 9 y 12 km². Sus áreas de afectación continúan restringidas al interior del graben, pero podrían generar severos impactos a la infraestructura vial en cualquier sector del volcán, incluido el sector NW e inundarían las poblaciones de Jala, Ahuacatlán y Uzeta. Los lahares de mayor volumen, de 30 millones de m³ (en amarillo pálido), tienen longitudes máximas entre 18 y 55 km y cubren áreas entre 24 y 30 km², afectando casi en su totalidad las planicies al E y SW del volcán. Cabe señalar que los lahares generados en las subcuencas al W y SW del volcán podrían tener alcances máximos de 55 km, afectando una gran parte del cauce del río Ahuacatlán hasta más allá de su confluencia con el río Ameca.

Para la elaboración del mapa final de peligros por lahares del volcán Ceboruco (Figura 72) se consideró mostrar los lahares con volúmenes máximos para ambos escenarios: Los lahares de 5 millones de m³ para el escenario de magnitud intermedia y los lahares de 30 millones de m³ para el escenario de mayor magnitud.

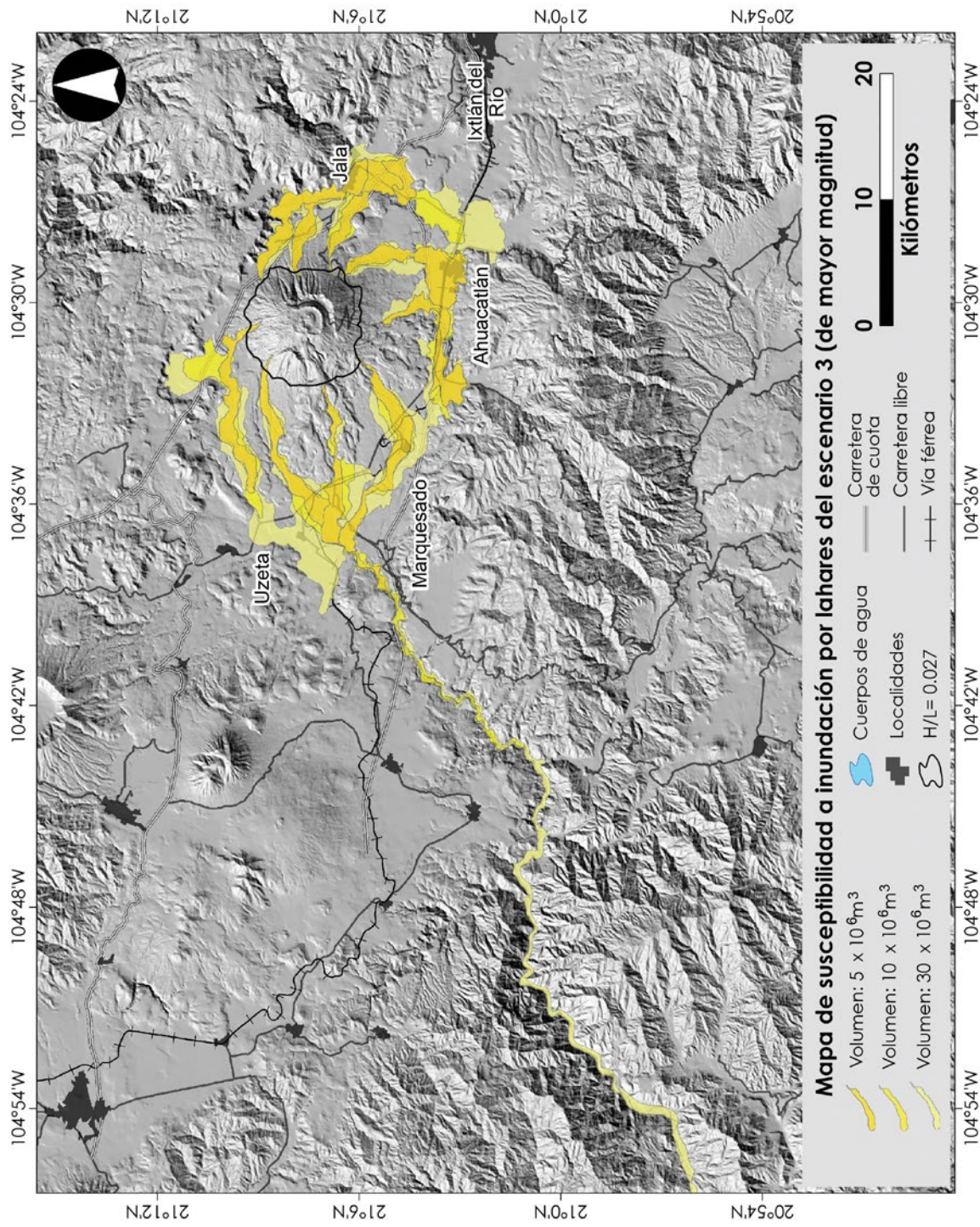
14.5.3. Mapa de peligro por lahares en el valle del Río Grande de Santiago

El Río Grande de Santiago se encuentra entre 23 y 30 km al N del volcán Ceboruco dentro del área de influencia de la caída de ceniza de una posible erupción pliniana futura (Figuras 41 y 43), concretamente el tramo que va de W a E desde la presa El Cajón hasta aproximadamente 60 km aguas arriba. Las cuencas y subcuencas tributarias del Río Grande de Santiago en este tramo tienen una extensión total de 1,400 km² donde podrían acumularse espesores de ceniza desde pocos centímetros a decenas de centímetros al WNW hasta 1 m en los sectores ESE (Figura 73).

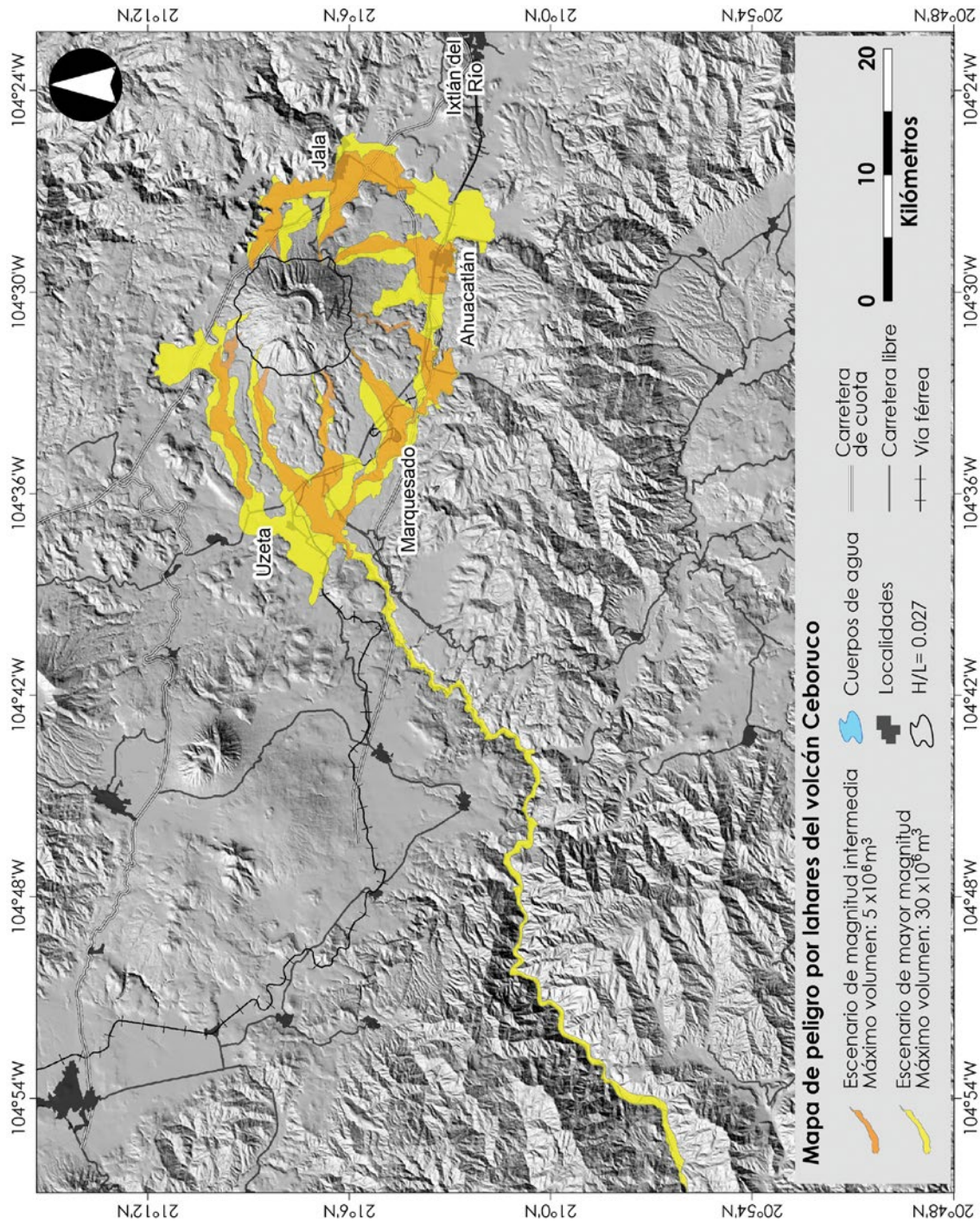
Asumiendo un espesor promedio de 30 cm, el material piroclásticos suelto disponible para ser removilizado tendría un volumen en el rango de 0.42 km^3 . Estos materiales podrían ser removidos por lluvias continuas (situaciones de temporal) o lluvias de corta duración en días, pero de gran intensidad. Considerando los valores promedio diarios de precipitación en ambas situaciones (lluvias normales de 135 mm/día y lluvias en un evento extremo, como un huracán, de 400 mm/día), utilizados para la simulación de lahares en la zona del volcán Ceboruco, se estima que podrían remover entre un 30% y un 100% del material suelto disponible. Cabe señalar, que las precipitaciones en el valle del Río Grande, en la Sierra Madre Occidental, podrían ser superiores a las consideradas.



► **Figura 70.** Mapa de susceptibilidad a inundación por lahares para el escenario de magnitud intermedia, mostrando la extensión de lahares con volúmenes de $500,000 \text{ m}^3$, $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $5 \times 10^6 \text{ m}^3$.

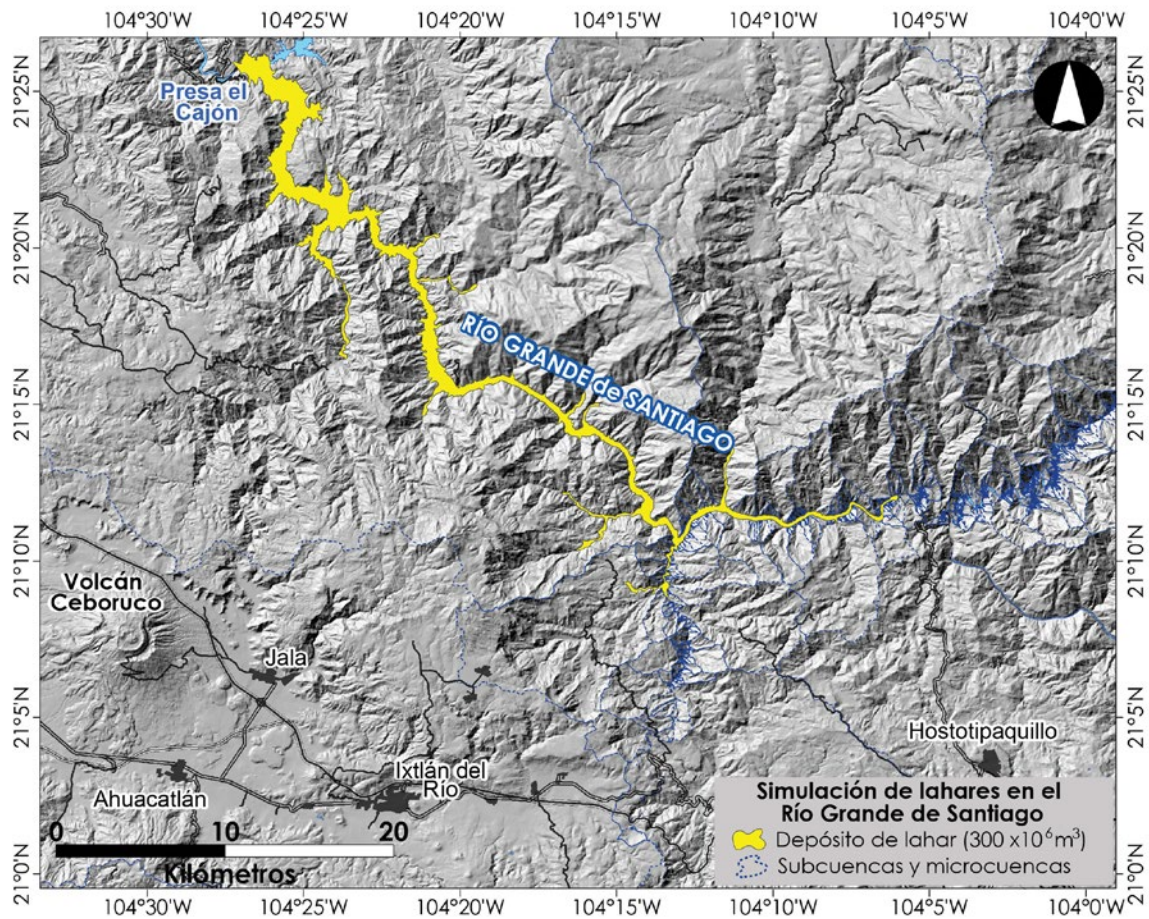


► **Figura 71.** Mapa de susceptibilidad a inundación por lahares para el escenario de mayor magnitud, mostrando la extensión de lahares con volúmenes de $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ y de $30 \times 10^6 \text{ m}^3$.



► **Figura 72.** Mapa de peligros por lahares del volcán Ceboruco.

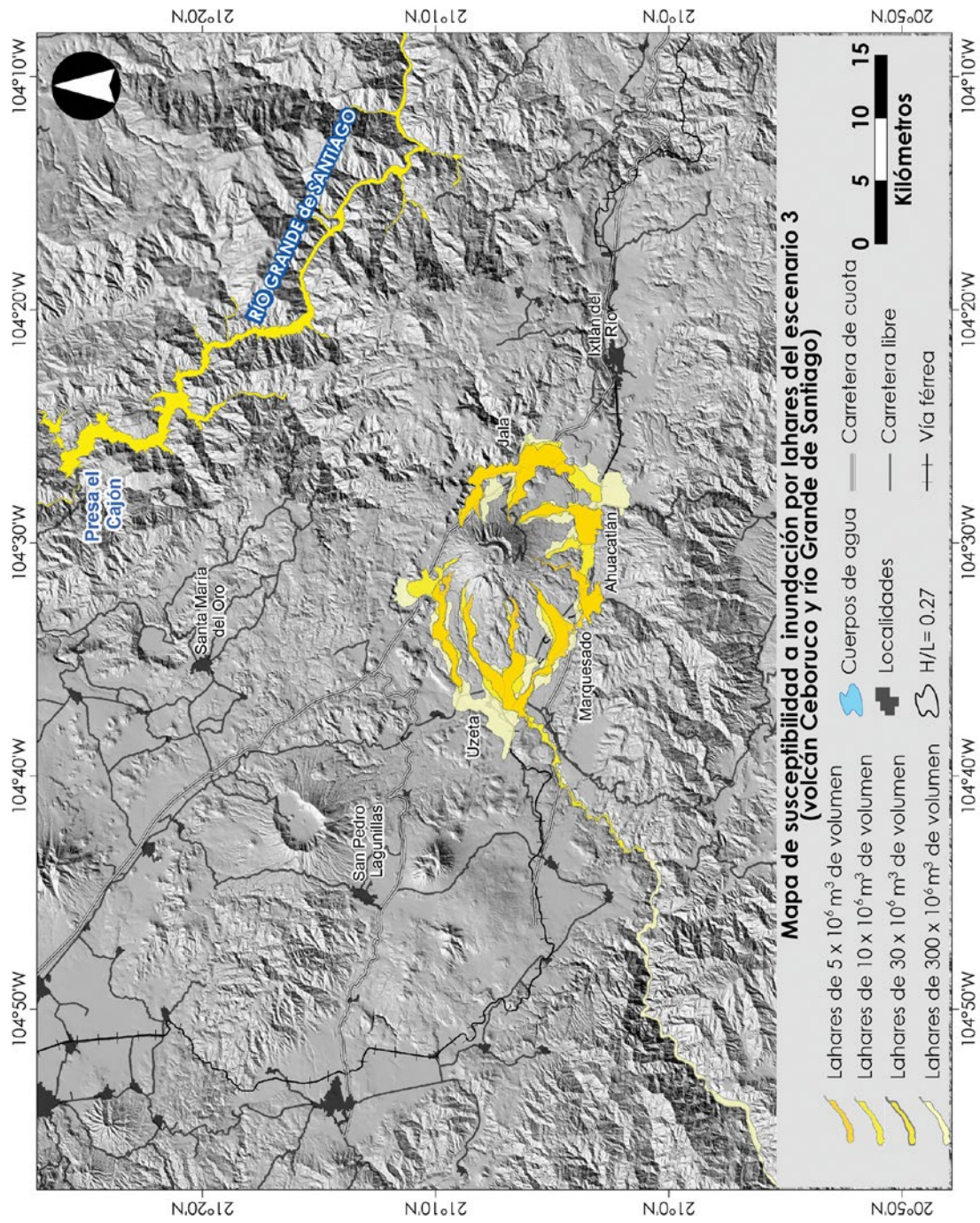
Así, los lahares que podrían generarse desde cada una de las barrancas tributarias al Río Grande de Santiago podrían confluir en uno sólo, con volúmenes entre 0.3 km^3 y 0.6 km^3 , al menos un orden de magnitud superior a los lahares generados en el volcán Ceboruco, en el escenario de mayor magnitud.



► **Figura 73.** Simulación de un lahar en el río Grande de Santiago generado a partir de la removilización de material piroclástico disponible en caso de una erupción pliniana en el volcán Ceboruco. La simulación se realizó con el *software* Flo2D.

La simulación de un lahar de tal magnitud se realizó con el programa Flo2D. Para tal fin se elaboró un nuevo DEM a partir de las curvas de nivel extraídas de las imágenes ASTER (NASA LP DAAC, 2017) que contienen la información de topografía del muro de la presa El Cajón. Previamente se habían realizado simulaciones de prueba con el DEM de INEGI (2017) que tiene la información de la presa Aguamilpa, más al W, pero no de la presa El Cajón, cuya construcción es más reciente que la de elaboración de las cartas topográficas mencionadas (1992-2011).

La simulación más reciente muestra la ocurrencia de un lahar que recorrería el valle del Río Grande de Santiago por más de 50 km (Figuras 73 y 74) hasta la presa El Cajón. Los depósitos de flujo podrían tener profundidades entre 8 y 200 m. En las partes más angostas del río se midieron espesores máximos de 208 m.



► **Figura 74.** Mapa de escenarios de peligro por lahares del volcán Ceboruco y del río Grande de Santiago. El volumen de los lahares generados en el valle del río Grande tendría un orden de magnitud superior a los generados en las laderas del volcán.

Son diversos los fenómenos que podrían ocurrir al entrar el lahar en el río y lago de la presa. En primer lugar, el flujo se desaceleraría, provocando la sedimentación de los fragmentos más densos en el fondo del valle y la dilución de la parte menos densa (pómez). Esta entrada de materiales al río generaría el desplazamiento de un volumen equivalente de agua, incrementando el nivel del río y lago de la presa. Parte del sedimento emplazado chocaría con el muro de la presa El Cajón. La pómez de mayor tamaño, con vesículas no conectadas, podría flotar en la superficie del agua, mientras que la más fina quedaría mezclada en el agua incrementando su densidad. La pómez es esencialmente vidrio volcánico y la de tamaño ceniza (<2 mm) es altamente abrasiva.

Las presas representan obstáculos para la circulación del lahar, por lo que se considera improbable que, actualmente, un lahar en el valle del Río Grande de Santiago, aun de gran magnitud, pudiera fluir a lo largo de todo el río hasta la presa Aguamilpa o hasta el delta del río en el Pacífico. Sin embargo, sí afectaría severamente la presa El Cajón.

Será necesario realizar estudios de mayor detalle sobre la generación, transporte, sedimentación, fuerza de impacto y otros efectos sobre las presas de posibles futuros lahares en el valle del río Grande de Santiago. Para ello se requiere de un DEM de alta resolución y un mayor número de simulaciones para considerar diferentes escenarios de ocurrencia de este fenómeno.

14.6. Peligros asociados al emplazamiento de volcanes monogenéticos

A diferencia de las erupciones asociadas a volcanes poligenéticos, en las cuales el centro eruptivo puede mantenerse relativamente fijo por un periodo prolongado de tiempo, la localización de las erupciones de pequeños volúmenes de magma en campos de volcanes monogenéticos no es fija y no se produce en torno a los centros de emisión que ya construyeron edificios volcánicos. Por ello, no es posible elaborar mapas de peligros volcánicos similares a los de los volcanes poligenéticos. Los volcanes monogenéticos frecuentemente ocurren en grupos (*clusters*) y se emplazan con un arreglo lineal, siguiendo estructuras tectónicas que normalmente cruzan los flancos y cima de los volcanes poligenéticos.

Sin embargo, el estudio y caracterización de los volcanes monogenéticos de una zona sí hace posible describir los diferentes fenómenos y estilos eruptivos que los produjeron y permite inferir los factores, como las características del magma y del substrato, que influyeron en el origen de las erupciones y la construcción de estos volcanes. A partir de esta información y asumiendo que podrían repetirse condiciones similares en el futuro, es posible definir algunos escenarios eruptivos y estimar el impacto de los peligros asociados en el área del campo monogenético.

No existen en la actualidad métodos directos que permitan identificar en qué punto concreto podría aparecer un nuevo edificio volcánico monogenético, pero sí es posible identificar las áreas donde sería más probable que esto ocurriera, a partir del análisis espacial. Un posible acercamiento estadístico, es la estimación del volumen de material involucrado o el tiempo aproximado de la siguiente erupción, con base al historial conocido de erupciones de tipo monogenético en un área determinada. Sin embargo, la actividad en campos volcánicos monogenéticos muchas veces no es homogénea, sino que cambia con el tiempo.

Con ayuda de los SIG es posible llevar a cabo estudios de estadística espacial para estimar la densidad de volcanes monogenéticos ya existentes en una zona específica, con el objetivo de identificar las zonas de mayor actividad en el pasado y por ende en el futuro. Las principales herramientas en ArcGIS® para la estimación de la densidad de volcanes monogenéticos son la densidad de puntos (*point density*) y “la densidad Kernel”. Para el caso de los volcanes monogenéticos en el graben Ceboruco-San Pedro se aplicaron ambas herramientas:

- Densidad de puntos: calcula el número total de edificios volcánicos que se encuentran en un área determinada de búsqueda. Los puntos dentro del área de búsqueda (vecindad) se suman y luego se dividen por el valor del área total para dar un valor de densidad de cada celda.
- Densidad Kernel: estima la probabilidad de que un edificio monogenético se emplace en una ubicación dada. Se usó adaptando la fórmula general de densidad Kernel según los métodos de Connor y Hill (1995), Connor y Connor (2009) y Connor *et al.* (2012), tal y como se realizó en otras áreas volcánicas (p. Ej. Sieron *et al.*, 2014). Esta estimación es un suavizado de datos en el que se realizan inferencias sobre la población de volcanes monogenéticos, basado en una muestra de datos finitos. La función Kernel (no-negativa) se integra a 1, tiene la media de 0 y tiene un parámetro de suavizado (h) que se conoce como “ancho de banda”. El análisis se centra en la estimación de la forma apropiada del ancho de banda, usando algoritmos de optimización que dependen de la distribución de los edificios volcánicos y de datos geológicos. Esta optimización se puede lograr mediante el uso del método del error cuadrado integrado de la media suavizada asintótica (SAMSE por sus siglas en inglés), disponible en el paquete estadístico.

Identificar las zonas con mayor probabilidad de albergar un nuevo edificio volcánico, es la base para simular los peligros asociados (caída de ceniza, flujos de lava, etc.) en estas áreas.

En el graben asimétrico del Ceboruco se identificaron 28 volcanes monogenéticos que se alinean en dirección NW-SE sobre una falla inferida que cruza el volcán (Tabla 2), que tienen edades entre los 100,000 y 2,000 años. Cada uno de estos volcanes está representado por un punto en la capa de información base para la aplicación de las herramientas de densidad de puntos y función Kernel. Los puntos se ubican en el cráter, en caso de ser visible, de cada edificio monogenético (conos de escoria y anillos de tefra) o en el punto más elevado o centro de emisión de un domo de lava.

Para elaborar el mapa de densidad de puntos se estableció el área de búsqueda en 1 km², tamaño comúnmente usado para comparar la densidad de edificios en campos monogenéticos. El mapa de densidad resultante (Figura 75A) del graben Ceboruco-San Pedro muestra como la zona de mayor densidad de volcanes monogenéticos se encuentra en el cráter del volcán central Ceboruco, con valores entre 2 y 3 volcanes/km². También se reconocen dos zonas de densidad elevada en la parte baja del flanco E-SE, en la zona de los actuales volcanes Pedregoso y Pochetero y al NW, a 10 km del cráter del volcán Ceboruco, en la zona de los volcanes Cerro Grande, Potrerillo I y Potrerillo II. El valor de densidad en estas dos zonas es de 2 volcanes/km².

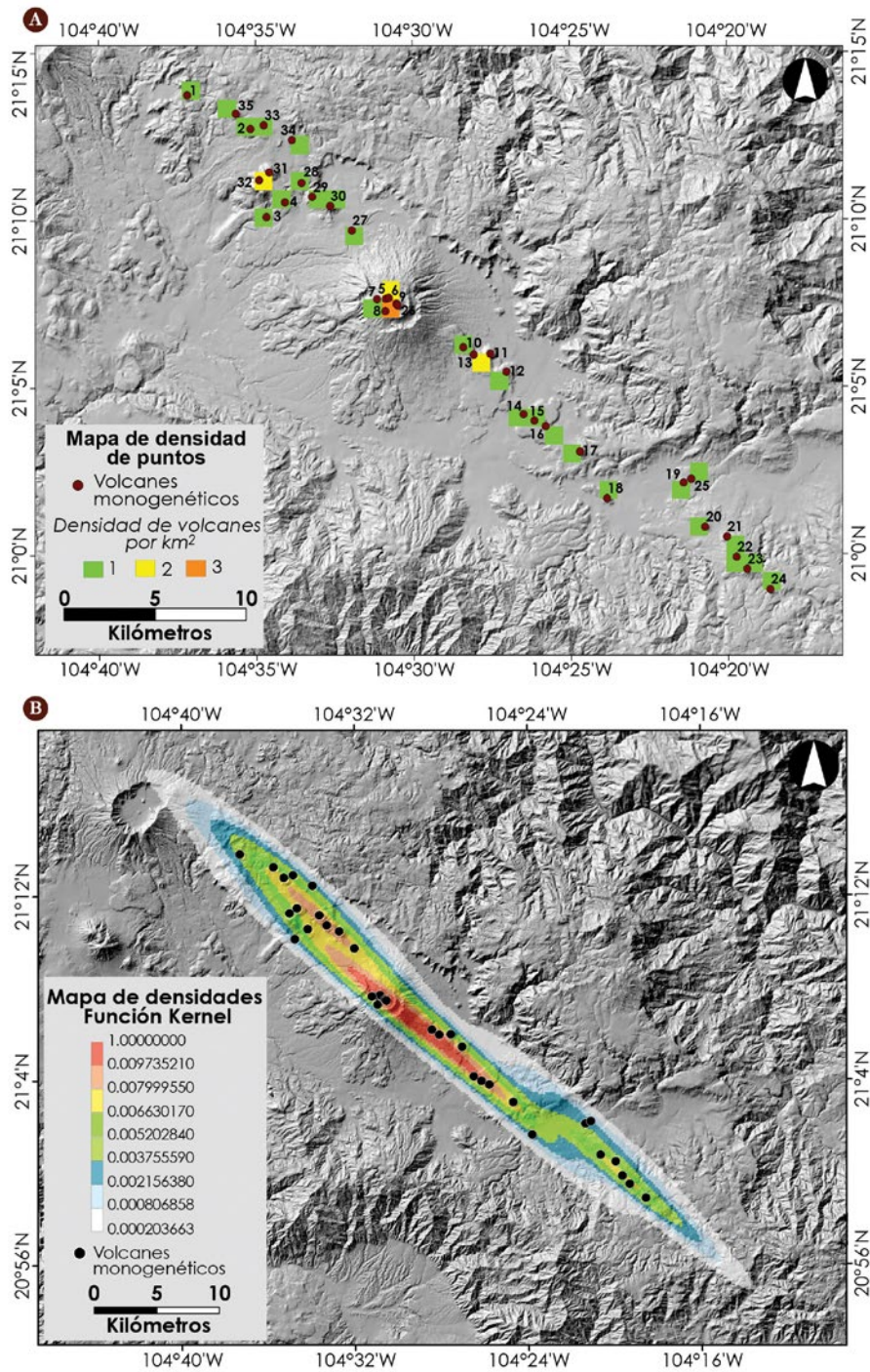
Para la elaboración del mapa de la densidad Kernel (Figura 75B) de los volcanes monogenéticos en los alrededores del Ceboruco se utilizó el procedimiento mencionado en párrafos anteriores. La

densidad espacial en total suma 1. Cada color muestra un cierto porcentaje de la densidad espacial: El área en blanco, por ejemplo, representa el 99% de la densidad espacial total, mientras el área roja representa el 5% de la densidad espacial a lo largo del mapa. El mapa de densidad espacial se puede interpretar como una función de probabilidad de densidad, por tanto, cada área indicada (cada color) también corresponde a una probabilidad de ocurrencia de una erupción dentro del área analizada. Esto significa que, si se produjera una nueva erupción de tipo monogenético en el área del volcán Ceboruco, esta ocurriría con un 99% de probabilidad dentro del área marcada por la función Kernel con los colores del blanco al rojo, pero sólo con una probabilidad de 5% dentro del área roja (Figura 75B).

La ocurrencia de una futura erupción de tipo monogenético se desarrollaría en diversas fases magmáticas y/o freatomagmáticas. Las primeras emitirían piroclastos y cenizas de caída, y fragmentos balísticos principalmente. Adicionalmente, en caso de producirse fases freatomagmáticas, podría esperarse la ocurrencia de oleadas piroclásticas.

Los volcanes Potrerillo II y San Juanito son los únicos, en un área aproximada de 2 km de ancho por 30 km de largo que rodea al volcán Ceboruco en el graben San Pedro-Ceboruco, que presentan evidencia de la interacción explosiva de agua y magma. Esta región recibe un promedio de 900 mm de lluvia anuales (UNIATMOS, 2017), distribuidos principalmente entre los meses de julio a septiembre. En contraste, el promedio de evaporación es superior al de precipitación. Considerando que los acuíferos superficiales en el área son posiblemente no confinados y con poca capacidad de retención de agua, debido a un pronunciado gradiente hidráulico, es posible que la recarga de estos acuíferos esté controlada por los regímenes de lluvias y predominantemente por los periodos cortos de precipitación abundante. Esta podría ser la razón por la que el estilo freatomagmático es infrecuente en la zona. Adicionalmente, las erupciones Potrerillo II y San Juanito que iniciaron de manera freatomagmática, culminaron con erupciones “secas”, de tipo efusivo o explosivo. La primera con la emisión de un flujo de lava y emplazamiento de un domo, y la segunda con la formación de un cono de escoria y la emisión de un flujo de lava. El magma involucrado en las fases freatomagmáticas es volumétricamente inferior a las fases “secas”. Lo anterior indica la relativa brevedad de las fases freatomagmáticas en los casos estudiados y la evidencia del control de los acuíferos superficiales en su iniciación, progreso y culminación.

Considerando que las explosiones freatomagmáticas son escasas, se puede inferir que, en caso de producirse el emplazamiento y erupción de nuevo magma, de cualquier composición, la actividad resultante dominante sería magmática explosiva, posiblemente de tipo estromboliano, con la emisión de depósitos de caída y emisión de proyectiles balísticos; o efusiva, con la emisión de flujos de lava y/o emplazamiento no explosivo de domos. Sin embargo, si las condiciones geohidrológicas lo permiten, podría presentarse la interacción explosiva de magma y agua, con una duración limitada de horas a pocos días.



► **Figura 75.** A) Mapa de densidad de puntos del graben Ceboruco-San Pedro. La mayor densidad de volcanes monogenéticos se encuentra en el cráter del volcán Ceboruco, aunque también se reconocen dos zonas de mayor densidad en los flancos SE y NW. B) Mapa de densidad obtenido a partir de la función de probabilidad Kernel indicando el porcentaje de la densidad espacial total y de probabilidad de ocurrencia de una futura erupción monogenética en diferentes áreas dentro del graben: Blanco=99%, azul claro=95%, azul=84%, verde=67%, verde claro=50%, amarillo=33%, naranja=16% y rojo=5%.

Con relación a la caída de piroclastos y ceniza, normalmente las columnas eruptivas asociadas a las erupciones monogenéticas son de pocos kilómetros de altura (aunque en algunos casos de erupciones freatomagmáticas han alcanzado hasta 20 km). En general, el espesor y tamaño de fragmentos de los depósitos de caída disminuyen con la distancia al centro emisor. No obstante, en el área más proximal, abarcando unas decenas de kilómetros cuadrados de la apertura, puede producirse la caída copiosa de ceniza y es probable que inhabilite las infraestructuras que se encuentren en esta área. La emisión de bombas volcánicas y bloques balísticos se produce, de manera general, en el área definida por los conos de escoria o los anillos de tefra. Estos fragmentos pueden tener hasta 1 m de diámetro, como se observó en los anillos de tefra Potrerillo II y San Juanito, los cuáles serían capaces de causar severos daños al impactar sobre edificaciones, vías de comunicación y/o vegetación. Además del daño causado por la fuerza de inercia, también es posible que las bombas más grandes, todavía a altas temperaturas, causen incendios. Otros tipos de peligro asociados con las erupciones monogenéticas incluyen temblores locales de baja a moderada magnitud y jets densos de tefra.

También pueden generarse impactos asociados al emplazamiento de flujos de lava. Si bien las áreas de inundación de estos flujos de lava no son grandes, cabe resaltar que su emplazamiento puede durar mucho más que las fases explosivas (probablemente de semanas a meses). Los flujos de lava están controlados por la topografía y se emplazan en las zonas más bajas, dentro de los cauces de las quebradas, modificando la red hidrográfica local, al menos temporalmente. Por su temperatura pueden provocar incendios, soterrar suelo fértil y destruir estructuras y edificaciones. Asimismo, la erupción Potrerillo II culminó con el emplazamiento de un domo. Dependiendo de diversos factores, un domo puede tener explosiones durante su emplazamiento, pero éstas son localizadas y su impacto delimitado al área cercana al centro de emisión.

Aunque, como se mencionó, las manifestaciones de actividad freatomagmática han sido raras en la zona, su ocurrencia implicaría la generación de oleadas piroclásticas basales (corrientes de densidad piroclástica diluida). Este tipo de oleadas son el principal peligro en las erupciones monogenéticas, ya que son fenómenos altamente destructivos. Viajan de manera radial desde el centro eruptivo a velocidades que pueden sobrepasar los 100 km/h y pueden tener temperaturas cercanas a los 200°C. El alcance de las oleadas basales desde los centros de emisión hasta el emplazamiento completo del depósito puede ser de hasta 5 km (de 2-3 km en promedio). Su presión dinámica dentro del primer kilómetro de recorrido puede ser muy alta, con capacidad para derribar edificaciones pequeñas, árboles y afectar seriamente vías de comunicación como carreteras y vías de ferrocarril.

En general el impacto de los fenómenos asociados a las erupciones monogenéticas queda restringido a áreas de menos de 1 km² a pocos kilómetros cuadrados, abarcando la zona donde se ha construido el cono de escoria o el anillo de tefra. Aunque el área de mayor impacto es bastante reducida, aún comparada con erupciones pequeñas a moderadas de volcanes poligenéticos, las erupciones monogenéticas pueden tener un alto impacto en el paisaje, uso de suelo y el ambiente de la zona donde ocurren. El nacimiento y construcción del volcán Parícutín (Michoacán) de 1943 a 1952 es un buen ejemplo que ilustra sobre los impactos de este tipo de erupciones.

IV. Evaluación de peligros volcánicos del volcán Ceboruco

Los mapas de peligro por cada fenómeno volcánico (caída de cenizas, fragmentos balísticos, flujos y oleadas piroclásticas, flujos de lava y lahares), elaborados con base en el historial eruptivo del volcán Ceboruco, se integraron en tres mapas para cada uno de los escenarios de peligro establecidos (Tabla 6) y finalmente en uno general, simplificado, para su difusión a la población.

Los mapas en formato digital, en capas de información para el SIG, pueden visualizarse de diferentes formas y con diferentes combinaciones en función del uso u objetivo que se persiga, para fines de ordenación territorial, planeación de infraestructuras o preparación de emergencias. Los mapas diseñados para este documento o para difusión en formato impreso tratan de incorporar todos los aspectos del peligro vinculado a una futura erupción del volcán Ceboruco, pero de forma que su lectura sea posible para personas no tan familiarizadas con la vulcanología y los fenómenos asociados a la actividad volcánica.

Cabe considerar, que con anterioridad o contemporáneamente al desarrollo de una erupción, independientemente de su tipología y magnitud, pueden producirse otros fenómenos peligrosos que no es posible representar en un mapa. Estos son principalmente la ocurrencia de actividad sísmica y la emisión de gases volcánicos.

La actividad sísmica se produce principalmente por el emplazamiento de magma en el interior del edificio volcánico, a través de fracturas, durante su ascenso a la superficie. Los sismos son normalmente de magnitudes entre 1 y 4, aunque en algunos volcanes activos han alcanzado hasta magnitud 5 (p. ej. en el Popocatepetl en 2013) La intensidad de la afectación de estos sismos depende de la profundidad en la que ocurren y del tipo de infraestructuras presentes en las comunidades a las que afecten.

Otro de los fenómenos asociados a la actividad volcánica que no queda representado en el registro geológico es la emisión de gases volcánicos, pre- y sin-eruptivos, que pueden tener efectos sobre la salud de la población, sobre el suelo y los cultivos. Estos gases son vapor de agua (que, aunque es inocuo puede estar a altas temperaturas), dióxido de carbono y dióxido de azufre, pero también ácido sulfhídrico y otros tipos de ácidos. Actualmente el volcán Ceboruco presenta emanaciones desde el cráter central y en el cráter exterior, principalmente de vapor de agua. Sin embargo, una futura reactivación del volcán podría generar emisiones más intensas de estos gases o podría producir la aparición de nuevas áreas con fumarolas, por el ascenso de magma a la superficie. Una de las principales problemáticas asociadas a los gases volcánicos es la producción de lluvia ácida por reacciones de los gases azufrosos con agua de lluvia. El incremento de acidez en la precipitación puede provocar daños en los cultivos, una reducción de la productividad de los suelos y contaminación superficial de los cuerpos de agua, además de irritaciones en la piel y ojos de las personas.

Por otra parte, si la actividad eruptiva tiene lugar durante la época de lluvias, es altamente probable la generación de lahares (ver capítulo 14), al movilizarse los depósitos sin consolidar emplazados durante la erupción. Pero también es posible la generación de lahares post-eruptivos en los años posteriores a la erupción, por lo que los efectos de este fenómeno pueden prolongarse mucho tiempo después de ocurrida la actividad eruptiva.

Por todo ello, una futura erupción volcánica debe ser considerada como un problema multiamenaza, aspecto que debe ser considerado para la preparación de las comunidades y las acciones encaminadas a la reducción del riesgo volcánico.

15. Mapas de peligro volcánico de los escenarios eruptivos definidos para el volcán Ceboruco

Cada uno de los fenómenos volcánicos que se presentan en el transcurso de una erupción conlleva diferentes grados de peligrosidad debido a las diferentes formas de emisión y emplazamiento de los productos volcánicos. Por ello, se realizaron mapas específicos para cada uno de los fenómenos. Sin embargo, es necesario considerar que raramente estos fenómenos volcánicos se presentan individualmente, sino que lo hacen de forma simultánea o con muy poco tiempo de diferencia durante el desarrollo de la erupción. Por ello, se han elaborado también mapas de peligro para cada uno de los escenarios considerados que muestran las áreas que podrían resultar afectadas según la actividad volcánica que puede presentarse en el futuro, así como el tipo y cantidad de productos volcánicos que cada una de estas erupciones podrían emitir (Tabla 6).

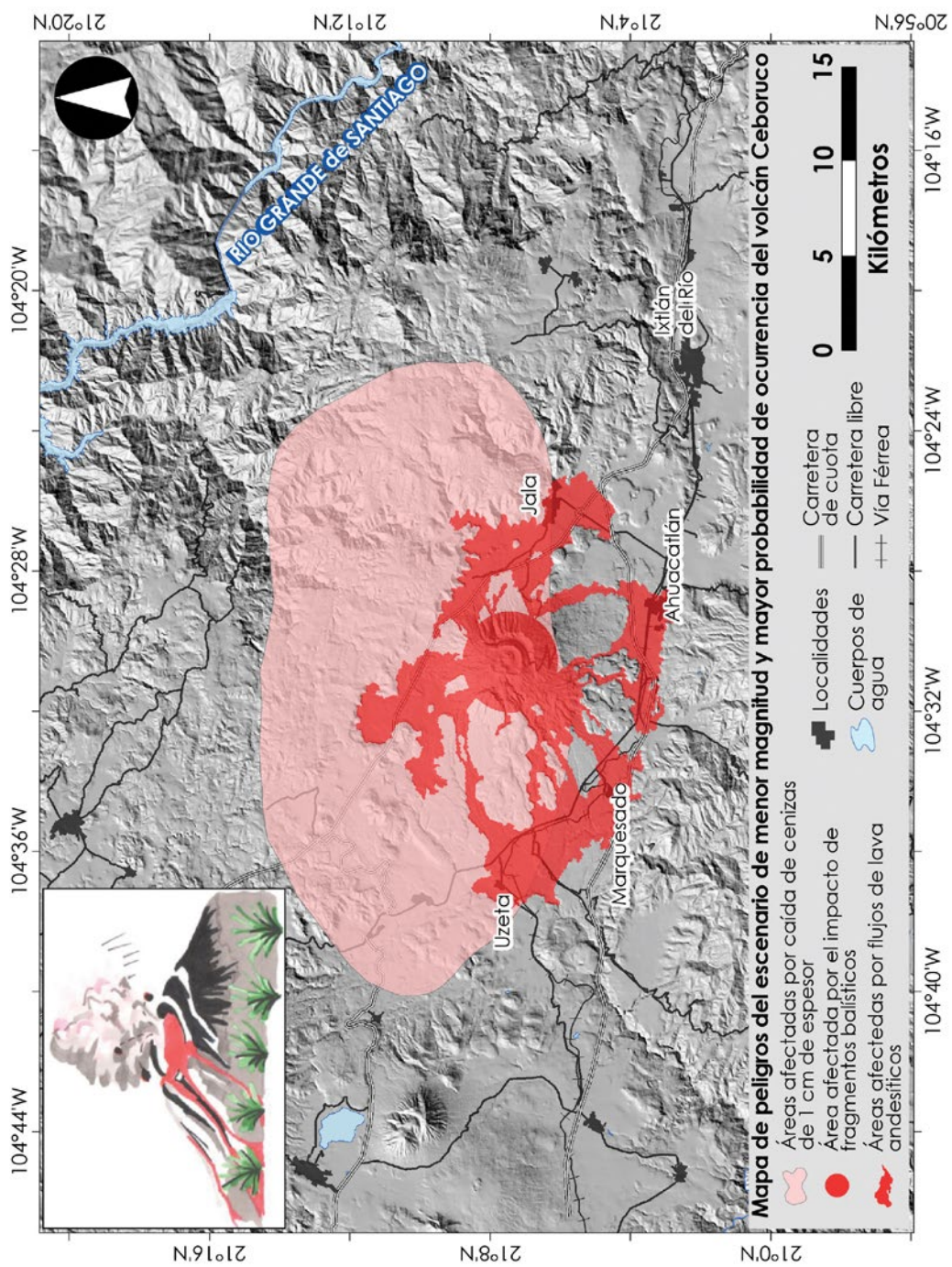
15.1. Escenario de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia (escenario 1)

El mapa de peligros para el escenario 1, de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia (Figura 76), indica las áreas que podrían resultar afectadas por la caída de ceniza, por la emisión de fragmentos balísticos y por la emisión de flujos de lava en caso de ocurrir una erupción efusiva de composición andesítica con fases explosivas de pequeña a moderada magnitud (erupción con VEI<2).

En una erupción de este tipo las fases explosivas estarían asociadas a la apertura del conducto y a la expulsión en superficie de fragmentos balísticos de tamaños variables (mayoritariamente menores a 50 cm de diámetro) y a la emisión y dispersión de cenizas desde una columna eruptiva de pocos kilómetros de altura (5 km como máximo). Sin embargo, la mayor parte del volumen de magma involucrado en esta erupción sería emitido a través de un flujo de lava.

Los fragmentos balísticos afectarían un área circular de 2.5 km de radio alrededor del cráter del volcán Ceboruco. Esta área de aproximadamente 20 km² podría ser impactada por cualquier producto de la erupción y es el área de mayor peligro. En esta zona se encuentran actualmente las antenas de radiotransmisión y de microondas de varios medios de comunicación y de empresas de telefonía, por lo que sería necesario considerar disponer de antenas de repetición o de apoyo que pudieran sustituir a éstas en caso de resultar afectadas.

La dispersión y caída de cenizas, representada en el mapa en rojo tenue, podrían afectar un área máxima de 468 km², con morfología elíptica hacia el NW, N y NE desde el volcán, donde podría acumularse hasta 1 cm de espesor de estos materiales. Cabe resaltar que en función de la época del año en la que ocurriera la erupción, y en función de la dirección y velocidad de los vientos un sector podría resultar más afectado que otro, con un alcance máximo de 18 km del cráter del volcán Ceboruco. La caída de cenizas afectaría especialmente la población de Jala y el tramo de autopista que transcurre al N del volcán, provocando problemas de visibilidad y circulación en esta vía. El



► **Figura 76.** Mapa de peligros del escenario 1, de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia. Los productos de una erupción efusiva con componentes explosivos podrían afectar un área de 500 km² alrededor del volcán.



área cubierta por espesores de ceniza mayores, de 3 cm o 5 cm, es mucho menor, de 30 km² y 4 km² respectivamente, restringiéndose al cono volcánico, pero debe considerarse que en estas áreas la disrupción por el impacto de la ceniza sería más intensa.

En rojo intenso se señaló en el mapa (Figura 76) el área global de 120 km² que podría resultar afectada por la inundación de flujos de lava andesíticos. Debe considerarse que, al producirse una futura erupción, lo más probable es que ocurran solamente 1 o 2 de estos derrames, desde alguno de los centros de emisión considerados en la zona somital del volcán o desde las partes altas de sus laderas. Cada flujo individual (Tabla 11) tiene longitudes entre 8 y 15 km, inunda áreas entre 10 y 25 km² y representa volúmenes entre 0.05 y 0.48 km³. Los efectos del emplazamiento de uno de estos flujos serían la pérdida total del suelo en las zonas por donde fluyen, la destrucción de infraestructura, especialmente el corte de vías de comunicación (carreteras y autopistas) y la posibilidad de generar incendios en las laderas del volcán por las altas temperaturas de la lava. Por otra parte, será necesario considerar zonas de seguridad en el perímetro del flujo de lava por la posibilidad de rodamiento y caída de bloques incandescentes desde su frente y laterales.

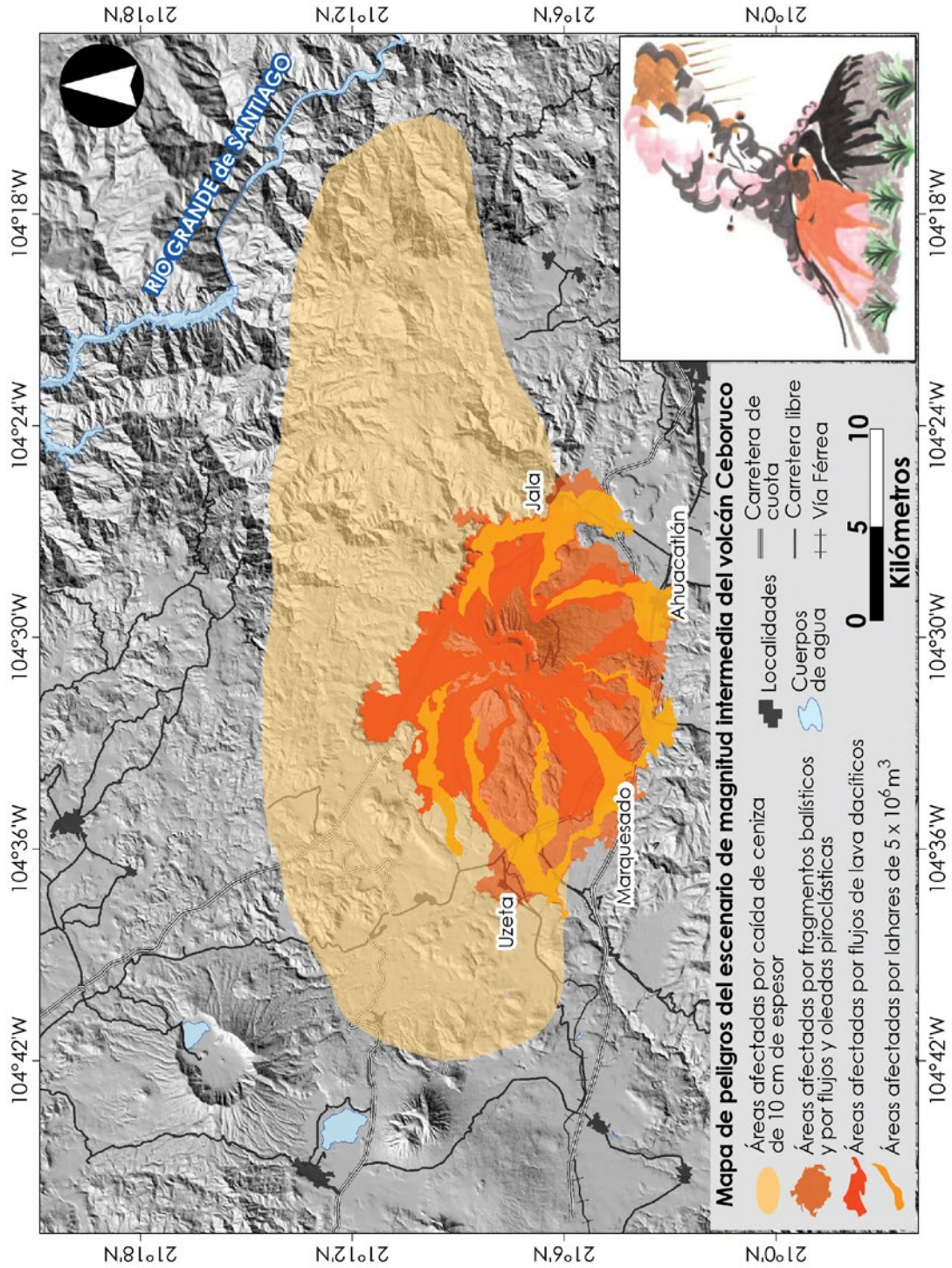
Una erupción como la considerada en este escenario no emitiría un volumen grande de material fragmentado que pudiera ser movilizad posteriormente como un flujo de escombros, por lo que no se ha considerado la posibilidad de generación de lahares en este escenario.

15.2. Escenario de magnitud y probabilidad de ocurrencia intermedia (escenario 2)

En el mapa de peligros del escenario 2, de magnitud y probabilidad intermedia (Figura 77), se han integrado las áreas que podrían resultar afectadas por la emisión y dispersión de cenizas, la emisión de fragmentos balísticos, el emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas, la emisión de flujos de lava y la generación de lahares.

Esto da idea que la erupción considerada para este escenario, de tipo vulcaniano, es más violenta que la erupción considerada en el escenario 1 y también más compleja, con mayor número de fases explosivas y efusivas.

La actividad explosiva se produciría al inicio de la erupción, durante la apertura del conducto y podría repetirse en sucesivos pulsos con intervalos entre horas y días, formando una columna eruptiva de entre 5 y 15 km de altura. Los productos piroclásticos de mayor tamaño caerían como fragmentos balísticos en un radio de 3.5 km abarcando un área de aproximadamente 40 km², pero los de menor tamaño, las cenizas, podrían ser distribuidos en un área mucho mayor, representada en naranja pálido en el mapa (Figura 77), de 630 km², donde podrían acumularse más de 10 cm de depósito, área de un orden de magnitud superior a la distribución de cenizas del escenario 1. La distribución de las cenizas sería principalmente hacia el ENE y WSW, en función de la época del año en la que ocurriera la erupción. Cabe señalar que la distribución de cenizas con espesores inferiores a 10 cm sería mucho mayor, abarcando un área de más de 2,000 km², con un alcance máximo de 41 km, en las cercanías de Compostela y de Mesa de las Flores, al W y E del volcán Ceboruco, respectivamente. Como ya se mencionó, el impacto de los fragmentos balísticos y de espesores importantes de cenizas en el cono volcánico podría provocar daño a las infraestructuras, principalmente de construcción mixta.



► **Figura 77.** Mapa de peligros del escenario de magnitud y probabilidad de ocurrencia intermedia.



En los alrededores del edificio volcánico, las cenizas volcánicas pueden ocasionar daños a la salud de las personas, principalmente en vías respiratorias y mucosas y provocar el cierre temporal de vías de comunicación importantes por la reducción de la visibilidad y de la capacidad de tracción de las llantas de los vehículos.

Uno de los fenómenos más peligrosos asociados a las fases explosivas es la ocurrencia de flujos piroclásticos y de oleadas piroclásticas que, en el caso de una erupción como la que describe este escenario, podrían cubrir un área de 160 km², afectando todas las laderas del volcán Ceboruco. Los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas asociadas se producen por el colapso de la columna eruptiva y afectan normalmente uno de los sectores del volcán, normalmente donde el borde del cráter tiene menor altitud. Sin embargo, por la imposibilidad de conocer a priori el sector que podría resultar afectado, se señalan en el mapa (en color naranja medio) todas las laderas del volcán como potencialmente afectables por este fenómeno. En caso de producirse hacia el sector SE, las oleadas piroclásticas podrían alcanzar la población de Ahuacatlán. El paso de un flujo turbulento y el emplazamiento de los depósitos de flujo y oleada piroclástica provocarían la destrucción total de vegetación e infraestructura de la zona afectada y la muerte de las personas que se encontraran en el lugar.

En este escenario también es posible que se produzcan fases efusivas, con salida de magma a la superficie de forma menos violenta pero continua. Las fases efusivas podrían dar lugar a la emisión de flujos de lava dacíticos, desde alguno de los centros de emisión situados en la cima del volcán o en las partes altas de sus laderas. Por otra parte, por la mayor viscosidad de estas lavas, también sería posible la formación de un domo de bloques de lava en la boca eruptiva. El domo podría tener alturas entre 20 y 150 m, si consideramos las dimensiones de los domos emplazados en el interior del cráter del volcán Ceboruco y podría romperse o colapsar parcialmente por el efecto de pulsos de actividad explosiva en el transcurso de la erupción.

El área global cubierta por los flujos de lava en el mapa, de 105 km², no sería afectada en su totalidad, sino que, con probabilidad, solamente se emitiría uno de los flujos. Los derrames de lava individuales integrados en el mapa y representados en naranja intenso tienen alcances en el rango de 6 a 8 km, inundan áreas entre 12 y 25 km², en las laderas del volcán Ceboruco y corresponden a volúmenes de lava de 0.4 a 2 km³, debido a que pueden ser flujos de entre 40 y 140 m de espesor. Además de efectos similares a los descritos para las lavas andesíticas del escenario de menor magnitud, cabe considerar la mayor posibilidad del colapso del frente de estos flujos al emplazarse, generando flujos piroclásticos de pequeño volumen, así como el rodamiento y caída de bloques desde todo su perímetro. Los flujos de lava emitidos desde centros de emisión al N del cráter del volcán Ceboruco podrían afectar un amplio tramo de la autopista Guadalajara-Tepic. Los flujos de lava emitidos desde las partes más altas de la ladera SW alcanzarían la carretera libre Ixtlán-Tepic y las poblaciones de Ahuacatlán, Uzeta y Marquesado.

Por la disponibilidad de material suelto y fragmentado, producido por las diferentes fases explosivas de esta erupción, sería posible la generación de lahares con volúmenes de hasta 5 millones de m³ (zonas en naranja claro en el mapa de la Figura 77), inmediatamente posteriores a la erupción, en caso

de producirse ésta durante la época de lluvias, o en años posteriores si ocurre durante la época seca. Los lahares tendrían su origen en la parte media de las laderas del volcán Ceboruco, en una o varias de las quebradas que surcan el edificio volcánico. Cada flujo de escombros podría alcanzar longitudes entre 8 y 13 km e inundar áreas entre 6 km² y 8 km², siendo los del sector W los que podrían tener mayores alcances y afectar la población de Uzeta, cercana al río Ahuacatlán donde drenan todas las quebradas del volcán Ceboruco. Los daños sobre infraestructuras y vías de comunicación que puede producir un lahar son diversos en los sectores donde se emplaza, por la presión dinámica de los materiales que transporta. Los lahares también tienen la capacidad de modificar la morfología de las quebradas y valles que afectan.

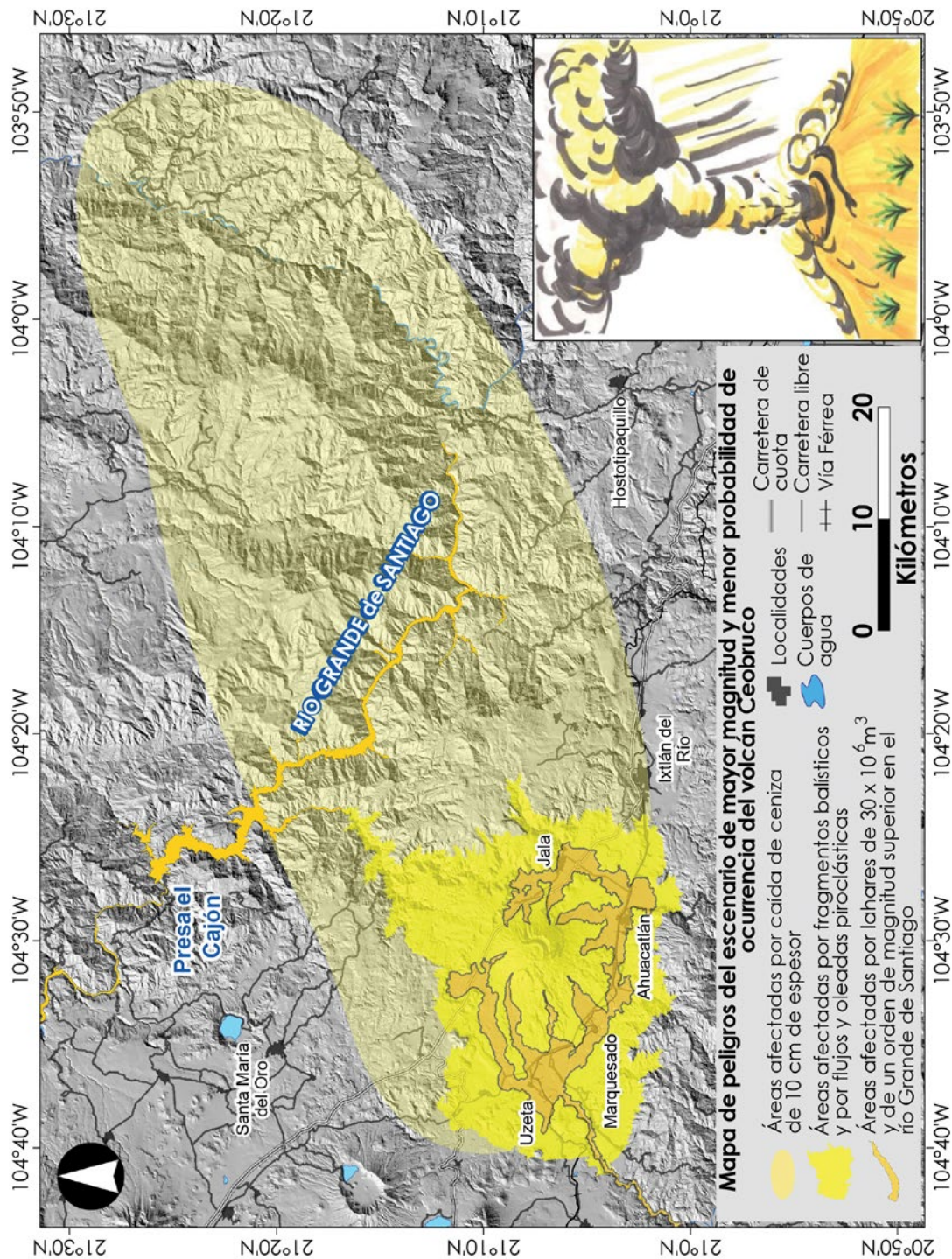
15.3. Escenario de mayor magnitud y menor probabilidad de ocurrencia (escenario 3)

En el mapa de peligros del escenario de mayor magnitud y menor probabilidad de ocurrencia (Figura 78), también denominado escenario 3, se representan en diferentes tonos de amarillo las áreas que podrían resultar afectadas por la emisión de fragmentos balísticos, la dispersión y caída de cenizas, el emplazamiento de flujos y oleadas piroclásticas y la generación de lahares. La erupción que describe a este escenario es de tipo pliniano, de gran magnitud, por lo que se considera que casi la totalidad del magma involucrado se emite de forma explosiva, como material fragmentado, desde columnas eruptivas con alturas superiores a 15 km, que pueden ser pulsantes.

Los fragmentos balísticos producidos por esta erupción pueden tener tamaños de varios centímetros hasta un metro y pueden impactar un área circular de 5 km de diámetro en torno al cráter del volcán Ceboruco, afectando un área de aproximadamente 80 km², que engloba, además de todas las laderas del volcán Ceboruco, parte de las planicies aledañas.

La columna eruptiva de una erupción pliniana puede colapsar dando lugar a flujos piroclásticos y a oleadas piroclásticas asociadas. En amarillo intenso se ha señalado el área, de 540 km² que podría resultar afectada por estos fenómenos. Esta zona tendría alcances de 15 km al NW y SE desde el cráter del volcán Ceboruco y de 20 km al NE y SW, afectando grandes extensiones de las planicies aledañas al volcán e incluso los relieves de la Sierra Madre Occidental en el sector N del volcán Ceboruco. El emplazamiento de flujos piroclásticos, por su mayor densidad, está controlado por la topografía. Por el contrario, las oleadas piroclásticas, más diluidas, podrían superar barreras topográficas y sobrepasar el desnivel topográfico que representa el borde N-NE del graben. Como ya se mencionó, el colapso de la columna eruptiva no se produce radialmente, sino que afecta a uno o varios sectores del volcán, pero no es posible delimitar a priori cuál de los sectores podría resultar afectado.

La caída de cenizas asociada a columnas eruptivas de más de 20 km de altura podría afectar, con depósitos de hasta 10 cm de espesor, un área de 3,750 km², representada en amarillo claro en el mapa (Figura 78). Esta área, con alcances de hasta 80 km en dirección NE, engloba extensas zonas de la Sierra Madre Occidental pertenecientes a la cuenca del Río Grande de Santiago. La caída de cenizas podría afectar directamente las presas El Cajón y la Yesca, así como la población de Ixtlán del Río, con varios centímetros de espesor. En el interior del graben Ceboruco-San Pedro la caída de cenizas podría producir depósitos masivos de piroclastos y cenizas de 50 cm a 1 m en un área de casi 500 km², afectando directamente las poblaciones de Jala, Ahuacatlán, Marquesado, Uzeta y Tepexpan,



► **Figura 78.** Mapa de peligros del escenario de mayor magnitud y menor probabilidad de ocurrencia. Además de extensas áreas alrededor del volcán Ceboruco, los materiales depositados sobre los relieves de la Sierra Madre Occidental podrían generar lahares en el valle del Río Grande de Santiago.

donde ocurriría el colapso completo de infraestructuras y viviendas, incluso de las más sólidas, por el peso de los materiales piroclásticos, especialmente si éstos se humedecen, lo que puede producirse si la erupción ocurre durante la época de lluvias (ver capítulo 14.1).

Adicionalmente, ocurriría la formación de lahares de gran volumen, de forma simultánea a la erupción o más probablemente de forma posterior, durante las épocas de lluvia subsecuentes, tanto en las laderas del volcán como en las laderas más escarpadas de la Sierra Madre Occidental, donde se acumularían cenizas y piroclastos. Los lahares de mayor volumen generados en las laderas del volcán Ceboruco podrían tener alcances de 18 a 55 km, afectando varios de ellos el curso del río Ahuacatlán hasta zonas muy alejadas del volcán hacia el SW. La destrucción generada por los lahares está asociada a la inundación y deposición de sedimentos en zonas amplias de las terrazas laterales de los cursos fluviales donde discurren y también al impacto de los bloques acarreados por el lahar sobre la infraestructura. Por otra parte, como se mencionó en el capítulo 14.5, los lahares que podrían formarse por la removilización de material piroclástico suelto sobre las laderas de la Sierra Madre Occidental confluirían en el río Grande de Santiago hasta la presa El Cajón, con volúmenes un orden de magnitud superiores a los del escenario de mayor magnitud en el volcán Ceboruco. Los impactos de un lahar de estas características serían diversos y muy severos para las márgenes del río y para la infraestructura de la presa El Cajón. La entrada del flujo en el lago de la presa provocaría el desplazamiento de un volumen de agua que con mucha probabilidad rebasaría el muro de la presa y sus desagües. El material más denso de los flujos sedimentaría en el fondo del valle provocando un importante y rápido asolvamiento, mientras que los materiales menos densos (la pómez y restos de vegetación) flotarían en la superficie del agua. La capacidad abrasiva de la pómez, aun mezclada con agua, puede tener efectos dañinos en las construcciones y maquinaria de la estación hidroeléctrica.

16. Mapa de peligro volcánico general del volcán Ceboruco

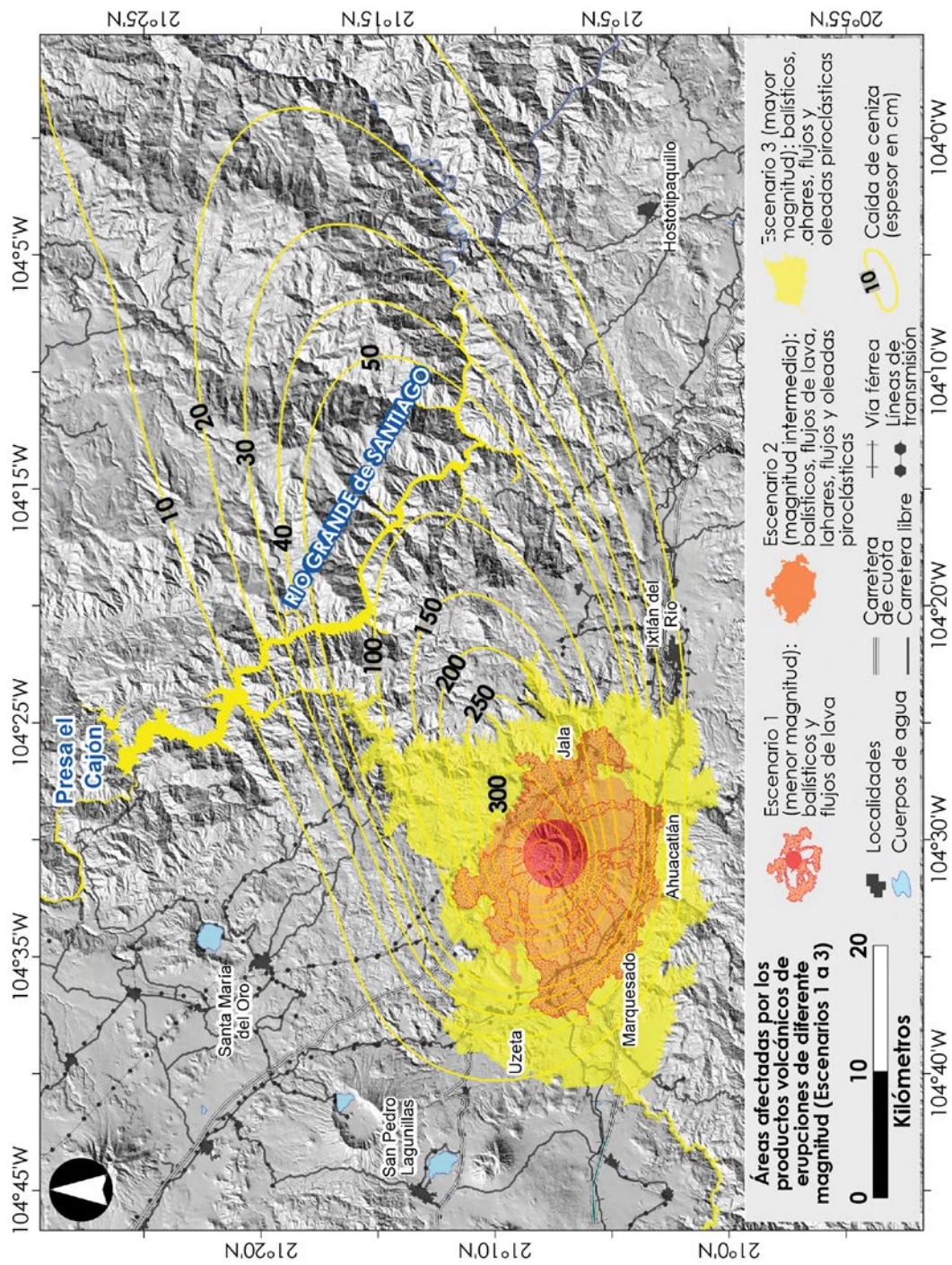
El mapa de peligros general del volcán Ceboruco (Figura 79) muestra de forma resumida las áreas que podrían ser impactadas por el conjunto de productos que se emitirían en caso de producirse alguna de las erupciones futuras, como las descritas en cada uno de los escenarios de peligro (Tabla 6). El mapa se elaboró atendiendo a criterios de claridad y sencillez, tratando de no simplificar demasiado la información contenida en los diferentes mapas de peligros volcánicos por cada fenómeno volcánico y por cada escenario eruptivo.

Las áreas afectadas por los productos de cada uno de los escenarios se representaron en diferentes colores. En rojo o rojo punteado se señalaron las zonas afectables en el escenario de menor magnitud y mayor probabilidad de ocurrencia, que están restringidas a la cima y laderas del cono volcánico, aunque los flujos de lava, según donde ocurrieran, podrían afectar amplias zonas de cultivo en las planicies aledañas al volcán y varias de las comunidades situadas al S y SW, como Ahuacatlán, Marquesado y Uzeta, además de amplios tramos de las autopistas y carreteras principales. En naranja se señalaron las áreas que serían impactadas en caso de ocurrir una erupción vulcaniana con fases efusivas dacíticas, correspondiente al escenario de probabilidad y magnitud intermedias. Además del edificio volcánico, en este escenario también podrían resultar afectadas las vías de comunicación y comunidades al S-SW y N del volcán. Finalmente, en amarillo se indicó la extensión de las áreas que podrían ser impactadas en el escenario de mayor magnitud y menor probabilidad de ocurrencia,



correspondiente a una erupción pliniana. Esta zona, con alcances superiores a los 20 km desde el cráter del volcán, incluye por completo los pueblos y ciudades al SE-S-SW del volcán, hasta las inmediaciones de Ixtlán del Río. Al N-NE los impactos más severos de esta erupción alcanzarían las inmediaciones del pueblo de Jala, la autopista Guadalajara-Tepic, podrían superar la barrera topográfica que representa el borde NE del graben Ceboruco-San Pedro y afectar zonas en la Sierra Madre Occidental. El área en amarillo opaco incluye las áreas impactadas por balísticos, caída masiva de piroclastos y ceniza, flujos y oleadas piroclásticas y lahares, varios de los cuales, como ya se mencionó en capítulos previos, fluirían hacia el S-SW en la cuenca del río Ahuacatlán, hasta distancias de 55 km en su cauce. También se representó en el mapa la posibilidad de ocurrencia de lahares en la cuenca del río Grande de Santiago en caso de producirse una erupción pliniana en el escenario de mayor magnitud. Este lahar, con una longitud de 55 km, podría generar grandes cambios en la configuración del río en ese sector y daños a la infraestructura de la Presa El Cajón.

Adicionalmente, el mapa incluye el área que podría ser impactada por la caída de cenizas con diferentes espesores (isopacas) en caso de una erupción pliniana. Los depósitos de ceniza afectarían todo el sector central del graben Ceboruco-San Pedro y se extenderían hacia el NE sobre amplias zonas de la Sierra Madre Occidental. Las áreas que podrían resultar afectadas por caída de cenizas en los escenarios de menor magnitud y magnitud intermedia son mucho menores, pero están englobadas en el área representada en el mapa.



► **Figura 79.** Mapa de peligros general del volcán Ceboruco.

17. Conclusiones, recomendaciones y trabajos futuros

El proyecto desarrollado para la evaluación de peligros volcánicos del volcán Ceboruco (Nayarit), ha permitido sintetizar información relevante, evaluar la peligrosidad y elaborar los mapas de peligro del volcán Ceboruco, uno de los 15 volcanes más activos de México. De esta forma, se realiza un aporte sustancial al conocimiento del volcanismo y de la peligrosidad volcánica del sector occidental del Cinturón Volcánico Mexicano, que, con excepción del volcán de Colima, no contaba con mapas de peligro volcánico.

En este sentido, cabe destacar la importancia de plantear futuros proyectos de evaluación de peligro volcánico para otros estratovolcanes en el graben Tepic-Zacoalco, como por ejemplo los volcanes Tequila, Sangangüey y San Juan, que se encuentran en las inmediaciones de ciudades y poblaciones importantes entre Guadalajara y Tepic.

La evaluación de peligros para el volcán Ceboruco confirma su alta peligrosidad y resalta la necesidad de densificar las redes de monitoreo volcánico e implementar un sistema de vigilancia permanente en este volcán.

Erupciones futuras, aun de pequeña magnitud, pueden generar severos daños a la infraestructura y a la forma de vida de las poblaciones en el entorno del volcán Ceboruco. Por otra parte, la ocurrencia de una erupción pliniana como la del escenario de mayor magnitud, puede afectar infraestructura estratégica para la región, directamente, como en el caso de la presa El Cajón e indirectamente a las presas La Yesca y Aguamilpa, las cuales proveen un porcentaje importante de la energía eléctrica a los estados de Nayarit y Jalisco.

Aunque este tipo de escenario ocurre en un rango temporal que supera el de una vida humana, es un escenario factible y no debe dejar de considerarse para fines de ordenamiento territorial y planificación del desarrollo. La planeación, diseño e implementación de infraestructuras estratégicas de comunicación, energéticas o de crecimiento urbano en el estado de Nayarit debe considerar las áreas que podrían resultar afectadas por los productos de una erupción de tipo pliniano en sus planes de desarrollo y gestión de riesgo.

Por ello, la presente evaluación de peligros justifica la necesidad de divulgar a la población, a las instancias de Protección Civil y a las instituciones con competencias en gestión de riesgos y planeación de infraestructuras los resultados y los mapas producidos. A diferencia de otros volcanes del Cinturón Volcánico Mexicano con actividad casi permanente, como los volcanes de Colima y Popocatepetl, la percepción sobre la posibilidad de reactivación de la actividad volcánica por parte de la población en el sector SW del estado de Nayarit es escasa o inexistente. Sería importante y necesario trabajar con los municipios y comunidades en la preparación de planes de desarrollo y gestión de riesgos que incluyeran la información conocida sobre el volcanismo de la región y sus peligros asociados. El mapa de peligros general del volcán Ceboruco, en formato impreso, puede constituir un recurso útil para este fin.



Se recomienda la integración de los mapas de peligros por fenómeno volcánico y por escenario de peligro, en su formato digital, en el Atlas Nacional de Riesgos del Sistema Nacional de Protección Civil, gestionado por el CENAPRED. Cabe resaltar que los mapas podrán ser actualizados y modificados en función de la nueva información geológica que se obtenga en el futuro, de la revisión de los escenarios eruptivos y de posibles nuevas simulaciones que puedan realizarse con otras herramientas de cómputo que se consideren más adecuadas.

Así mismo, se recomienda la integración de estos mapas a los Sistemas de Información Geográficos de la Comisión Federal de Electricidad. Especialmente importante se considera plantear un estudio de detalle de la evaluación de peligro por lahares en la cuenca del río Grande de Santiago en el tramo entre las presas La Yesca y Aguamilpa. Además del impacto probable de depósitos de ceniza de varias decenas de centímetros de espesor en amplias zonas de la cuenca, en caso de producirse una erupción pliniana del volcán Ceboruco, es también probable que esta zona pudiera ser afectada por los depósitos de erupciones de otros volcanes en el graben Tepic- Zacoalco. Estos depósitos podrían ser removilizados por las precipitaciones estacionales y generar lahares de gran volumen. Para una simulación detallada de este fenómeno será necesario disponer de un DEM de alta resolución, que incluya las modificaciones de la topografía y geomorfología como consecuencia de la construcción de estas presas. Como ya se mencionó, el impacto de grandes volúmenes de pómez y ceniza en forma de lahar podría generar severos impactos a la infraestructura hidráulica de la presa El Cajón.

Otros trabajos futuros que será necesario abordar son la ampliación y estudio a detalle de la peligrosidad asociada al volcanismo monogenético en el graben Tepic-Zacoalco, con énfasis en el sector del graben Ceboruco-San Pedro. Especialmente importante es el estudio de detalle de las características hidrogeológicas regionales y locales del substrato para determinar su influencia en la ocurrencia de fases freatomagmáticas durante la construcción de nuevos volcanes de este tipo. El estudio de detalle de tres volcanes monogenéticos (Potrerillo I, Potrerillo II y San Juanito) presentados en este trabajo, adolece de algunas debilidades debido a la limitación de información disponible en este y otros aspectos, por lo que a continuación se detallan algunas recomendaciones de trabajos futuros:

- a) Fechamientos isotópicos confiables. El fechamiento de las erupciones o fases eruptivas es prioritario porque permite disponer de un marco de referencia para establecer relaciones de tipo espacial, temporal, composicional, eruptivo, morfológico y deposicional con otros eventos eruptivos en el área, así como inferir condiciones paleoclimáticas que prevalecieron al momento de la erupción. Es recomendable buscar la manera de fechar los eventos estudiados (fechar restos de materia orgánica carbonizada o suelos subyacentes), así como otros eventos volcánicos monogenéticos que no han sido fechados o fechados con márgenes de error considerables, en el área que rodea al volcán Ceboruco.
- b) La calidad y número de afloramientos. Es frecuente que, para un edificio volcánico monogenético, el número y calidad de afloramientos disponibles sea limitado y por tanto la interpretación de la información que proporcionan lo sea también. Sin embargo, los resultados pueden usarse como una aproximación, debido a que no hay otra forma directa de conocer la estructura completa de los anillos de tefra y en general de los edificios volcánicos monogenéticos.

Una opción para el estudio más completo de los depósitos de los edificios volcánicos es el uso de perforaciones, pero su alto costo obliga muchas veces a descartar este método. Otra opción para el estudio de los depósitos mediales y distales de los anillos de tefra es el uso de técnicas geofísicas, como la gravimetría, magnetometría o el radar de penetración terrestre.

Aunque a nivel regional del semi graben Ceboruco no se ha documentado la existencia de otros volcanes monogenéticos que presenten fases freatomagmáticas en su formación, sería recomendable revisar cuidadosamente los depósitos expuestos existentes, así como la morfología de los edificios. Esto es primordial para conocer la dinámica de transporte y depositación de sedimentos para interpretar dinámicas y mecanismos de erupción.

c) Las condiciones litológicas e hidrogeológicas del substrato. Este estudio y otros relacionados con freatomagmatismo resaltan la relevancia primordial de conocer estos factores. Por el momento, en el área de estudio dichas condiciones no se conocen por métodos directos, sino que han sido inferidas de las características y abundancia de los líticos depositados en los anillos de tefra. Para una interpretación más objetiva del grado de influencia de las condiciones hidrogeológicas en la iniciación, progreso y culminación de las fases freatomagmáticas presentes en los edificios volcánicos monogenéticos es necesario conocer la distribución, espesores y características litológicas de las rocas del substrato, entre 200 a 500 m de profundidad y la tipología, distribución, geometría y condiciones hidráulicas de los acuíferos presentes. Una forma de conocer las características litológicas del substrato es por medio de perforaciones de pozos. Además del conocimiento de la hidrogeología local, sería necesario un estudio hidrogeológico regional para localizar los lugares más propensos a fases freatomagmáticas en caso del emplazamiento de un magma.

Otro tema que deberá ser ampliado con relación al volcanismo monogenético es el análisis estadístico de la distribución de volcanes de este tipo para determinar qué zonas son más probables de albergar la construcción de un nuevo volcán y de esta forma poder desarrollar simulaciones de fenómenos volcánicos, especialmente caída de ceniza, flujos de lava y oleadas piroclásticas, orientadas a delimitar las áreas que podrían resultar afectadas por una futura erupción.

Como productos de este proyecto se han sometido tres artículos científicos a revistas indizadas que abordan la mayor parte de la información contenida en la presente memoria. Estos artículos tratan la revisión de la historia eruptiva del volcán Ceboruco y la definición de escenarios de peligro (Sieron *et al.*, parte I, sometido); la elaboración de mapas de peligros por fenómeno volcánico, por escenario eruptivo y general (Sieron *et al.*, 2019); y la caracterización de los volcanes monogenéticos con fases freatomagmáticas en el graben Ceboruco-San Pedro (Agustín-Flores *et al.*, sometido).

Agradecimientos

Este trabajo se desarrolló en el marco del proyecto: “Evaluación de peligros volcánicos del volcán Ceboruco (Nayarit), con énfasis en sus posibles impactos sobre la infraestructura de la Comisión Federal de Electricidad”, financiado por la Comisión Federal de Electricidad (México) a través del convenio CFE-800720929.

El trabajo del Dr. Constantinescu fue financiado a través de las becas postdoctorales de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA, UNAM), en el periodo 2015-2016.

Las modelaciones numéricas de flujos piroclásticos fueron realizadas en el Laboratorio de Geodinámica Computacional del Centro de Geociencias (UNAM, Juriquilla, México).

El Dr. Gianluca Groppelli, del *Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali* (Milán, Italia) asesoró y supervisó los trabajos de modelación de flujos de lava.

Los arqueólogos Raúl Barrera y José Beltrán (Instituto Nacional de Antropología e Historia, INAH) realizaron valiosos aportes sobre los impactos de la erupción pliniana Jala sobre las poblaciones prehispánicas en la región.

El Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) proporcionó información sobre el estado actual de actividad del volcán Ceboruco y facilitó las imágenes de las zonas de fumarolas en el cráter interior.

Saskia Siebe es la autora de las ilustraciones de las erupciones representativas de cada escenario de peligro.

Tom Pfeiffer (www.volcanodiscovery.com) es el autor de prácticamente todas las fotografías de fenómenos volcánicos.

El Ing. Israel Ramírez colaboró en la preparación de diferentes figuras.

Las imágenes SPOT fueron obtenidas a través del acuerdo de colaboración entre la Universidad Autónoma del Estado de México y el Servicio Mexicano de Agricultura y Pesca (SIAP) - ERMEX, bajo la licencia de “*Airbus Defense & Space*”.

El Dr. José Luis Macías, el Dr. José Luís Arce y el Dr. Peter Schaaf revisaron el manuscrito para su publicación.

La Mtra. Andrea Rostan Robledo y la Mtra. Natalia Rentería Nieto, de la Unidad de Apoyo Editorial del Instituto de Geofísica, llevaron a cabo la edición final del documento.

Todas las imágenes, figuras y mapas en las cuales no se cita el origen de la fuente son material de los autores de esta obra.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, 31(9), 773-776.
- Agustín-Flores, J., Siebe, C., Sieron, K., Ferrés, D., González-Zuccolotto, K., 2019. Sedimentary features as indicators of hydrogeological conditions controlling rare initial phreatomagmatic eruption phases of monogenetic volcanoes (Potrerillo and San Juanito) in the Ceboruco graben, western Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, sometido.
- Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., 2003. Física de proyectiles balísticos volcánicos y delimitación de zonas de peligro por su impacto. Tesis de Grado. Licenciatura en Física. Universidad Nacional Autónoma de México, 125 pp.
- Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., Delgado-Granados, H., 2006. Experimental determination of drag coefficient for volcanic materials: calibration and application of a model to Popocatepetl volcano (Mexico) ballistic projectiles. *Geophysical Research Letters*, 33, L11302.
- Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., Delgado-Granados H., Dingwell, D.B., 2012. Hazards map for volcanic ballistic impacts at Popocatepetl volcano (Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 74, 2155-2169.
- Alberico, I., Lirer, L., Petrosino, P., Scandone, R., 2002. A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116 (1), 63–78.
- Alberico, I., Lirer, L., Petrosino, P., Scandone, R., 2008. Volcanic hazard and risk assessment from pyroclastic flows at Ischia island (southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171 (1), 118–136.
- Allan, J.F., 1986. Geology of Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.
- Austin-Erickson, A., Büttner, R., Dellino, P., Ort, M.H., Zimanowski, B., 2008. Phreatomagmatic explosions of rhyolitic magma: experimental and field evidence. *Journal of Geophysical Research*, 113, B1 1201.
- Austin-Erickson, A., Ort, M.H., Carrasco-Núñez, G., 2011. Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 325-341.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London*, 225 (series A), 49-63.
- Banda, L., 1871. Breves noticias del Volcán del Ceboruco. *Boletín de la Sociedad de Geografía y Estadística de la República Mexicana*, Segunda época, tomo III, Imprenta del Gobierno en el Palacio de México, 26-34.

- Barberi, F., Ghigliotti, M., Macedonio, G., Orellana, H., Pareschi, M., Rosi, M., 1992. Volcanic hazard assessment of Guagua Pichincha (Ecuador) based on past behaviour and numerical models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49 (1), 53–68.
- Bárcena, M., 1875. *Geología dinámica: Los terremotos*. En: Edición oficial. Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II, tipografía de S. Banda, Guadalajara, 354 pp.
- Barrera, T., 1931. Zonas mineras de los estados de Jalisco y Nayarit. *Boletín del Instituto Geológico de México*, 51, 5-46.
- Barrios de los Ríos, E., 1908. *Paisajes del Occidente*. Biblioteca Estarsiana, México, 194 pp.
- Baxter, P.J., Neri A., Todesco, A., 1998. Physical modelling and human survival in pyroclastic flows. *Natural Hazards*, 17 (2), 163–176.
- Baxter, P.J., Boyle, R., Cole, P., Neri, A., Spence, R., Zuccaro, G., 2005. The impacts of pyroclastic surges on buildings at the eruption of the Soufrière Hills volcano, Montserrat. *Bulletin of Volcanology*, 67(4), 292-313.
- Bell, B., 1971. Archaeology of Nayarit, Jalisco, and Colima. En: Wauchope, R., Ekholm, G.F., Bernal, I. (Eds.) *Handbook of Middle American Indians* 11, University of Texas Press, Austin, 694-753.
- Bertino, E., Damiani, M.L., Gropelli, G., Norini, G., Aldighieri, B., Borgonovo, S., Comoglio F., Pasquaré, G., 2006. Modelling lava flow to assess hazard on Mount Etna (Italy). From geological data to a preliminary hazard map. En: Voinov, A., Jakeman, A.J., Rizzoli, A.E. (eds): *Proceedings of the iEMSS Third Biennial Meeting: Summit on Environmental Modelling and Software*, International Environmental Modelling and Software Society, Burlington, USA. Disponible en: <http://www.iemss.org/iemss2006/sessions/all.html>. ISBN 1-4243-0852-6978-1-4243-0852-1, 1-8.
- Beverage, J.P. Culbertson, J.K., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *American Society of Civil Engineers, Proceedings, Hydraulics Division Journal*, 90, 117-128.
- Blong, R.J., 1984. *Volcanic Hazards. A sourcebook on the effects of eruptions*. Academic press, Sydney, 424 pp.
- Blong, R., 2003. Building damage in Rabaul, Papua New Guinea, 1994. *Bulletin of Volcanology*, 65, 43-54.
- Boehnel, H., Pavón-Carrasco, F.J., Sieron, K., Nasser Mahgoub, A., 2016. Palaeomagnetic dating of two recent lava flows from Ceboruco volcano, western Mexico. *Geophysical Journal International*, 207 (2), 1203-1215.
- Bonadonna C, Macedonio G, Sparks RSJ (2002) Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. In:

- Druit T, Kokelaar B (eds) The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, The Geological Society, London, Memoirs, vol 21. The Geological Society of London, London, pp 517–537
- Bonadonna C, Macedonio G, Sparks RSJ (2002) Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. In: Druit T, Kokelaar B (eds) The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, The Geological Society, London, Memoirs, vol 21. The Geological Society of London, London, pp 517–537
- Bonadonna C, Macedonio G, Sparks RSJ (2002) Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. In: Druit T, Kokelaar B (eds) The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, The Geological Society, London, Memoirs, vol 21. The Geological Society of London, London, pp 517–537
- Bonadonna C, Macedonio G, Sparks RSJ (2002) Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. In: Druit T, Kokelaar B (eds) The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, The Geological Society, London, Memoirs, vol 21. The Geological Society of London, London, pp 517–537
- Bonadonna, C., Macedonio, G., Sparks, R.S.J., 2002. Numerical modelling of tephra fallout associated with dome collapses and Vulcanian explosions: application to hazard assessment on Montserrat. In: Druit T, Kokelaar B (eds) The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, The Geological Society, London, Memoirs, vol 21. The Geological Society of London, London, pp 517–537.
- Bonadonna, C., Connor, L., Connor, C.B., Courtland, L.M., 2014. Tephra2. <https://vhub.org/resources/tephra2>.
- Bonasia, R., Scaini, C., Capra, L., Nathenson, M., Siebe, C., Arana-Salinas, L., Folch, A. 2014. Long-range hazard assessment of volcanic ash dispersal for a Plinian eruptive scenario at Popocatepetl volcano (Mexico): implications for civil aviation safety. *Bulletin of Volcanology*, 76, 789-805.
- Branney, M.J., Kokelaar, B.P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London, Memoir* 27, 137 pp.
- Browne, B.L., Gardner, J.E., 2004. The nature and timing of caldera collapse as indicated by accidental lithic fragments from the ~1000 A.D. eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130, 93-105.
- Calvari, S., Pinkerton, H., 2001. Brith, growth and morphologic evolution of the ‘Laghetto’ cinder cone during the 2001 Etna eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132, 225-239.

- Capra, L., Norini, G., Groppelli, G., Macías, J.L., Arce, J.L., 2008. Volcanic hazard zonation of Nevado de Toluca Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 469–484.
- Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Norini, G., Gavilanes, J.C., Sarocchi, D., Caballero, C., 2010. Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: surface hydro-repellency as initiation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 105-117.
- Caravantes, A., 1870. El Ceboruco. *La Naturaleza, Periódico Científico de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, Tomo I, Imprenta de Ignacio Escalante, Mexico, 248-252.
- Carey, S., Sparks, R.S.J., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48, 109-125.
- Casadevall, T.J., De los Reyes, P.J., Shneider, D.J., 1996. The 1991 Pinatubo eruptions and their effects on aircraft operations. En: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds): *Fire and mud-eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. University of Washington Press, Seattle, 1071-1085.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2001. Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México. *Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana*. Coordinación Nacional de Protección Civil, Secretaría de Gobernación, México, 225 pp.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2016. Monitoreo hidrogeoquímico del volcán Ceboruco 2015. Reporte interno, 22 pp.
- Chertkoff, D.G., Gardner, J.E., 2004. Nature and timing of magma interactions before, during, and after the caldera-forming eruption of volcán Ceboruco, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 146, 715-735.
- Charbonnier, S.J., Gertisser, R., 2012. Evaluation of geophysical mass flow models using the 2006 block-and-ash flows of Merapi Volcano, Java, Indonesia: Towards a short-term hazard assessment tool. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231, 87–108.
- Chevrel, M.O., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2016. The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. *The Holocene*, 26(3), 471–488.
- Connor, C.B., Hill, B.E., 1995. Three nonhomogeneous Poisson models for the probability of basaltic volcanism: application to the Yucca Mountain region, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research: Solid Earth*, 100 (B6), 10107-10125.
- Connor, C.B., Connor, L.J., 2009. Estimating spatial density with kernel methods. En: Connor, C.B., Chapman, N.A., Connor, L.J. (eds): *Volcanic and tectonic hazard assessment for nuclear facilities*. Cambridge University Press, 331-343.
- Connor, L.J., Connor, C.B., Meliksetian, K., Savov, I., 2012. Probabilistic approach to modeling lava flow inundation: a lava flow hazard assessment for a nuclear facility in Armenia. *Journal of Applied Volcanology*, 1 (1), 3 pp.

- Constantinescu, R., 2012. Methods for quantitative hazard assessment in densely populated areas, with emphasis on pyroclastic flow case study: El Misti and Arequipa, South – Western Peru. PhD thesis. Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca, Romania.
- Costa, J.E., 1988. Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. En: Baker, V.R., Kochel R.C., Patton, P.C. (eds): Flood Geomorphology. Chichester, Wiley, 113–122.
- Damiani, M.L., Groppelli, G., Norini, G., Bertino, E., Gigliuto, A., Nucita, A., 2006. A lava flow simulation model for the development of volcanic hazard maps for Mount Etna (Italy). *Computers & Geosciences*, 32, 512–526.
- Delgado-Granados, H., 2002. Patrones de viento en las cercanías del volcán Popocatepetl, los productos balísticos y sus efectos. En: Las cenizas volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la Aeronavegación e infraestructura Aeroportuaria, CENAPRED, pp. 51-81.
- DeMets, C., Stein, S., 1990. Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications for tectonics of southwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21931-21948.
- DeMets, C., Traylen, S., 2000. Motion of the Rivera Plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318, 119-159.
- Dragoni, M., 1989. A dynamical model of lava flows cooling by radiation. *Bulletin of Volcanology*, 51, 88-89.
- Dragoni, M., 1993. Modelling the rheology and cooling of lava flows. En: Kilburn, C.R.J. and Luongo, G. (eds): *Active Lavas: Monitoring and Modelling*. University College of London Press, 235-261.
- Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. En: Gilbert, J.S., Sparks R.S. J. *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society of London, Special Publication 145, 145–182.
- Druitt, T.H., Young, S.R., Baptie, B., Bonadonna, C., Calder, E.S., Clarke, A.B., Cole, P.D., Harford, C.L., Herd, R.A., Luckett R., Ryan, G., Voight, B., 2002. Periodic vulcanian explosions and fountain collapse at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, 1997. En: Druitt, T.H. and Kokelaar, B.P. (eds): *The eruption of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat from 1995 to 1999*. Geological Society London, Memoir 21, 281-306.
- Espinasa-Pereña, R., 2018. Evaluación del riesgo relativo de los volcanes en México. Resumen en VIII Foro Internacional: Los volcanes y su impacto, Arequipa (Perú). Disponible en: <http://repositorio.ingemmet.gob.pe/handle/ingemmet/1441>
- Fagents, S. A., Baloga, S. M., 2006. Toward a model for the bulking and debulking of lahars. *Journal of Geophysical Research*, 111, B10201.
- Favalli, M., Pareschi, M.T., Zanchetta, G., 2006. Simulation of syn-eruptive floods in the circum Vesuvian plain (Southern Italy). *Bulletin of Volcanology*, 6, 349-362.

- Felpeto, A., Araña, V., Ortiz, R., Astiz, M., García, A., 2001. Assessment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands). *Natural Hazards*, 23, 247-257.
- Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revisited. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G. J., Stock, J.M. (eds.): *Cenozoic tectonics and volcanism in Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 334, 41-64.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofísica Internacional*, 33, 139-151.
- Ferrari, L., Nelson, S.A., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Díaz, G., Venegas-Salgado, S., 1997. Tectonics and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt. En: Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds): *Magmatism and tectonics in central and northwestern Mexico. Selections of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions*. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 85-29.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas-Salgado, S., Romero-Rios, F., 1999. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Geological Society of America Special Paper*, 334, 65-83.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggeli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallón plate. *Tectonics*, 21(4), 17-24.
- Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003. Geology of the San Pedro-Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 165-181.
- Fisher, R.V., 1995. Decoupling of pyroclastic currents: hazards assessments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66 (1), 257-263.
- Folch, A., Costa, A., Macedonio, G., 2009. Fall3d: A computational model for transport and deposition of volcanic ash. *Computers & Geoscience*, 35(6), 1334-1342.
- Foshag, W.F., González, J.R., 1956. Birth and development of Parícutin volcano, México. *United States Geological Survey Bulletin*, 965-D, 355-489.
- Frey, M.H., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3/4), 259-276.

- Fuchs, C.W.C., 1871. Bericht über die vulkanischen Erscheinungen des Jahres 1870. En: Leonhard, K.C. von, and Bronn, H.G. (eds): Notizen in Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. Stuttgart, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 148-161.
- Fudali, R.F., Melson, W.G., 1972. Ejecta velocities, magma chamber pressure and kinetic energy associated with the 1968 eruption of Arenal volcano. *Bulletin of Volcanology*, 35, 383- 401.
- García, E., 1998. Clasificación climática de Köppen-Geiger (2006) para México. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). Disponible en: http://www.conabio.gob.mx/informacion/metadatos/gis/clima1mgw.xml?_xsl=/db/metadatos/xsl/fgdc_html.xsl&_indent=no.
- García, S., 1875. Una visita al pueblo de S. Cristóbal. Viaje al Ceboruco. En: Edición oficial, informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II, tipografía de S. Banda, Guadalajara, 354 pp.
- Gardner, J.E., Tait, S., 2000. The caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 62, 20-33.
- Geophysical Mass Flow Group, 2007. Titan2D User Guide. University at Buffalo, NY, USA, 57 pp. Disponible en: http://www.gmfg.buffalo.edu/software/titan_userguide.pdf.
- Grupo para la actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl, 2017. Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Monografías del Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, 22, pp. 166. Disponible en: <http://www.geofisica.unam.mx/assets/monografias22.pdf>.
- Haeckel, M., van Beusekom, J., Wiesner, M.G., König, I., 2001. The impact of the 1991 Mount Pinatubo tephra fallout on the geochemical environment of the deep-sea sediments in the South China Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 151-166.
- Hulme, G., 1974. The interpretation of lava flow morphology. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39, 361-383.
- Hurst, A.W., 1994. Ashfall, a computer program for estimating volcanic ash fallout. Report and users guide. Institute of Geological and Nuclear Sciences, Wellington, New Zealand, 22 pp.
- Iglesias, M., 1875. La exploración científica del Ceboruco. En: Edición oficial, informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II, tipografía de S. Banda, Guadalajara, 354 pp.
- Iglesias, M., Bárcena, M., Matute, J.I., 1877. El Ceboruco. *Anales del Ministerio de Fomento de México*, 1, 168-196.

- INEGI, 2009a. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: Ixtlán del Río, Nayarit. Disponible en: <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/datos-geograficos/18/18006.pdf>.
- INEGI, 2009b. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: Jala, Nayarit. Disponible en: <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/datos-geograficos/18/18007.pdf>.
- INEGI, 2009c. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: Ahuacatlán, Nayarit. Disponible en: <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/datos-geograficos/18/18002.pdf>.
- INEGI, 2009d. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: San Pedro Lagunillas, Nayarit. Disponible en: <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/datos-geograficos/18/18013.pdf>.
- INEGI. 2009e. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: Santa María de Oro, Nayarit. Disponible en: <http://www3.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/datos-geograficos/18/18014.pdf>.
- INEGI, 2010. Censo Nacional 2010. Disponible en: <http://www.beta.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825002096>
- INEGI. 2017. Continuo de Elevaciones Mexicano. Disponible en: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/datosrelieve/continental/continuoelevaciones.aspx>.
- Instituto Nacional de Antropología e Historia, 2006. Entre ríos y montañas sagradas: Arqueología en El Cajón, Nayarit. Publicaciones del Templo Mayor. Ciudad de México, México, 95 pp.
- Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35(3), 245-296.
- Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of areas at risk from inundation by lahars. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 972-984.
- Kienle, J., Kyle, P.R., Self, S., Motyka, R.J., Lorenz, V., 1980. Ukinrek Maars, Alaska, I. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 11-37.
- Komorowski, J.C., Jenkins, S., Baxter, P.J., Picquout, A., Lavigne, F., Charbonnier, S., Gertisser, R., Preece, K., Cholik, N., Budi-Santoso, A., Surono, 2013. Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: Processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261, 260–294.
- Kunhardt, F., 1870. Der Vulkan Ceboruco in México. *Petermann's Geographische Mitteilungen*, 16, 426-429.

- Lamb, H.H., 1970. Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A, Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 266, 425-533.
- Lacroix, A., 1904. *La Montagne Pelée après ses éruptions*. Paris, Masson, 662 pp.
- Lavigne, F., Thouret, J.C., Voight, B., Suwa, H., Sumaryono, A., 2000. Lahars at Merapi volcano, Central Java: an overview. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, 423-456.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Luhr, J., Nelson, S., Allan, J., Carmichael, I., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestation of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13, 54-57.
- Macedonio, G., Costa, A., 2014. *Hazmap-2.4.2 User Manual*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italia. Disponible en: <http://datasim.ov.ingv.it/download/hazmap/manual-hazmap-2.4.2.pdf>.
- Macedonio, G., Costa, A., Longo, A., 2005. A computer model for volcanic ash fallout and assessment of subsequent hazard. *Computers & Geoscience*, 31 (7), 837–845.
- Macías, J.L., Capra, L., Arce, J.L., Espíndola, J.M., Garcia-Palomo, A., Sheridan, M.F., 2008. Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Constraints posed by eruptive history and computer simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175 (4), 444-458.
- Malin, M. C., 1980. Lengths of Hawaiian lava flows. *Geology*, 8, 306–308.
- Malin, M.C., Sheridan, M.F., 1982. Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, 217, 637–639.
- Manville, V., Németh, K., Kano, K., 2009. Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220 (3-4), 136-161.
- Martin, U., Németh, K., 2006. How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcan Ceboruco (Mexico) and Al Haruj (Libya): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155, 104-118.
- Mastin, L.G., 1991. The roles of magma and groundwater in the phreatic eruptions at Inyo Craters, Long Valley Caldera, California. *Bulletin of Volcanology*, 53, 579-596.
- Mastin, L.G., 2001. A simple calculator of ballistic trajectories for blocks ejected during volcanic eruptions: United States Geological Survey, Open-File Report 01-45, 16 pp. Disponible en: <http://pubs.usgs.gov/of/2001/0045>.
- McDowell, F.W., Wark, D.A., Aguirre-Diaz, G.J., 1990. The Tertiary ignimbrite flare-up in western Mexico. *Abstracts of the Annual Meeting of the Geological Society of America*, 22(3), 366.

- McNutt, S.R., 2000. Seismic monitoring. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymes, H., Stix, J. (eds): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 1095–1119.
- Micheli, A.M., 2003. Metodo per valutare la pericolosità vulcanica sul monte Etna. Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali dell' Università degli Studi di Milano. Tesis de Grado en Ciencias de la Computación.
- Miller, T.P., Casadevall, T.J., 2000. Volcanic ash hazards to aviation. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymes, H., Stix, J. (eds): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 915-930.
- Misión ERMEX (Monitoreo Satelital), 2015. Imagen satelital SPOT6. En: Portal Nacional de Información. Disponible en: <http://www.gob.mx/siap/acciones-y-programas/ermex-monitoreo-satelital>.
- Moore, J.G., Nakamura, K., Alcaraz, A., 1966. The 1966 eruption of Taal Volcano. *Science*, 151, 955-960.
- Murcia, H.F., Sheridan, M.F., Macías, J.L., Cortés, G.P., 2010. TITAN2D simulations of pyroclastic flows at Cerro Machin Volcano, Colombia: Hazard implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 161–170.
- Muzeau, J.P., Talon, A., Thouret, J.C., Rossetto, T., Faggiano, B., De Gregorio, D., Zuccaro, G., Indirli, M., 2010. Actions due to volcanic eruptions. COST ACTION C26: Urban Habitat Constructions under Catastrophic Events - Proceedings of the Final Conference.
- Nakada, S., 2000. Hazards from pyroclastic flows and surges. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymes, H., Stix, J. (eds): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 945 – 955.
- NASA LP DAAC, 2017. ASTER digital elevation model, GTM2 N20W104, N20W105, N21W104, N21W105, N22W103. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, USGS Earth Resources Observation and Science (EROS) Data Center, Sioux Falls, South Dakota (<https://lpdaac.usgs.gov>). ASTER GDEM is a product of METI and NASA.
- Nelson, S.A., 1980. Geology and petrology of Volcán Ceboruco, Nayarit, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 91, 2290-2431.
- Nelson, S.A., 1986. Geología del Volcán Ceboruco, con una estimación de riesgos de erupciones futuras. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas UNAM*, 6, 243–258.
- Németh, K., Cronin, S.J., 2011. Drivers of explosivity and elevated hazard in basaltic fissure eruptions: The 1913 eruption of Ambrym Volcano, Vanuatu (SW-Pacific). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 194-209.
- Newhall, C.G., Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87, 1231-1238.

- Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., Guzmán de la Campa, A., 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico – A paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics*, 208, 365-376.
- O'Brien, J., Julien, P., Fullerton, W., 1993. Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE*, 119, 244-261.
- Ordóñez, M.E., 1896. Itinerarios geológicos. En: Aguilera J.G. (ed.): *Bosquejo geológico de México*. Oficina de Tipografía de la Secretaría de Fomento, 270 pp.
- Ordóñez, M.E., 1897. Les volcans Colima et Ceboruco. *Memoria de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 19, 325-333.
- Palacio, R., 1877. Memoria de la comisión exploradora del volcán del Ceboruco. *Anales del Ministerio de Fomento de México*, 1, 115–167.
- Patra, A., Bauer, A., Nichita, C.C., Pitman, E.B., Sheridan, M.F., Bursik, M.I., Rupp, B., Webber, A., Stinton, A.J., Namikawa, L., Renschler, C., 2005. Parallel adaptive numerical simulation of dry avalanches over natural terrain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, 1–21.
- Petrone, C.M., 2010. Relationship between monogenetic magmatism and stratovolcanoes in western Mexico: The role of low-pressure magmatic processes. *Lithos*, 119, 585–606.
- Petrone, C.M., Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A., Sudo, M., 2001. Volcanic system in the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K-Ar geochronological data. *Geochemical Journal*, 35, 77-88.
- Pfeiffer, T., Costa, A., Macedonio, G., 2005. A model for the numerical simulation of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140, 273-294.
- Pierson, T.C., Scott, K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21, 1511-1524.
- Pierson, T.C., Costa, A., John, E., 1987. A rheologic classification of subaerial-water flows. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, VII, 1-12.
- Pitman, E.B., Patra, A., Bauer, A., Sheridan, M.F., Bursik, M., 2003. Computing granular avalanches and landslides. *Physics of Fluids*, 15 (12), 3638–3646.
- Pomonis, A., Spence, R.J.S., Baxter, P.J., 1999. Risk assessment of residential buildings for an eruption of Furnas Volcano, São Miguel, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 92, 107-131.
- Porter, S.C., 1972. Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Geological Society American Bulletin*, 83, 3613-3626.

- Procter, J.N., Cronin, S.J., Platz, T., Patra, A., Dalbey, K., Sheridan, M.F., Neall, V., 2010. Mapping block-and-ash flow hazard based on Titan 2D simulations: a case study from Mt. Taranaki, New Zealand. *Natural Hazards*, 53, 483 – 501.
- Rampino, M.R., Self, S., 1982. Historic eruption of Tambora (1815), Krakatau (1883) and Agung (1963), aerosols and climatic impact. *Quaternary Research*, 18, 127-143.
- Reynolds, O., 1883. An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 174, 935-982.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T., Renne, P.R., 1995. Pliocene-Quaternary faulting and volcanism at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (5), 612-627.
- Rivera, M., Thouret, J.C., Marino, J., Berolatti, R., Fuentes, J., 2010. Characteristics and management of the 2006-2008 volcanic crisis at the Ubinas volcano (Peru). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, 19-34.
- Rodríguez, M.C., Núñez-Cornú, F.J., Nava, F.A., Suárez-Placencia, C., 2013. Some insights about the activity of the Ceboruco Volcano (Nayarit, Mexico) from recent seismic low-frequency activity. *Bulletin of Volcanology*, 75, 755-767.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(19), 921-924.
- Rubinovich, R., Lozano, M., 1998. Ezequiel Ordóñez: Vida y obra (1867-1950). Colegio Nacional de México, México, 315 pp.
- Sánchez, J.J., Núñez-Cornú, F.J., Suárez-Plascencia, C., Trejo-Gómez, E., 2009. Seismicity at Ceboruco Volcano, México. *Seismic Research Letters*, 80, 823–830.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Schilling, S.P., 1998. GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones. United States Geological Survey, Open-File Report 98, 638, 84 pp. Disponible en: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr98638>.
- Schmincke, H.U., 2004. *Volcanism*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 324 pp.
- Scott, K.M., 1988. Origin, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System. United States Geological Survey Professional Paper, 1447-A74.
- Shaw, H.R., 1969. Rheology of basalt in the melting range. *Journal of Petrology*, 10, 510-535.

- Sheridan, M.F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows: a review. En: Chapin, C.E., Elston, W.E., (eds): Ash-flow tuffs. Geological Society of America Special Paper, 180, 125-136.
- Sheridan, M.F., Malin, M.C., 1983. Application of computer-assisted mapping to volcanic hazard evaluation of surge eruptions: Vulcano, Lipari and Vesuvius. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 187-202.
- Sheridan, M.F., Macías, J.L., 1995. Estimation of risk probability for gravity – driven pyroclastic flows at Volcan Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 251–256.
- Sheridan, M.F., Stinton, A.J., Patra, A.K., Bauer, A.C., Nichita, C.C., Pitman, E.B., 2005. Evaluating TITAN2D Mass-Flow Model Using the 1963 Little Tahoma Peak avalanches, Mount Rainier, Washington. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139 (1-2), 89-102.
- Sieron, K., 2009. Historia eruptiva, volúmenes emitidos y composición geoquímica e isotópica (sistemas Nd, Sr y Pb) del Volcán Ceboruco y edificios monogenéticos contiguos, estado de Nayarit, México. Tesis de grado, UNAM, Mexico, 152 pp.
- Sieron, K., Siebe, C., 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco volcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 241-264.
- Sieron, K., Capra, L., Rodríguez-Elizarrás, S., 2014. Hazard assessment at San Martín volcano based on geological record, numerical modelling, and spatial analysis. *Natural Hazards*, 70, 275-297.
- Sieron, K., Boehnel, H., Pavón-Carrasco, F.J. 2015. The last 1000 years of the eruptive history of Ceboruco volcano (Nayarit, Mexico): new contributions based on paleomagnetic dating. Resumen, 26th IUGG General Assembly, Praga.
- Sieron, K., Ferres, D., Siebe, C., Capra, L., Connor, C., Connor, L., Gropelli, G., Constantinescu, R., González-Zuccolotto, K., 2019. Ceboruco hazard map: part II - modeling volcanic phenomena and construction of the general hazard map. *Natural Hazards*, on-line. <https://doi.org/10.1007/s11069-019-03577-5>.
- Sieron, K., Ferres, D., Siebe, C., Capra, L., Connor, C., Connor, L., Gropelli, G., Constantinescu, R., Böhnel, H., Agustín-Flores, J., González-Zuccolotto, K. Ceboruco hazard map: part I - Definition of hazard scenarios based on the eruptive history. *Natural Hazards*, sometido.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Espindola, J.M., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23 (1), 11–37.
- Simkin, T., Fiske, R.S., 1983. Krakatau 1883, the volcanic eruption and its effects. Smithsonian Institute Press, Washington DC, 464 pp.
- Simkin, T., Siebert, L., 1994. *Volcanoes of the World*, 2nd Edition. Geoscience Press, Inc., Tucson, Arizona, 349 pp.

- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained non-marine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1-10.
- Smith, G.A., Fritz, W.J., 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17, 375-376.
- Sparks, R.S.J., 1986. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48, 3-15.
- Sparks, R. S. J., Bursik, M. I., Ablay, G. J., Thomas, R. M. E., Carey, S. N., 1992. Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 54, 685-695.
- Spence, R.J.S., Pomonis, A., Baxter, P.J., Coburn, A.W., White, M., Dayrit, M., 1997. Field epidemiology training program team. Building damage caused by the Mount Pinatubo eruption of June 15, 1991. En: Newhall, C.G., Punongbayan, R.S. (eds.): *Fire and mud: Eruptions and lahars of Mt. Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington, 1126 pp.
- Spence, R.J.S., Kelman, I., Baxter, P.J., Zuccaro, G., Petrazzuoli, S., 2005. Residential building and occupant vulnerability to tephra fall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 477-494.
- Steinberg, G.S., Lorenz, V., 1983. External ballistics of volcanic explosions. *Bulletin of Volcanology*, 46 (4), 333-348.
- Stevens, N.F., Manville, V., Heron, D.W., 2002. The sensitivity of a volcanic flow model to digital elevation model accuracy: experiments with digitised map contours and interferometric SAR at Ruapehu and Taranaki volcanoes, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119, 89-105.
- Stewart, C., Johnston, D.M., Leonard, G.S., Horwell, C.J., Thordarson, T., Cronin, S.J., 2006. Contamination of water supplies by volcanic ash fall: a literature review and simple impact modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 296-306.
- Stinton, A.J., Sheridan, M.F., Patra, A., Dalbey, K., Namikawa, L., 2004. Integrating variable bed friction into Titan2D mass-flow model: application to the Little Tahoma Peak avalanches, Washington. *Acta Vulcanologica*, 16 (1-2), 153-163.
- Suárez-Plascencia, C., 1998. Análisis de las variables del riesgo volcánico en el volcán Ceboruco, Nayarit, México. MSc Thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Mexico, 149 pp.
- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D., Sarocchi, D., 2014. Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 36-64.

- Sulpizio, R., Capra, L., Sarocchi, D., Saucedo, R., Gavilanes-Ruiz, J.C., Varley, N., 2010. Predicting the block-and-ash flow inundation areas at Volcán de Colima (Colima, Mexico) based on the present day (February 2010) status. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193 (1), 49-66.
- Thouret, J.C., Lavigne, F., Kelfoun, K., Bronto, S., 2000. Toward a revised hazard assessment at Merapi volcano, Central Java. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100 (1), 479-502.
- Tilling, R.I. (editor), 1993. *Los peligros volcánicos*. World Organization of Volcano Observatories, Estados Unidos, 125 pp.
- Tilling, R.I., 2005. Volcano hazards. En: Marti, J., Ernst, G.J.E. (eds.): *Volcanoes and the environment*. Cambridge University Press, Cambridge (U.K.), 55- 89.
- UNIATMOS, 2017. *Atlas Climático Digital de México*. Unidad Informática para las Ciencias Atmosféricas y Ambientales. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México. Disponible en: <http://atlasclimatico.unam.mx/atlas/kml/>.
- Valentine, G.A., White, J.D.L., 2012. Revised conceptual model for maar-diatreme: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology*, 40, 1111-1114.
- Valentine, G.A., Graettinger, A.H., Sonder, I., 2014. Explosion depths for phreatomagmatic eruption. *Geophysical Research Letters*, 41, 3045-3051.
- Vallance, J.W., Scott, K.M., 1997. The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentological and hazard implication of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin*, 109(2), 143-163.
- Vallance, J.W., 2005. Volcanic debris flows. En: Jakob, M., Hungr, O. (eds.). *Debris-flows hazards and related phenomena*, Springer, Berlin, 247-272.
- Vázquez, R., Macías, J.L., Arce, J.L., Cisneros, G., Saucedo, R., 2018. Numerical simulation of block-and-ash flows for different eruptive scenarios of the Tacaná Volcanic complex, México-Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 36-50.
- Venegas, S., 1995. Resultados de la exploración geotérmica en el Volcán Ceboruco en el estado de Nayarit, México. *Geotermia*, 11(2), 71-86.
- Wadge, G., Isaacs M., 1988. Mapping the volcanic hazards from Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies using an image processor. *Journal of the Geological Society*, 145 (4), 541-551.
- Waite, R.B., Mastin, L.G., Miller, T.P., 1995. Ballistics showers during Crater Peak eruptions of Mount Spurr volcano, summer 1992. En: *The 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mount Spurr volcano, Alaska, U.S. Geological Survey Bulletin* 2139, 89-106.
- Waite, P., 1920. "Nubes ardientes" observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Ceboruco (1870) y del Volcán de Colima (1913). *Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, 37, 267-313.

- Walker, G., Huntingdon, A., Sanders, A., Dinsdale, J., 1973. Lengths of lava flows [and discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 274, 107-118.
- Wohletz, K., Heiken G., 1992. *Volcanology and geothermal energy*. Berkeley: University of California Press, 432 pp.
- Wood, C.A., 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 137–160.
- Zepeda, G., Samaniega, F., Rodríguez, A., Huerta Bahena, M., Viart Muñoz, M., Becerril, R.E., Pérez Blas, D., Socorro de la Vega, D., 1993. Informes trimestrales del proyecto “Rescate arqueológico Autopista Ixtlán-Tepic, Nayarit”, Informe no publicado del INAH, 29 pp.

Monografías del Instituto de Geofísica 24

La *Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Ceboruco (Nayarit)*, editada por el Instituto de Geofísica, UNAM, se terminó de imprimir el 26 de julio de 2019 en los talleres de Impretei S.A. de C.V., con domicilio en Almería Núm. 17, C.P. 03410, CDMX. El tiraje fue de 1,000 ejemplares, se imprimió en offset, sobre papel couche de 130 g; los forros son de papel couché de 250 g. Se utilizaron los tipos Garamond, Libre Franklin y Chaparral, bajo la supervisión de la Mtra. Andrea Rostan Robledo, Responsable de la Unidad Editorial del Instituto de Geofísica. Formada y diseñada por Mtra. Natalia Rentería Nieto.





El volcán Ceboruco (Nayarit) es uno de los 15 estratovolcanes activos considerados de alta peligrosidad en México por su historial de erupciones. La importancia de esta memoria, que se agrega al *Atlas de peligros volcánicos*, radica en que muestra la zonificación del peligro de acuerdo con la magnitud y frecuencia de las erupciones que pueden presentarse en el futuro. Esta memoria, junto con el Atlas, constituyen la base para determinar los factores de peligro y el impacto a la población e infraestructura en el área de influencia del volcán.

