



geofísica
UNAM

80

ANIVERSARIO
DEL PARÍCUTIN

GUÍA DE CAMPO

ARQUEOLOGÍA Y
VULCANISMO RECIENTE
EN LA CUENCA LACUSTRE
DE ZACAPU (MICHOCÁN,
MÉXICO)

Febrero 24 - 26, 2023

Guías: Claus Siebe, Gregory Pereira, Antoine Dorison, Nanci Reyes-Guzmán
Israel Ramírez-Uribe, Osiris Quezada-Ramírez



Instituto de Geofísica
UNAM

**Arqueología y vulcanismo reciente en la cuenca lacustre de Zacapu
(Michoacán, México)**

Guía de campo

**Arqueología y vulcanismo reciente en la cuenca lacustre de Zacapu
(Michoacán, México)**

Guía de campo

Autores: Claus Siebe, Gregory Pereira, Antoine Dorison, Nanci Reyes-Guzmán, Israel Ramírez-Urbe, Osiris Quezada-Ramírez

Editor académico
Peter Schaaf

Editora técnica
Andrea Rostan Robledo

Diseño editorial
Vanesa Gómez Vivas

Gestión
Elizabeth Morales Hernández

Primera edición: junio, 2023.
D.R. © Universidad Nacional Autónoma de México
Av. Universidad 3000
Col. Copilco
Alcaldía Coyoacán
CP. 04510
CDMX

ISBN: 978-607-30-7650-0

Esta edición y sus características son propiedad de la Universidad Nacional Autónoma de México.
Prohibida la reproducción total o parcial por cualquier medio sin la autorización escrita del titular
de los derechos patrimoniales.
Impreso y hecho en México.

Arqueología y vulcanismo reciente en la cuenca lacustre de Zacapu (Michoacán, México)

Guía de campo de la excursión (febrero 24-26) asociada al congreso

“Celebración del 80 aniversario del volcán Parícutin: preservar nuestro patrimonio y prepararnos para futuras erupciones”

Morelia, México, febrero 19-24, 2023

Guías: Claus Siebe¹, Gregory Pereira², Antoine Dorison², Nanci Reyes-Guzmán³, Israel Ramírez-Urbe¹, Osiris Quezada-Ramírez⁴

¹ Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, C.P. 04510, Coyoacán, Ciudad de México, México (csiebe@geofisica.unam.mx; isramirez.u@gmail.com).

² Archéologie des Amériques, UMR 8096 - CNRS y Université Paris 1, 9 rue Malher, 75004 Paris, France (Gregory.pereira@cnrs.fr), (antoine.dorison@gmail.com).

³ Department of Geology and Environmental Earth Science, Miami University, Oxford, Ohio 45056, U.S.A. (reyesn@miamioh.edu).

⁴ Posgrado en Estudios Mesoamericanos, Instituto de Investigaciones Filológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, C.P. 04510, Coyoacán, Ciudad de México, México (oquezadar@gmail.com).

RESUMEN

El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato forma parte del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y representa la concentración más grande de volcanes monogenéticos del orbe en un contexto tectónico de arco magmático asociado a una zona de subducción. Contiene más de 1400 edificios volcánicos, entre los que se incluyen abundantes conos de escoria, ~300 escudos y domos de tamaño mediano y ~22 cráteres freatomagmáticos (maars). El Parícutin (1943-1952) es el volcán más joven de este campo, seguido por El Jorullo (1759-1774). Son los únicos volcanes monogenéticos que se han formado desde la conquista española (1519-1521) en Michoacán. Ambos volcanes son considerados monogenéticos debido a que fueron producidos enteramente por una sola erupción y presumiblemente jamás estarán activos nuevamente. Aun así, otra erupción monogenética volverá a ocurrir con certeza en el futuro sobre territorio michoacano. Con la finalidad de minimizar pérdidas humanas y materiales, es deseable saber más sobre este tipo de erupciones y a partir de estos conocimientos diseñar estrategias de prevención. En años recientes ha quedado claro que las erupciones monogenéticas pueden ser muy diversas en tanto en su estilo como en su duración. Por ello, visitaremos distintos ejemplos de volcanes monogenéticos (p. ej., maars, conos de escoria, flujos de lava aislados, etc.) con el fin de abarcar un rango amplio del abanico representado por las erupciones monogenéticas y así poder discutir las posibles causas de su variabilidad eruptiva.

La mayoría de los volcanes que conforman el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato se formaron antes de que grupos humanos arribaran a esta área. Sin embargo, docenas de ellos hicieron erupción durante el Holoceno e impactaron directamente al medio ambiente y las poblaciones humanas tempranas. Un excelente ejemplo de ello es el agrupamiento de volcanes conocido como Malpaís de Zacapu, ubicado en la ribera occidental del antiguo lago de Zacapu, donde se erigieron enteramente urbes prehispanicas (p. ej., El Palacio, Malpaís Prieto, etc.) sobre la superficie rocosa de los flujos de lava holocénicos. Erupciones sucesivas provocaron un abandono temporal de la zona y un repoblamiento posterior, así lo atestiguan estudios recientes apoyados en metodologías modernas de imágenes LiDAR (acrónimo inglés, *Laser Imaging Detection and Ranging*) y técnicas de datación. Estos estudios han permitido entender mejor la prehistoria de esta región, que alberga las raíces del imperio tarasco y su florecimiento alrededor de su ciudad capital Tzintzuntzan, en las riberas del lago de Pátzcuaro, durante el periodo posclásico (900-1521 d.C.) de la arqueología mesoamericana. Esta excursión se enfoca en permitir un mejor entendimiento de las complejas relaciones que existen entre las erupciones volcánicas y el poblamiento humano del entorno lacustre del norte de Michoacán. La presente guía de campo está diseñada como un auxiliar de acompañamiento para los participantes de la excursión post-congreso. Seguramente, también será útil para aquellos que deseen visitar la región por su cuenta con información actualizada y de primera mano. El itinerario de tres días incluye la visita a dos cráteres de explosión (maars) y manantiales de la cuenca lacustre de Zacapu (1 día/1 noche); sitios arqueológicos prehispanicos (urbes, minas, arte rupestre) sobre flujos de lava andesítica y dacítica del agrupamiento de volcanes Malpaís de Zacapu y de los domos Las Flores (1 día/1 noche); a los sitios arqueológicos de Tzintzuntzan (la capital del imperio tarasco) y Angamuco (urbe edificada sobre las lavas del volcán Rancho Seco), ambos localizados en la margen SE de la cuenca del lago de Pátzcuaro. La excursión iniciará y terminará en Morelia, e incluye dos noches en el poblado de Naranja, cercano a la ciudad actual de Zacapu.

INTRODUCCIÓN

La presente guía de campo está enfocada en volcanes monogenéticos y sitios arqueológicos prehispánicos en las cuencas lacustres de Zacapu y Pátzcuaro. La mayoría de los lugares se puede visitar con facilidad por carreteras pavimentadas desde Morelia, la capital de Michoacán (Fig. 1). El itinerario sigue parcialmente y es complementario a los de excursiones realizadas en años previos (Guilbaud *et al.*, 2009; Siebe *et al.*, 2014), que se enfocaron en las erupciones históricas de los volcanes Jorullo (1759-1774) y Parícutin (1943-1952), localizados hacia el S y W de Morelia, respectivamente.

EL CAMPO VOLCÁNICO MICHOCACÁN-GUANAJUATO

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (TMVB, por sus siglas en inglés) es un arco volcánico activo relacionado a la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera bajo la placa continental de Norteamérica a lo largo de la trinchera Mesoamericana (p. ej., Demant, 1978; Fig. 2). Este arco forma un ángulo de ~15° con respecto a la trinchera (Nixon, 1982) y atraviesa el Altiplano Mexicano, caracterizado por fallamiento activo normal y la formación de estructuras tipo “horst y graben”, que dieron origen a cuencas frecuentemente ocupadas por amplios y a

vez someros lagos como lo son los de Chapala, Pátzcuaro, Cuitzeo y el paleolago de Zacapu en Michoacán (Johnson y Harrison, 1990; ver Figs. 1 y 2). El TMVB está conformado por ~8000 edificios volcánicos que incluyen calderas, estratovolcanes, escudos de tamaño mediano, conos de escoria con campos de lava asociados, domos y maars, cuyos productos son mayoritariamente calcialcalinos y andesíticos en composición, aunque, también ocurren basaltos y riolitas, así como escasas variedades de rocas alcalinas (Gómez-Tuena, 2007).

El Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (MGVF, por sus siglas en inglés) se ubica en la parte central del TMVB

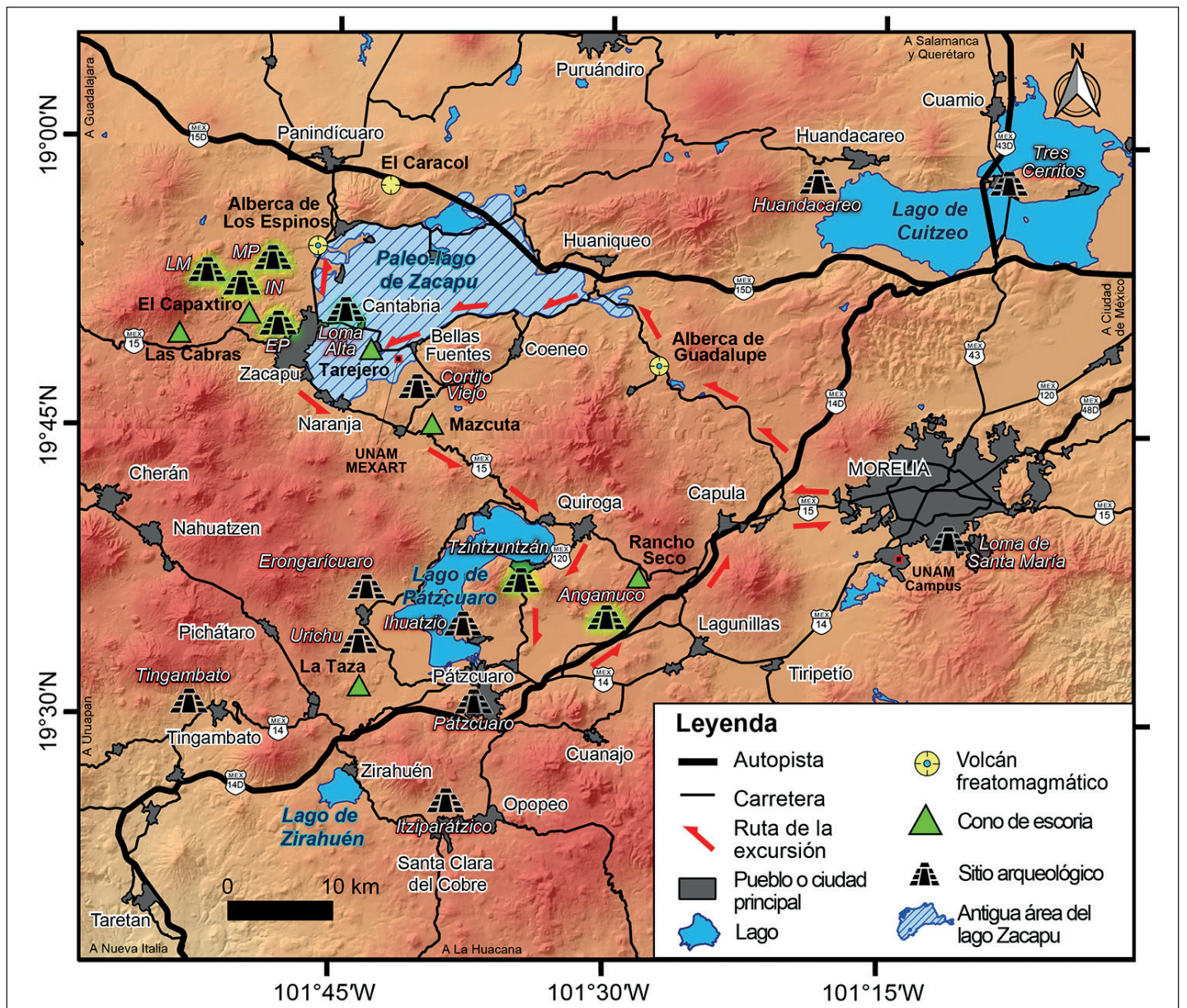


Figura 1: Mapa carretero que indica el itinerario de viaje y muestra las principales ciudades (Morelia, Zacapu, Pátzcuaro) y pueblos (Tarejero, Naranja), sitios arqueológicos (El Palacio, Malpaís Prieto, Infiernillo, Tzintzuntzan, Angamuco), y volcanes (Alberca de Guadalupe, Alberca de los Espinos, Malpaís de Zacapu, Las Cabras) a visitar. MP=Malpaís Prieto, LM=Las Minas, IN=El Infiernillo, EP=El Palacio. Realizado por Israel Ramírez.

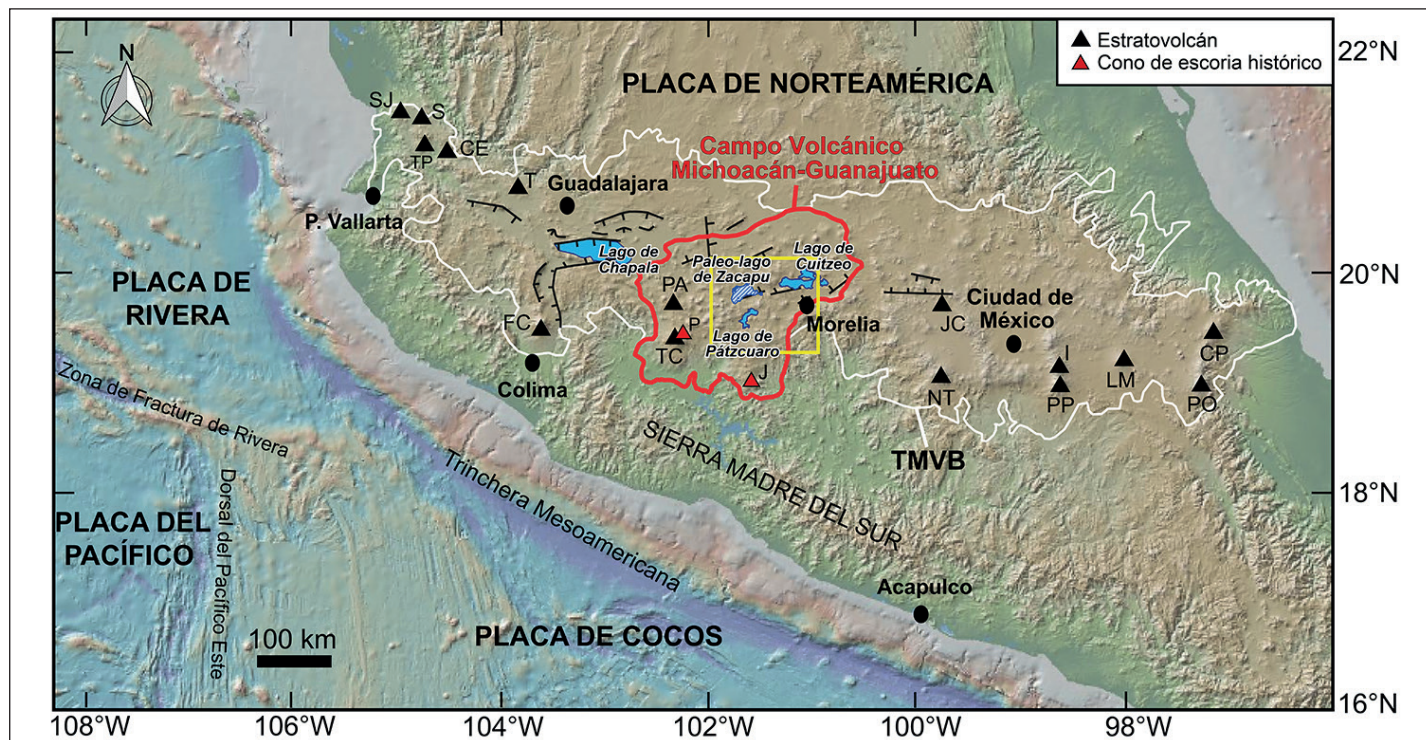


Figura 2: Mapa del centro de México que indica la ubicación del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (delineado en rojo) dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. El rectángulo amarillo denota el área cubierta en la Fig. 1 y que será visitada durante la excursión. Las ciudades mayores, lagos y principales estructuras tectónicas también se indican. Estratovolcanes: SJ=San Juan, S=Sangangüey, TP=Tepehtitlán, CE=Ce- boruco, T=Tequila, FC=Fuego de Colima, PA=Patamban, TC=Tancitaro, JC=Jocotitlán, NT=Nevado de Toluca, I=Iztaccihuatl, PP=Popocatepetl, LM=La Malinche, PO=Pico de Orizaba, CP=Cofre de Perote. Se muestran también los conos de escoria históricos Jorullo (J) y Parícutin (P). Modificada de Kshirsagar *et al.* (2015).

(Fig. 2). Contiene la más alta concentración de volcanes monogenéticos de todo el cinturón, mismos que se distribuyen sobre un área de ~40,000 km². Alberga a >1000 pequeños volcanes monogenéticos, en su mayoría conos de escoria, e incluyen a los históricos volcanes Jorullo (1759-1774; p. ej., Guilbaud *et al.*, 2011; Rasoazanamparany *et al.*, 2016) y Parícutin (1943-1952; p. ej., Luhr y Simkin, 1993; Pioli *et al.*, 2008; Larrea *et al.*, 2017; 2019a; 2021). Adicionalmente, ocurren escudos, domos, flujos de lava viscosos y escasos maars (p. ej., Hasenaka y Carmichael, 1985a; 1987; Hasenaka, 1994; Guilbaud *et al.*, 2011; 2012; 2019; 2021; Pola *et al.*, 2014; Kshirsagar *et al.*, 2015; 2016; Chevrel *et al.*, 2016a; 2016b; Mahgoub *et al.*, 2017; 2018; Reyes-Guzmán *et al.*, 2018; 2021; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Larrea *et al.*, 2019b; Ramírez-Uribe *et al.*, 2019; 2021; Avellán *et al.*, 2020; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2020). Dentro del MGVF también existen dos estratovolcanes: el Tancitaro y el Patamban (Fig. 2), ambos probablemente extintos (Ownby *et al.*, 2007; Siebe *et al.*, 2014). Los volcanes pequeños y medianos del MGVF fueron clasificados por Hasenaka (1994) en conos de escoria, escudos tipo A y tipo B, domos y flujos de lava, y volcanes

compuestos. De acuerdo con este autor, los escudos (*Mexican shields*) tienen diámetros basales de 2-12 km, alturas de 100-1000 m y volúmenes que varían entre 0.5 y 10 km³. Los escudos tipo A y B tienen pendientes cuyos ángulos son de aproximadamente 5° y 10°, respectivamente, mientras que los domos tienen pendientes más grandes (>15°). Los flujos de lava pueden estar asociados a conos de escoria o tener fuentes ocultas y su espesor promedio es muy variable (<150 m). En su trabajo, Hasenaka (1994) estimó que la tasa de descarga volcánica promedio del MGVF durante el último millón de años fue de 0.7 km³/ka, mientras durante el periodo que le precedió (3-1 Ma) su tasa fue mucho menor (0.2 km³/ka). Sin embargo, estas cifras requieren aún de un mayor refinamiento para ser confirmadas.

Las causas exactas que han dado origen a un número tan grande de volcanes monogenéticos en el MGVF, donde el TMVB también alcanza su máxima anchura, aún siguen sin comprenderse. La alta densidad de volcanes tal vez tenga relación con la peculiar geometría de la zona de subducción (Pardo y Suárez, 1995; Johnson *et al.*, 2009; Blatter y Hammersley, 2010), misma que controla la ubicación y las dimensiones

de las áreas de producción de magma y la magnitud del régimen extensional en la corteza. Al respecto, Chevrel *et al.* (2016b) propusieron que el gran número de volcanes en este sector del TMVB pudiese estar relacionado con la baja inclinación del segmento correspondiente de la placa oceánica de Cocos a una profundidad de 90-120 km por debajo de la placa continental de Norteamérica (Kim *et al.*, 2012). Un ángulo de subducción tan bajo a profundidad, tal vez esté induciendo la fusión por hidratación de la cuña del manto (Carmichael, 2002) en un área muy amplia por debajo de la corteza continental, cuyo espesor en esta región posiblemente alcance los 40 km.

LA CUENCA LACUSTRE DE ZACAPU: GEOLOGÍA E HIDROLOGÍA

La cuenca intermontana de Zacapu es una depresión de origen tectónico (graben), cuyas partes más bajas (~1980 m s.n.m.) se encuentran hoy ocupadas por una planicie agrícola de origen lacustre, rodeada de volcanes plio-cuaternarios de composición intermedia (basaltos andesíticos a andesitas calcialcalinas, ver Demant, 1992; Reyes-Guzmán *et al.*, 2018). En menor canti-

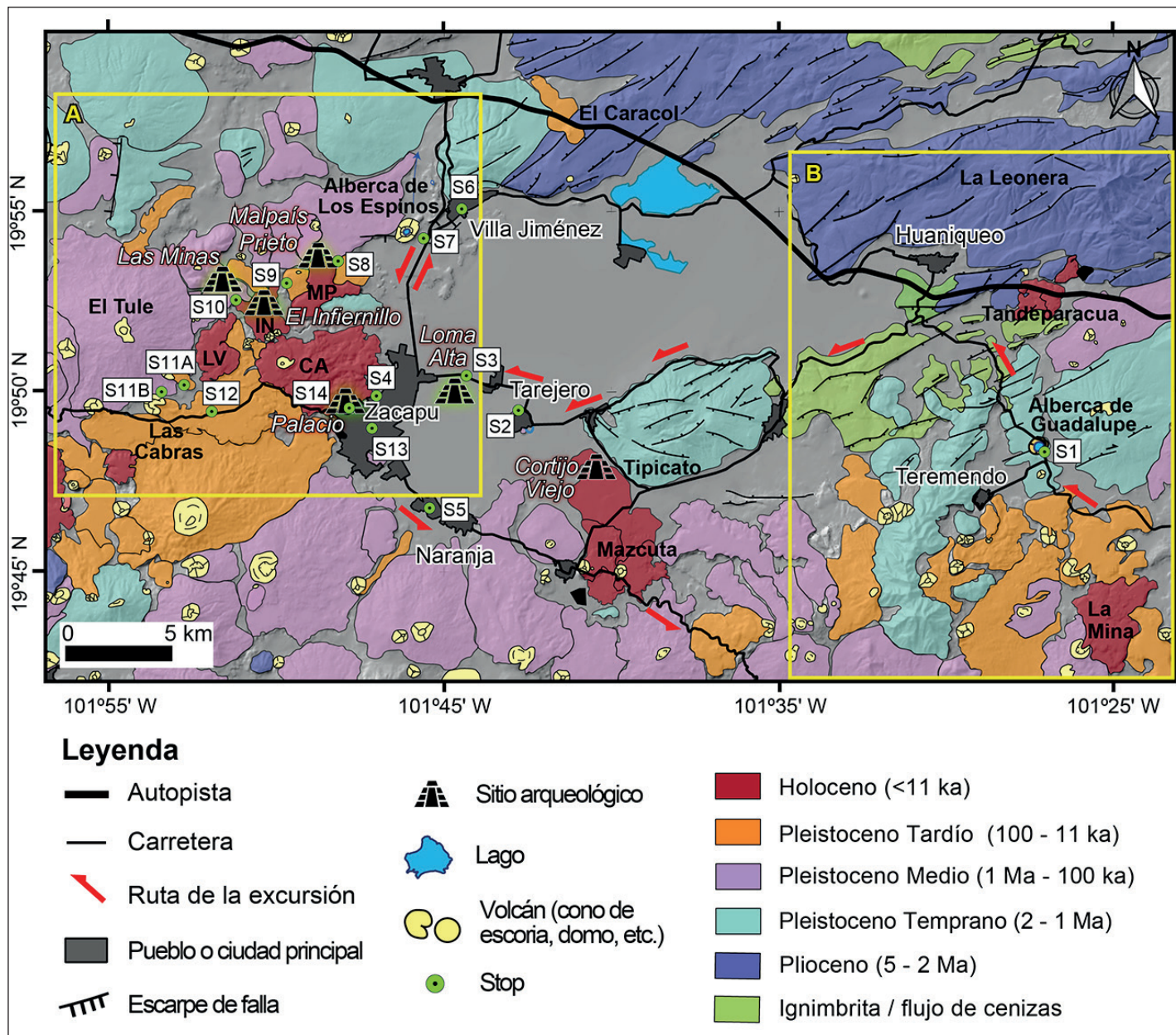


Figura 3: Mapa geológico simplificado de la cuenca intramontana de Zacapu que indica la ruta de viaje (flechas rojas) y las paradas 1 a 14, a ser visitadas durante la primera parte de la excursión. Los rectángulos A y B denotan las áreas cubiertas por los mapas a detalle en las Figs. 8 y 15, respectivamente. Malpaíses: CA= Capaxtiro, MP=Malpaís Prieto, IN=Infiernillo, LV=Las Víboras. Modificada de Siebe *et al.*, 2014.

dad, también, ocurren rocas silíceas (dacitas y riolitas) que forman domos e ignimbritas (Darras *et al.*, 2019; Kshirsagar *et al.*, 2015). Debido a la cobertura total por rocas volcánicas del Plio-Cuaternario y los sedimentos que de ellas se han derivado, se desconoce la naturaleza exacta del basamento local.

El área se encuentra cortada por fallas activas normales con una orientación N65°E a N85°E (Kshirsagar *et al.*, 2015; 2016) que representan la extensión occidental del Sistema de Fallas Cuitzeo (CFS, por sus siglas en inglés, ver Fig. 3; Johnson y Harrison, 1990), un sistema sísmicamente activo, también conocido como Sistema de Fallas Morelia-Acambay (Suter *et al.*, 2001; Gardu-

ño-Monroy *et al.*, 2009). Como los centros de emisión volcánicos frecuentemente están alineados en esta misma dirección, debemos suponer que los diques que alimentaron a estas erupciones fueron emplazados a lo largo de estas fallas durante el ascenso final de los magmas.

La cuenca de Zacapu, al igual que otras cuencas lacustres en Michoacán (p. ej., Cuitzeo, Pátzcuaro, etc.), estuvo ocupada por un lago con una profundidad de varias decenas de metros durante el Plioceno antes de tornarse más somero y exhibir inclusive zonas pantanosas durante el Pleistoceno/Holoceno (Israde-Alcántara *et al.*, 2010). Esto significa que la actual cuenca de Zacapu sufrió una

continua evolución paleoclimática desde su formación en el Plioceno Tardío/Pleistoceno (3-1 Ma) relacionada a un régimen tectónico extensional (Demant, 1992; Pétrequin, 1994). Se llevaron a cabo perforaciones someras en los depósitos lacustres con el fin de investigar la historia paleoclimática y Lozano-García y Xelhuantzi-López (1997) y Metcalfe (1997) reportaron variaciones significativas de los niveles del lago a lo largo del tiempo, lo que estos autores relacionaron principalmente con variaciones de la temperatura y precipitación meteórica. No obstante, tanto la evolución del entorno lacustre como la ocupación humana, se vieron influenciadas por la actividad volcánica (Sie-

be *et al.*, 2012; Ortega *et al.*, 2002). El arribo de grupos humanos a la región inició hace al menos ~3000 años, como lo demuestran los registros de polen de *Zea mays* (maíz) obtenidos de lechos lacustres en Michoacán (detectados por primera vez en el lago de Pátzcuaro por Watts y Bradbury, 1982). Los estudios paleoclimáticos en la cuenca de Zacapu se han basado en su mayoría en núcleos de perforación obtenidos de los 10 m superiores de la secuencia lacustre. Por ello, desconocemos el espesor total de esta secuencia, pero estimamos que pudiese abarcar varios cientos de metros.

Durante los últimos siglos, en años con precipitación pluvial inusualmente alta (la precipitación actual en la cuenca fluctúa entre 670 y 880 mm, ver diagramas de clima reportados por Kshirsagar *et al.*, 2015), el lago presentaba un desagüe natural efímero en Villa Jiménez (Fig. 3), poblado ubicado en su ribera NW (Siebe *et al.*, 2012). Hacia el final del siglo XIX y principios del XX, el hábitat original del lago cambió drásticamente cuando se excavó un canal con el fin de profundizar el desagüe del lago (Noriega y Noriega, 1923). Como resultado de ello, el lago fue drenado casi por completo en el río Angulo que conduce hacia el río Lerma al N de la cuenca lacustre. Todo ello con el fin de obtener nuevos terrenos agrícolas (Reyes-García y Gougeon, 1991).

El área total de captación de la cuenca abarca ~1500 km² (la elevación más baja se encuentra en la cota de 1980 m s.n.m.) e incluye los terrenos montañosos de origen volcánico (<3200 m s.n.m.) que la circundan (Fig. 3). Ahí, las rocas fracturadas están cubiertas por manchones de bosques de encinos y pinos, así como pastizales con altas tasas de infiltración. Como consecuencia, la región carece de arroyos perennes y la mayor parte de la precipitación (principalmente de junio a septiembre) fluye subterráneamente hacia el interior de la cuenca donde resurge en numerosos manantiales de alta descarga que ocurren principalmente sobre la margen de la planicie lacustre (Kshirsagar *et al.*, 2015; 2016). Actualmente, casi toda la planicie (~300 km²) es aprovechada intensamente para la siembra de maíz y sorgo con altos rendimientos, gracias a la presencia de los manantiales (varios con temperaturas >20°C) y un elaborado sistema de canales de drenaje e irrigación. Por ello, ya solo persisten pequeños remanentes del antiguo lago (p. ej. La Laguna, cerca de la ciudad de Zacapu) en las partes más bajas de la cuenca.

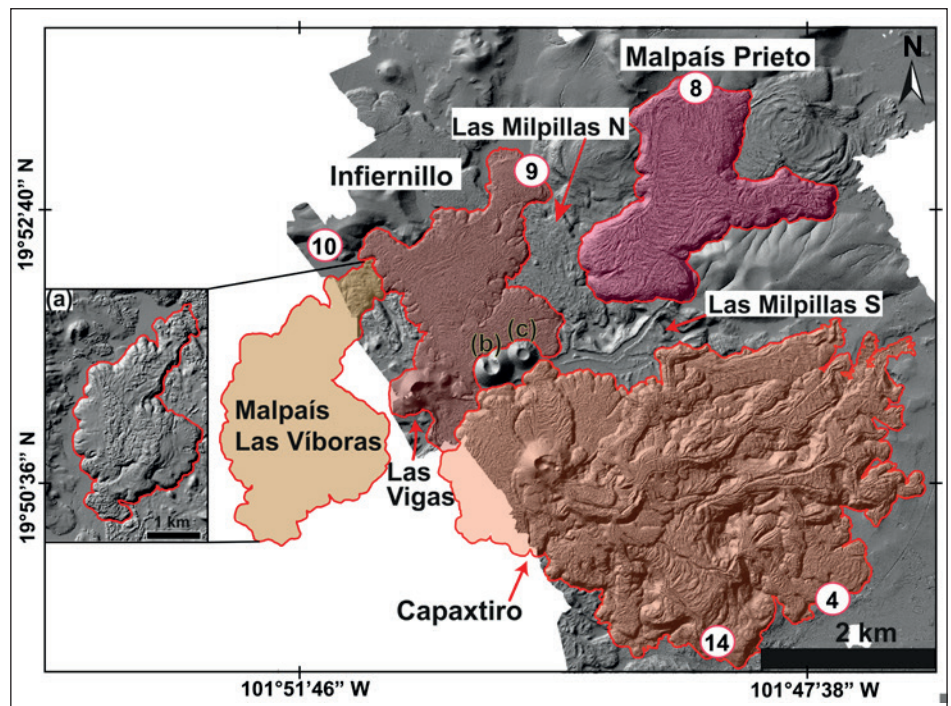


Figura 4: Imagen sombreada LiDAR del Malpaís de Zacapu. El área cubierta por cada flujo de lava holocénico se enmarca en polígonos con diferentes tonalidades de rojo. Nótese que el Malpaís las Víboras no se encuentra dentro del área cubierta por el LiDAR, pero en (a) se muestra un modelo de elevación digital con una resolución de 5 metros tomado del INEGI (2020). Las letras (b) y (c) corresponden a los conos de escoria sin nombre que forman junto con el cono Las Vigas parte del alineamiento de los Tres Cerritos. Las paradas a ser visitadas durante la excursión se indican con círculos rojos. Modificada de Reyes-Guzmán *et al.* (2021).

EL MALPAÍS DE ZACAPU, UN AGRUPAMIENTO (CLUSTER) VOLCÁNICO DEL HOLOCENO TARDÍO

El nombre *Malpaís de Zacapu* es un término usado localmente que hace referencia a flujos de lava jóvenes caracterizados por superficies rocosas que carecen de suelo y se localizan al NW de la ciudad de Zacapu. *Malpaís* es una palabra que describe a tierras inservibles para la agricultura, mientras que *Zacapu*, de origen purépecha, significa “lugar rocoso”. Ambos términos aluden a las superficies rocosas de lavas jóvenes producidas por erupciones volcánicas. Geológicamente, el Malpaís de Zacapu es un agrupamiento (*cluster*) volcánico formado por cuatro diferentes erupciones monogenéticas que ocurrieron en distintos momentos, pero desde centros de emisión ubicados a menos de 3 km de distancia de cada uno. El agrupamiento inició con la erupción del cono de escoria Las Vigas que emitió el flujo de lava Infiernillo fechado en ~1450 a.C. (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018). Cronológicamente, la erupción del Infiernillo fue seguida por las erupciones del Malpaís Las Víboras entre 1340 y 940 a.C., del Capaxtiro entre

los años 200 y 80 a.C., y del Malpaís Prieto alrededor del año 900 d.C. (Mahgoub *et al.*, 2018). Estos volcanes fueron estudiados con la ayuda de una imagen de alta resolución LiDAR por Reyes-Guzmán *et al.* (2018, 2021), quienes determinaron las características petrográficas y geoquímicas de las lavas emitidas, sus volúmenes, viscosidades y tiempos de emplazamiento.

La primera erupción, conocida como Infiernillo, comenzó con una fase estromboliana que rápidamente formó al cono de escoria Las Vigas (Fig. 4), el cual presenta un cráter con forma de herradura con abertura al SE. Durante la fase inicial de la erupción, se emitió un magma rico en gas ($\text{SiO}_2 = 57 \text{ wt.}\%$), seguido por un magma desgaseado y con mayor contenido de sílice ($\text{SiO}_2 \sim 59 \text{ wt.}\%$) que formó al flujo Infiernillo, conformado por dos coladas de lava. El primer flujo se dirigió hacia el norte y se dividió en dos lóbulos: uno hacia el N-NW, y otro hacia el N-NE. El primero alcanzó una distancia máxima de 3.1 km desde su fuente, tiene un espesor promedio de 27 m, y su anchura varía entre 250 y 1000 m. El segundo flujo se emplazó hacia el NE, donde alcanzó una distancia máxima de 1.7 km. En promedio tiene una anchura de 500 m y un espesor

de 25 m. Ambos fueron clasificados como flujos transicionales de tipo 'Aa' a en bloques, debido a que su superficie rocosa presenta una mezcla heterogénea de fragmentos de roca con cortezas vesiculares e interiores densos, y bloques angulares y densos con superficies suaves (Reyes-Guzmán *et al.*, 2021). El área total cubierta por esta erupción es de ~5.1 km² con un volumen de ~0.3 km³ de lava andesítica con cristales de olivino ± clinopiroxeno + plagioclasa ± hornblenda (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018; 2021).

La segunda erupción, Malpaís las Víboras, fue puramente efusiva y produjo dos unidades de flujo de lava. El primero está elongado hacia el N-NE y alcanzó una distancia de ~2.5 km, con una anchura de ~1.6 km y un espesor de ~100 m. El segundo flujo se emplazó hacia el SW, hasta que topó contra el flujo de lava del cono de escoria Las Cabras, fechado para el Pleistoceno Tardío (Guilbaud *et al.*, 2021). El punto de emisión del Malpaís las Víboras no es discernible fácilmente debido a la sobreposición de los flujos de lava viscosa emitidos, sin embargo, se logra distinguir en la zona sur-centro del cuerpo de lava con la ayuda de perfiles de elevación y un modelo de elevación digital. El Malpaís las Víboras es un flujo de lava en bloques que cubre un área de ~5.9 km² con un volumen de ~0.5 km³ de lava andesítica (SiO₂= 61-63 wt.%) que contiene piroxeno + plagioclasa (Reyes-Guzmán *et al.*, 2021).

La tercera erupción, el Capaxtiro, es la más compleja en términos morfológicos, pues produjo un intrincado campo de flujos de lava. Este extenso campo lo conforman al menos 28 unidades de flujo, incluyendo 10 unidades que pueden ser catalogadas como *breakouts*, y un cono de bombas densas y aglomeradas. Esta erupción fue casi totalmente efusiva debido a que no se encontraron depósitos de caída de ceniza o escoria asociados a este evento en los volcanes aledaños. La lava de esta erupción se distribuyó radialmente a partir del centro de emisión, con una preferencia hacia el E, donde alcanzó las orillas del lago de Zacapu, situado a una distancia de ~5 km. Los flujos son del tipo 'Aa' y en bloques con frentes muy abruptos y empinados. Algunos de los flujos son estrechos y sinuosos con canales, mientras que otros son más amplios y presentan forma de abanico. El área total del campo es de 21 km² y el espesor promedio de los flujos varía entre 30 y 60 m, pero debido a que están superpuestos, el espesor total



Figura 5: Mapa de Mesoamérica hacia 1519 d.C. que muestra los límites de los imperios mexica (azteca) y tarasco. Mapa de Grégory Pereira.

promedio es de ~150 m. El volumen total de la erupción es de 3.1 km³ de andesita rica en sílice y dacita (SiO₂ = 62-64 wt.%) con minerales como piroxeno + plagioclasa ± olivino ocasional (Reyes-Guzmán *et al.*, 2021).

La cuarta y última erupción, Malpaís Prieto, produjo un único flujo de lava. Ya que se trata de un flujo joven, todavía no ha desarrollado suelo en su superficie, por ende, tiene una cobertura vegetal escasa; por tanto, aún es posible observar su superficie oscura y rocosa directamente, una característica que debió inspirar su nombre. El Malpaís Prieto tiene un centro de emisión al N, desde el cual la lava fluyó hacia el S hasta colisionar contra el antiguo volcán Mesa el Pinal, un obstáculo que lo separó en dos lóbulos: uno fluyó al E y el otro al SW. El Malpaís Prieto es un flujo en bloques con una anchura promedio de 1.4 km, un espesor de ~100 m y una longitud de 3.4 km, que cubrió un área total de 5.7 km² con un volumen de 0.5 km³ de lava andesítica (SiO₂ = 61-62 wt.%) que contiene minerales como piroxeno + plagioclasa ± hornblenda (Reyes-Guzmán *et al.*, 2021).

La proximidad espacio-temporal y la progresión geoquímica de un magma máfico rico en gas a un magma desgaseado rico en sílice, sugieren una relación genética entre las erupciones que formaron el Malpaís de Zacapu. Estudios en desarrollo (tesis doctoral, Nanci Reyes-Guzmán) que incluyen análisis isotópicos combinados con

elementos mayores y traza serán usados para determinar si el agrupamiento de erupciones es producto de lotes magmáticos derivados de un cuerpo de magma en diferenciación ubicado en la corteza continental, o si fueron producto de diferentes lotes magmáticos diferenciados individualmente en su ruta desde el manto superior hacia la superficie.

El estudio reciente de Reyes-Guzmán *et al.* (2021) reveló que estas erupciones monogenéticas varían entre un estilo estromboliano (con explosividad media) y un estilo puramente efusivo. Precursores sísmicos y acústicos, y las altas temperaturas iniciales (~1000 °C) de las lavas, junto con sus largos tiempos de emplazamiento, de meses hasta años (~7 meses para el Infiernillo, ~3 años para Malpaís Las Víboras y Malpaís Prieto, y poco menos de 30 años para el Capaxtiro) convirtieron a la zona temporalmente en un lugar peligroso. Aunque, esta clase de erupciones difícilmente pueden considerarse de índole catastrófico, sí tienen el potencial de inducir cambios en el medio ambiente local e impactar significativamente la vida diaria de las poblaciones humanas circundantes.

ZACAPU Y LA HISTORIA ANTIGUA DEL IMPERIO TARASCO

A la llegada de los españoles, el imperio tarasco, un poderoso estado independiente del imperio mexica, dominaba la región de Michoacán y áreas colindantes. Su dominio

se extendía desde las tierras semiáridas del Bajío hasta las costas del Pacífico y abarcaba también varios territorios colindantes de Jalisco, Guanajuato y Guerrero (Fig. 5). Los habitantes de esta región fueron los principales rivales de los aztecas quienes nunca lograron invadir su territorio. El imperio tarasco contaba en efecto, con un poderoso ejército y su frontera oriental estaba defendida por una serie de sitios fortificados. A pesar de su importante papel en la historia del Posclásico, esta civilización michoacana aún es poco conocida. Nombrados como *tarascos* o *michoaques* en las fuentes escritas, sus habitantes fueron los ancestros de los actuales purépechas.

A principios del siglo XVI, el imperio que habían formado era gobernado por un rey o *cazonci* y Tzintzuntzan, su capital, se encontraba en las riberas del lago de Pátzcuaro. Según los datos arqueológicos y las fuentes escritas, la ciudad de Tzintzuntzan albergaba cerca de 30,000 habitantes organizados en barrios (Pollard, 2008). El centro de la urbe es bien conocido por su inmensa explanada sobre la que se edificaron cinco grandes *yácatas*: templos piramidales que se distinguen por combinar una planta circular con una rectangular. Allí afluyeron los bienes procedentes de las tierras conquistadas, se veneraba a los dioses y se producía, bajo las manos de los mejores alfareros, lapidarios y orfebres, bienes que han sobrevivido al paso del tiempo.

La región de Zacapu, localizada al NW de la cuenca de Pátzcuaro, había sido integrada al imperio, y en ese entonces ocupaba una posición periférica. No obstante, gracias al texto histórico de la *Relación de Michoacán*, escrito por Fray Jerónimo de Alcalá en 1541, sabemos que este lugar tenía una gran importancia dentro de la narrativa histórica de la dinastía gobernante. Según la tradición oral transmitida por el sacerdote mayor y recordada cada año durante una fiesta importante, es justamente en los alrededores de *Zacapu Tacanendan*, “lugar de piedras”, el lugar donde inicia el mítico relato: alrededor del siglo XIII, por allí se asentó Hire Ticatame, ancestro del *cazonci* y entonces líder de un grupo de migrantes chichimecas conocidos como Uacúsecha. Aunque breve, esta etapa de la migración que antecede a la llegada a Pátzcuaro es muy significativa, pues, en Zacapu, los chichimecas establecieron sus primeras alianzas con los que ya habitaban allí. Esta etapa está documentada por numerosos sitios ubicados

en los malpaíses de la zona y que comprueban una ocupación masiva vinculada con la llegada de nuevas poblaciones.

Antes de los Uacúsecha

Los estudios arqueológicos y paleoambientales realizados en la cuenca de Zacapu indican que el poblamiento de la zona ocurre mucho más temprano. Los primeros indicios de presencia humana en la cuenca de Zacapu han podido ser detectados en los pólenes recuperados en capas lacustres e indican la existencia de actividades agrícolas desde el segundo milenio a.C. (Pétrequin, 1994). Lamentablemente, los sitios arqueológicos de estos primeros agricultores del Preclásico aún son desconocidos.

Hay que esperar el final del Preclásico (hacia 100 a.C.) para descubrir las características culturales de los habitantes de la región. Esta época se caracteriza por la tradición Loma Alta (Arnauld *et al.*, 1993; Carot, 2004) que termina alrededor del siglo V de nuestra era. Se le conoce gracias a las excavaciones realizadas en el sitio epónimo de Loma Alta, que ocupaba una isla en un sector del lago nombrado como Las Lomas. Estos trabajos revelaron una producción alfarera particularmente elaborada, así como las primeras evidencias de arquitectura monumental y ritos funerarios que implican la cremación. Lo anterior habla de una sociedad compleja, que exhibe aspectos tempranos de la cultura purépecha y que mantenía, además, contactos con Teotihuacan (Carot, 2004).

El periodo Epiclásico (600-900 d.C.) muestra una nueva dinámica. Los habitantes de esta época siguieron ocupando las Lomas y las riberas del lago, pero se expandieron a casi todos los espacios de la región (piedemontes, cerros, malpaíses, valles, etc.), donde explotaron intensivamente los recursos. Aunque los asentamientos suelen estar dispersos, se estructuran en torno a centros cívico-ceremoniales monumentales que asocian pirámides, plazas, patios hundidos y canchas de juego de pelota. La élite de esta época era enterrada en verdaderas cámaras funerarias junto con objetos que muestran una amplia red de intercambio de bienes con áreas lejanas (Pereira, 1997).

El final de este periodo coincide con la erupción volcánica del Malpaís Prieto, aspecto que parece haber provocado el abandono de algunas zonas. El Posclásico temprano (fase Palacio: 900-1200 d.C.) aún sigue siendo un periodo poco conocido; no

obstante, está claramente asociado con el auge de un asentamiento nuevo y relevante para la historia tardía de la región: el sitio de El Palacio-La Crucita, construido en el extremo SE del Malpaís de Zacapu. Para esta época la cerámica muestra una vez más contactos con el Altiplano Central, en particular con Tula, capital de los toltecas (Jadot *et al.*, 2019).

El auge de las ciudades del Malpaís

El siglo XIII marca una ruptura significativa del patrón de asentamiento de la zona. Se singulariza por dos fenómenos probablemente relacionados. En primer lugar, el completo abandono de las regiones ubicadas al N de la cuenca de Zacapu (Faugère, 1996); por el otro, la colonización masiva de las coladas volcánicas del Malpaís que, hasta esa fecha, habían sido poco ocupadas. Las fechas con las cuales contamos sugieren que este proceso empezó hacia 1250 d.C., es decir, en el periodo correspondiente a la llegada de los Uacúsecha a la región. La fundación de los grandes asentamientos del Malpaís se relaciona seguramente con las migraciones chichimecas. No obstante, la realidad arqueológica contrasta con la imagen proporcionada por el relato mítico que presenta a aquellos grupos migrantes como pequeñas tribus nómadas de cazadores. Sus asentamientos indican más bien poblaciones numerosas, sedentarias y fuertemente organizadas. En el Malpaís vivían en miles de casas, construían pirámides y almacenaban su producción agrícola en graneros (Michelet, 1992, 1998; Forest, 2014; Migeon, 2015). Entre 1250-1400/1450 d.C., la población que ocupó los terrenos pedregosos del Malpaís se distribuyó en cuatro grandes aglomeraciones (Malpaís Prieto, Las Milpillas, El Infiernillo y El Palacio) que totalizaban alrededor de 20,000 personas. Como lo comprueban los datos obtenidos por LiDAR, modificaron intensivamente el entorno para producir un sistema urbano inédito construido sobre coladas de lava.

Es importante aclarar que, las ciudades del Malpaís de Zacapu son anteriores al auge del imperio tarasco, ya que fueron principalmente ocupadas durante el siglo XIV, principalmente, y abandonadas al inicio del siglo XV. Es posible que buena parte de sus habitantes migraran a la cuenca de Pátzcuaro donde, poco tiempo después, la dinastía de los Uacúsecha asentó su dominio en esta zona.

EL IMPACTO DEL VOLCANISMO EN LA OCUPACIÓN PREHISPÁNICA DEL OESTE DE LA CUENCA DE ZACAPU

Los cuatro volcanes que componen el conjunto volcánico del Malpaís de Zacapu fueron fechados para el Holoceno tardío, y entraron en erupción entre ~1450 a.C. (~3.200 años A.P., El Infiernillo; Reyes-Guzmán *et al.*, 2018) y 900 d.C. (Malpaís Prieto; Mahgoub *et al.*, 2018). Estas edades geológicamente jóvenes implican que dichas erupciones fueron seguramente presenciadas por poblaciones humanas (Reyes-Guzmán *et al.*, en prensa). Según Faugère (2006), la primera ocupación humana registrada arqueológicamente cerca de la cuenca del lago Zacapu (CLZ) se remonta a la época entre 5000 y 2000 a.C. cerca del valle del río Lerma al N. Alrededor de 2000 a.C., poco antes de la erupción de Las Vigas (Infiernillo), la cuenca también empezó a poblarse escasamente, como indican los núcleos de sedimentos extraídos de la llanura lacustre ahora drenada. Estos núcleos registraron algunos artefactos, así como pólenes que indican un episodio de reducción forestal relacionado con actividades agrícolas (Pétrequin, 1994). Aunque el registro arqueológico está mejor documentado a partir del año 100 a.C., es posible que la región presenciara ocupaciones anteriores que aún no se han documentado bien. También es factible que la actividad volcánica durante los periodos Preclásico temprano y tardío (1500 a.C.-200 d.C.) disuadiera a los antiguos agricultores de establecer aldeas en la franja occidental de la cuenca. De hecho, aunque la erupción de Las Vigas (Infiernillo) fue de corta duración, tuvo un profundo impacto en el medio ambiente. Las cenizas volcánicas cubrieron las zonas circundantes y, una vez depositadas, debieron pasar muchos años antes de que los procesos pedogenéticos formaran suelo suficiente que permitiese un nuevo crecimiento vegetal. Además, la colada de lava de El Infiernillo sepultó ~400 ha de terreno bajo un sustrato rocoso duro. Un escenario similar se observó en el caso del histórico volcán Parícutin, donde la acumulación de ceniza y lava afectó a la flora y fauna locales limitando severamente la mayoría de las actividades agrícolas durante varios años (Rees, 1979).

Varios siglos después de la erupción del Infiernillo, las erupciones posteriores del Malpaís las Víboras y del Capaxtiro impactaron nuevamente la región cubriendo

grandes áreas (~25 km²) con flujos de lava que modificaron drásticamente el paisaje de la ribera occidental del lago de Zacapu. En este contexto, Pétrequin (1994) ha sugerido una relación directa entre la erupción del Capaxtiro y el levantamiento geológico del área de Las Lomas (en la orilla occidental de la cuenca). Si su hipótesis es correcta, el surgimiento topográfico de Las Lomas por encima del nivel lacustre, habría ocurrido mucho más recientemente de lo que se suponía anteriormente, y por lo tanto sólo precedería por un corto período al comienzo de la ocupación humana de la zona alrededor del año 100 a.C. (Arnauld *et al.*, 1993; Arnauld y Faugère-Kalfon, 1998). Sin embargo, se necesitan más investigaciones para comprobarlo. Según Carot *et al.* (1998), el sitio de Loma Alta, situado en la zona de Las Lomas y fechado entre el 100 a.C. y el 500 d.C. (fase Loma Alta), muestra indicios de un culto relacionado con el fuego y los volcanes. Así lo sugieren la orientación de algunos de los edificios ceremoniales y la presencia de una temprana representación del dios del fuego. Esto podría significar que los habitantes del sitio fueron testigos de la erupción del Capaxtiro y dedicaron un centro ceremonial a una deidad asociada. Además, el cono del Capaxtiro está coronado por un centro ceremonial de la siguiente fase (fase Lupe, 600-850 d.C.) que consiste en una plaza rodeada por cuatro montículos piramidales, lo que indica claramente el carácter sagrado del volcán.

Durante la fase Lupe, la cuenca de Zacapu seguía habitada por una población local, no obstante, la ocupación humana se extendió a toda la región. Un grupo importante de sitios monumentales y residenciales se desarrolló en el NW del Malpaís de Zacapu, en las laderas del complejo de domos de Las Flores, y en las coladas de Las Minas, El Malpaisillo, Mesa del Bolsón, y el margen N de los flujos de lava de El Infiernillo (Pereira *et al.*, en prensa). Es notable que el abrupto abandono de esta zona al final de la fase de La Joya (850-900 d.C.) coincide con la erupción del Malpaís Prieto. Aunque, esta última fue únicamente efusiva, seguramente fue lo suficientemente aterradora como para causar el abandono de los asentamientos ubicados en el borde NW del Malpaís de Zacapu (Reyes-Guzmán *et al.*, en prensa).

Como consecuencia, la subsiguiente fase (fase Palacio, 900-1200 d.C.) estuvo marcada por una drástica disminución de la población en el N del Malpaís de Zacapu y

el área de Las Lomas (Arnauld *et al.*, 1993). La población se desplazó hacia el N (valle del Lerma) y hacia el SW de la CLZ. El número de asentamientos en la orilla del lago disminuyó, mientras que el yacimiento de El Palacio, situado en el margen distal de la mayor unidad de colada lávica del Capaxtiro, aumentó de tamaño y se convirtió en la mayor aglomeración humana de la zona.

La fase Milpillás (1200-1450 d.C.) se caracterizó por cambios drásticos en el patrón de asentamiento: a partir del siglo XIII, los flujos de lava del Malpaís de Zacapu fueron rápidamente recolonizados por una población importante agrupada en cuatro centros urbanos sin precedentes (Michelet, 1998; Forest, en prensa; Pereira y Forest, 2022). El proceso de urbanización del Malpaís de Zacapu, coincide aproximadamente con la cronología de dos acontecimientos contemporáneos. El primero es la erupción del volcán en escudo El Metate alrededor de 1250 d.C., que pudo haber causado la migración de personas hacia otras áreas, incluyendo la CLZ (Chevrel *et al.*, 2016a). El segundo evento es el abandono de la vertiente sur del Río Lerma, posiblemente debido a condiciones climáticas más secas. Se ha propuesto que gran parte de la población que se agrupó en el Malpaís de Zacapu procedía de esa zona (Arnauld y Faugère-Kalfon, 1998).

Así pues, como se ha expuesto brevemente, estudios recientes demuestran que los antiguos habitantes de la región tuvieron que enfrentar varios eventos eruptivos durante los últimos cuatro milenios. La duración relativamente larga del emplazamiento de las coladas de lava (hasta varios años), probablemente forzó el desplazamiento de la población fuera de los alrededores inmediatos de los centros de erupción. Sin embargo, el estilo efusivo relativamente lento, también, pudo haber inspirado la suficiente confianza como para regresar a las zonas afectadas por las erupciones, una vez que éstas cesaron y los flujos se enfriaron, e incluso para recolonizar, eventualmente, partes de los flujos de lava recién formados (Reyes-Guzmán *et al.*, en prensa).

La información arqueológica demuestra que las sociedades prehispánicas, también, supieron desarrollar estrategias originales para beneficiarse del entorno volcánico. En primer lugar, aprovecharon una amplia gama de materiales volcánicos. Un buen ejemplo es el de la dacita, cuya explotación intensiva en los sitios Las Minas y Las Lajitas, no lejos del borde del Malpaís de Zacapu, permitió

producir y distribuir una gran cantidad de herramientas líticas (Darras *et al.*, 2017; Quezada y Darras, en prensa). Además, la gente pudo satisfacer su necesidad de herramientas más afiladas al extraer obsidiana de los yacimientos de Zináparo-Varal, ubicados a solo ~30 km al NW (Darras, 1999). Igualmente, supieron habitar las coladas de lava escarpadas y rocosas, a menudo desprovistas de suelo y vegetación, modificando sus superficies para crear verdaderas aglomeraciones urbanas. Se utilizaron piedras volcánicas para levantar edificios y se construyeron terrazas modificando los relieves estructurales de las coladas de lava (por ejemplo, crestas de presión, levées, etc.). En otras palabras, las coladas de la cuenca occidental de Zacapu proporcionaron beneficios naturales, como son los materiales de construcción *in situ* y las posiciones topográficamente elevadas, asegurando así, una vista panorámica sobre la cuenca al mismo tiempo que ofrecían oportunidades defensivas para los asentamientos. Finalmente, estudios sobre los acondicionamientos agrícolas prehispánicos en y alrededor del Malpaís de Zacapu mostraron que los suelos de ceniza volcánica, ricos en minerales, fueron ampliamente explotados (Dorison *et al.*, 2022; Dorison y Siebe, en prensa). Las formaciones volcánicas más antiguas del Pleistoceno, cubiertas con suelos más desarrollados, fueron modificadas y revestidas con terrazas agrícolas. Además, es interesante que las escarpadas zonas pedregosas de algunos flujos más recientes fueron igualmente transformadas metódicamente para concentrar el suelo y crear pequeñas parcelas cultivables, como lo sugieren las últimas investigaciones en la colada de El Infiernillo (véase más adelante). En resumen, más que mostrar un condicionamiento unilateral del medio volcánico sobre sus habitantes, la prehistoria de la cuenca occidental de Zacapu es un buen ejemplo de las complejas interacciones entre los humanos y la naturaleza a través del tiempo, interacciones que abarcaron tanto aspectos simbólicos como económicos.

ITINERARIO DE VIAJE

Día 1: Geología e hidrología general de la cuenca de Zacapu, cráter freatomagmático de Alberca de Guadalupe, manantiales de Tarejero, sitios arqueológicos de Loma Alta y La Angostura, e iglesia colonial de Naranja

El primer día de la excursión estará dedicado a la geología e hidrología general de la cuenca lacustre de Zacapu y algunas de sus características más notorias; p. ej., ocurrencia en la periferia de la cuenca del cráter freatomagmático Alberca de Guadalupe (Parada 1) y los manantiales de gran caudal de Tarejero (Parada 2). Adicionalmente, se visitarán el sitio arqueológico de Loma Alta (Parada 3) y los petroglifos de La Angostura (Parada 4) en la parte occidental de la planicie lacustre, así como la iglesia colonial de Naranja (Parada 5).

Itinerario: A partir de la plaza principal de Morelia sobre la Av. Francisco Madero, salir en dirección W hacia Capula y Quiroga (Fig. 1). Esta avenida se transforma en la carretera federal No. 15. Después de pasar varios complejos de viviendas de interés social y después de ~15 km (25 Mins.), justo donde se ubica una planta distribuidora de gas, tornar a la derecha hacia el N sobre la carretera estatal que conduce hacia Cuto de Esperanza y Huaniqueo. Del lado izquierdo se observan los remanentes de conos de escoria que han sido explotados como fuente de materiales para la construcción hasta su casi total agotamiento. En la actualidad, las antiguas canteras sirven como depósitos de basura para la ciudad de Morelia. Más adelante, a lo largo de esta ruta, se puede observar la variedad de las morfologías que conforman el joven paisaje volcánico, ya que el camino conduce cerca de los conos de escoria holocénicos La Mina, Sajo Grande, Coro Grande, etc. El complejo dómico del Pleistoceno Temprano El Zirate (3345 m) y el escudo Picacho Gendo (2550 m) también se pueden divisar fácilmente desde la carretera. Continuando sobre esta ruta y después de ~23 km (25 Mins.) se llega al cráter del maar Alberca de Guadalupe. En su orilla oriental está el pueblo de Guadalupe, donde existe una terraza con mirador panorámico hacia el interior del cráter (Parada 1). La vista permite observar características fundamentales relacionadas a la formación de los maars, ya que el cráter forma literalmente un gran boquete en la topografía más o menos plana subyacente por flujos de lava del Pleistoceno Temprano. A la izquierda del mirador panorámico, un pequeño camino desciende hacia un lago en el fondo del cráter. A lo largo del camino se pueden observar típicos depósitos freatomagmáticos que caracterizan a los maars (ver descripción más abajo).

Desde Guadalupe, continuar al N en dirección a Huaniqueo por ~14 km (19 Mins.)

hasta llegar a Puente San Isidro, en la orilla oriental de la planicie lacustre del paleolago de Zacapu. Aquí, tornar a la izquierda rumbo a Coeneo y poco antes de llegar a este poblado, tornar a la derecha hacia Quencio. De aquí en adelante seguir el camino que rodea la base septentrional del volcán Cerro Tipicato a lo largo de la orilla de la planicie lacustre hasta llegar a Bellas Fuentes, un pueblo adyacente a un manantial importante. Aquí, dar vuelta a la derecha y seguir el camino al pueblo de Tarejero, ubicado sobre las laderas inferiores de un cono de escorias. Entrar al pueblo y conducir hacia su límite NW, donde se encuentra una pequeña laguna alargada de ~250 m de longitud, que se alimenta de numerosos manantiales de gran caudal (Parada 2). El recorrido desde Alberca de Guadalupe a Tarejero (~40 km) requiere de un tiempo de ~1 hora.

Desde los manantiales, retornar a la carretera principal y salir del pueblo de Tarejero hacia el N. Después de ~3 km se llega al pueblo de Cantabria; continuar ~1.5 km hacia el WNW (total de 10 Mins.) hasta llegar al sitio arqueológico de Loma Alta (Parada 3), ubicado del lado derecho de la carretera. Desde aquí, seguir al W sobre la carretera hacia Zacapu por ~3 km. Justo después de cruzar las vías del ferrocarril, existe un importante cruce de caminos en las afueras de Zacapu. Cruzar la carretera No. 15 y proseguir sobre la Av. Colorines. Después de pasar un complejo de fábricas químicas (de lado izquierdo) y continuar por ~1 km, se llega al entronque con la Av. 20 de Noviembre. Tornar a la izquierda y después de ~300 m se arriba al sitio de petroglifos de La Angostura (Parada 4), ubicado en la base de un flujo masivo de lava del volcán El Capaxtiro y justo al N de La Laguna, un pequeño lago alimentado por manantiales cercanos.

Retornar a la carretera No. 15 y en la intersección tornar a la derecha hacia el SW a lo largo de la carretera que conduce por el sector oriental de la ciudad de Zacapu hasta la glorieta donde se encuentra el Monumento del Bicentenario. Ahí, salir de Zacapu hacia el SE en dirección a Pátzcuaro y después de un total de ~8 km (15 Mins.) desde la Parada 4 se llega a las afueras del pueblo de Naranja, donde se torna a la izquierda hasta un pequeño lago alimentado por un manantial. En su ribera se encuentran las “Cabañas Lagoverde”, donde se pernochará. Después del registro de huéspedes, se dará un paseo (~300 m) para visitar la iglesia de Nuestro Padre Jesús (Parada 5), caracterizada por su

interesante arquitectura y decorado interior coloniales, ubicada en la plaza principal del pueblo de Naranja.

Parada 1: Cráter-maar Alberca de Guadalupe (19°48'28.7", 101°26'56.4"; 2141 m)

Desde este mirador (Figs. 6, 7) se observa un amplio cráter (~1 km de diámetro) con una profundidad de ~140 m que contiene un lago (~9 m de profundidad), formado hace ~21,000 a. AP (Kshirsagar *et al.*, 2015). Es el más joven de los edificios freatomagmáticos que ocurren en la cuenca de Zacapu (Kshirsagar *et al.*, 2016). Se originó perforando los flujos de lava del cercano Cerro Pelón, que datan del Pleistoceno Temprano. El bloque septentrional que forma las paredes del cráter está derribado hacia el N por ~30 m a lo largo de una falla normal regional que ha estado activa probablemente desde el Plioceno (Figs. 8, 9).

La formación de este edificio freatomagmático, un tipo de estructura inusual en las tierras altas y semiáridas de la cuenca de Zacapu, se vio favorecida por las particulares condiciones hidrológicas y topográficas, especialmente, por los parámetros del acuífero somero (p. ej., su alta permeabilidad y la dirección del flujo subterráneo) que permitieron canalizar suficiente agua, tanto superficial como subterráneamente, a lo largo de estrechos valles hacia el sitio de la erupción (Fig. 9), alimentando así continuas explosiones freatomagmáticas (Kshirsagar *et al.*, 2015). Actualmente, el nivel freático continúa siendo somero, como lo evidencian los manantiales cerca de Puruátiro (~3 km al NNW del cráter) y otro en la base ENE de la pared interior del cráter, justo donde aflora el contacto de los flujos de lava del Cerro Pelón con los depósitos piroclásticos sobreyacentes del maar (Fig. 8), situación que favorece que una erupción de esta naturaleza pudiese volver a ocurrir en esta zona.

Los depósitos del maar se pueden observar en el lado izquierdo del empinado camino que desciende del mirador hacia el interior del cráter. Aflora una secuencia bien estratificada de depósitos de "surge" tipo "secos" (*dry*) y "húmedos" (*wet*) que muestran disrupciones por estructuras decimétricas de impacto balístico (Fig. 10), causadas por líticos angulares (bloques de lava andesítica y clastos de ignimbrita). Los depósitos de surge secos son friables y consisten de lapilli mediano a grueso, son clasto-soportados y tienen una clasificación

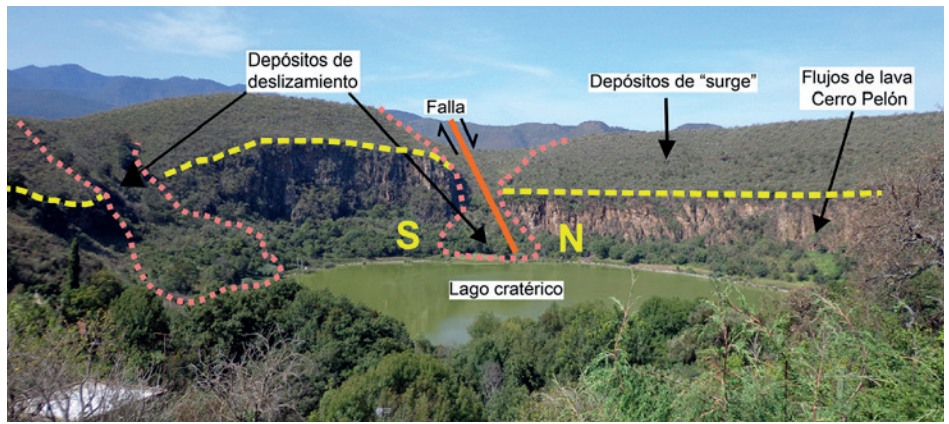


Figura 6: Vista del maar Alberca de Guadalupe desde el borde oriental del cráter (Parada 1) hacia el W. Los depósitos freatomagmáticos producidos por la erupción cubren a un flujo de lava antiguo (pared vertical) del cono Cerro Pelón. Se observa una falla normal y el desplazamiento vertical de ~30 m entre el bloque S y el bloque N (derribado). Pequeños deslizamientos posteriores a la erupción han contribuido al ensanchamiento del cráter. El lago tiene una profundidad de ~9 m. Tomada de Siebe *et al.* (2014).



Figura 7: Foto aérea del maar Alberca de Guadalupe desde el E. Obsérvese las fallas normales (flechas rojas), una de las cuales corta al flujo de lava (pared vertical) que aflora al interior del cráter. Círculo rojo indica Parada 1 (terracea con vista panorámica). Fotografía obtenida el 30 de noviembre, 2011 por Sergio Salinas.

(*sorting*) pobre ($Md\phi$: -1.56 a -3.75, $\sigma\phi$: 1.43 a 3.23). En contraste, los depósitos de surge húmedos están endurecidos y constan de estratos delgados de ceniza fina que contienen lapilli acrecional (~1 cm en diámetro). Los depósitos son pobres en clastos juveniles (bombas tipo "coliflor" de composición basalto-andesítica, $SiO_2=54-58$ wt.%), que constituyen solo el 12-49% de los depósitos. Sugerimos fijarse detalladamente en las características de estos depósitos, ya que durante la excursión observaremos similitudes en depósitos del cono de toba Alberca de los Espinos (Parada 6), aunque también, notorias diferencias.

Parada 2: Cono de escoria y manantiales de Tarejero (19°49'25.3", 101°42'58.4"; 1990 m)

Tarejero, un antiguo pueblo purépecha de origen prehispánico, está construido alrededor de la ladera inferior occidental del homónimo pequeño cono de escoria (~100 m de altura), ubicado al interior del sector SW de la planicie lacustre (Figs. 1, 3, 11). El límite NW del pueblo coincide con el margen de uno de sus flujos de lava. En la base del flujo, emanan numerosos manantiales con gran descarga de agua cristalina y potable (pH = 6-6.5). Alrededor de varios manantiales fueron construidas albercas rectangulares, con paredes de bloques de lava y concreto que sirven para el baño y lavado de ropa de los lugareños (Fig. 12). El agua es más caliente (Temp. = 21.7 °C, en los puntos de emanación) de lo esperado (~15 °C) para manantiales en esta región. De las albercas fluye a un estrecho lago alargado en dirección

SW-NE con una anchura de ~50 m y ~300 m de largo. En su extremo NW desborda a un pequeño represamiento artificial, a partir del cual conduce hacia un sistema de canales de irrigación agrícola. En el represamiento logramos estimar burdamente la descarga total de los manantiales en 0.5-1 m³/seg.

El cono de escoria de Tarejero es de composición basáltico-andesítica (SiO₂ = 55 wt.%), y su edad fue estimada con base en su morfología y asignada al Pleistoceno medio (Ramírez-Uribe *et al.*, 2019). Antes del drenado del lago de Zacapu, el cono estaba frecuentemente rodeado de agua somera y solamente era posible llegar al antiguo pueblo purépecha mediante lanchas, especialmente durante las épocas de lluvia. Por ello, Tarejero no solo es especial por sus cálidos manantiales de gran caudal, sino también, porque representa a una antigua isla que ocurre dentro de la planicie lacustre. El origen y causas de estas características requieren de una explicación. Especulamos que la ausencia general de volcanes dentro del contorno de la planicie lacustre puede estar relacionada con el espesor del relleno sedimentario. Si su espesor es suficiente, suponemos que, la secuencia de sedimentos sueltos poco consolidados puede actuar como una trampa de densidad para pequeños cuerpos de magma que ascienden a la superficie. Como resultado, estos magmas no harían erupción en superficie, sino que formarían *sills* y lacolitos a profundidad en el contacto entre el basamento local y el relleno sedimentario más joven que le sobreyace. El interior de estos cuerpos calientes se enfriaría lentamente transmitiendo calor hacia el relleno sedimentario saturado con agua. Mediante este proceso contribuiría eventualmente a la temperatura inusualmente alta que se registra en los manantiales. En un entorno geológico así, la erupción del Tarejero representa una excepción, que se puede explicar postulando la existencia de un relleno sedimentario debajo de este volcán, que es de insuficiente espesor para poder entrapar a un magma ascendente. En este contexto, es importante mencionar que la ausencia de volcanes al interior de cuencas lacustres es un fenómeno frecuente, por lo que el caso de Zacapu no es único. Muchas otras cuencas lacustres en el centro de México (p. ej., Chapala, Pátzcuaro, Cuitzeo) también, se distinguen por la ausencia de volcanes en su interior, una característica que pudiese tener una causa común como la hipótesis antes señalada. Perforaciones

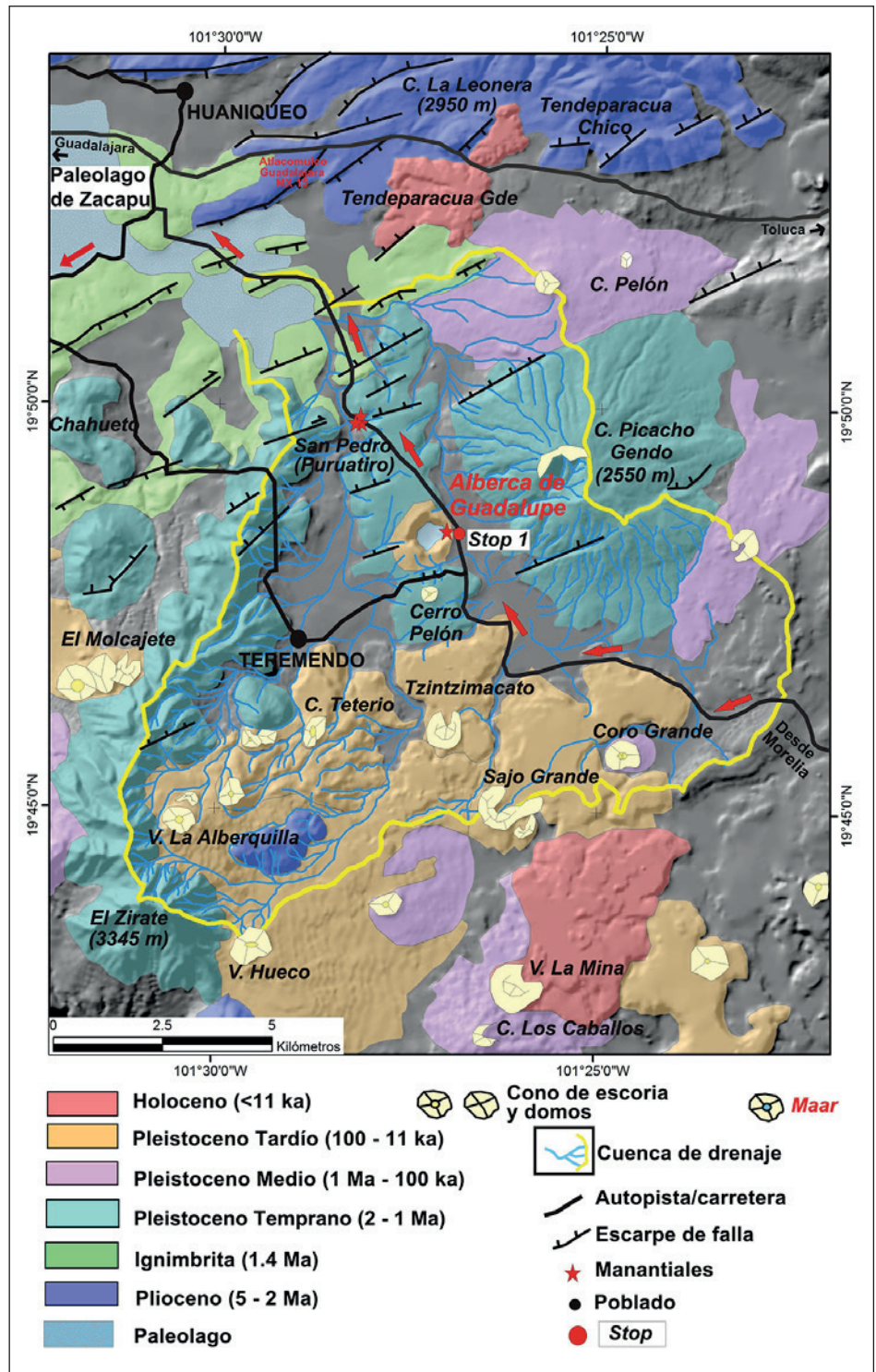


Figura 8: Mapa geológico del sector oriental de la cuenca de Zacapu y ubicación del maar Alberca de Guadalupe al centro de una red tributaria de drenaje hidrográfico. Las flechas rojas denotan la ruta de viaje. Tomado de Siebe *et al.* (2014) y realizado por P. Kshirsagar.

más profundas y estudios geofísicos serían necesarios para comprobar esta hipótesis.

Parada 3: Sitio arqueológico Loma Alta y el área de Las Lomas, cerca de Cantabria (19°50'24.2", 101°44'34.9"; 1990 m)

Aunque los datos paleoambientales (Pétrequin, 1994) sugieren la existencia de

asentamientos agrícolas desde 1500 a.C. en la cuenca de Zacapu, éstos todavía no han sido ubicados. Hasta la fecha, los sitios más tempranos identificados se encuentran en Las Lomas, un área de 18 km² ubicada al W del exlago de Zacapu, que se caracteriza por una serie de ondulaciones del terreno que resalta ligeramente de la superficie plana

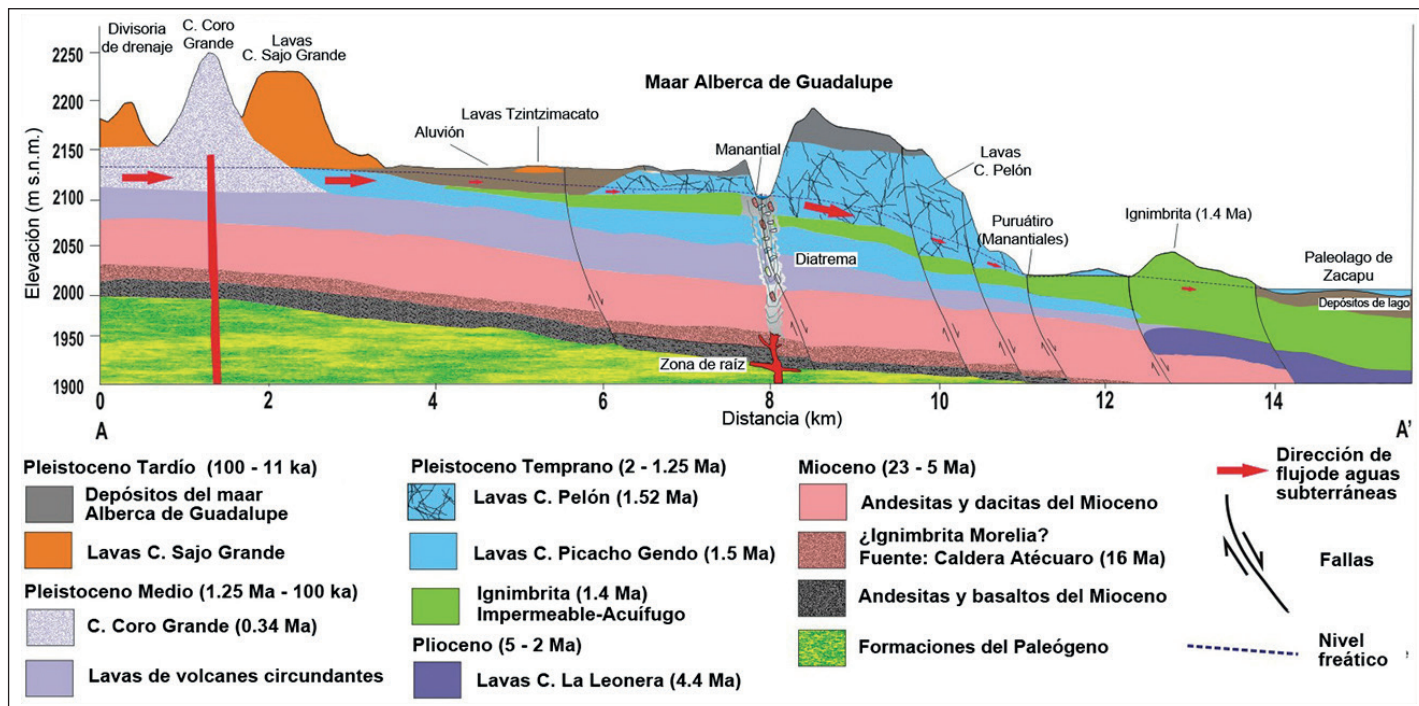


Figura 9: Perfil SE-NW a través del maar Alberca de Guadalupe que muestra las diferentes unidades estratigráficas observables e inferidas (ver Fig. 8), así como la dirección del flujo subterráneo del agua (flechas rojas). Tomado de Kshirsagar *et al.* (2015).

del antiguo lecho lacustre (Fig. 11). Esta área también se distingue por sus suelos más claros que contrastan fuertemente con los sedimentos oscuros (histosoles) del lecho lacustre (Fig. 13). Antes de la desecación artificial de la cuenca, ocurrida a principios del siglo XX, este sector formaba una península asociada con islotes que fueron ocupados desde 100 a.C. hasta la llegada de los españoles en 1522.

La formación de Las Lomas parece ser el fruto de un evento volcánico que generó el levantamiento (¿emplazamiento de un sill?) y la emersión de los sedimentos lacustres, posiblemente tras la erupción de una colada volcánica. Los trabajos realizados por Pétrequin *et al.* al final de los 1980s atribuyeron este fenómeno a la erupción del Capaxtiro y fecharon la formación de Las Lomas hacia 6000 a.C. Sin embargo, trabajos más recientes (Mahgoub *et al.*, 2018) indican, más bien, que la erupción del Capaxtiro ocurrió hacia 100 a.C., o sea poco antes de la primera ocupación reportada en Las Lomas.

El sitio de Loma Alta es el más importante de la zona por sus dimensiones y su larga secuencia de ocupación. Las excavaciones realizadas en distintos lugares de la loma (Arnauld *et al.*, 1993), muestran que los depósitos antrópicos alcanzan hasta 4 m de espesor. La ocupación principal del sitio inicia hacia 100 a.C. y alcanza su auge

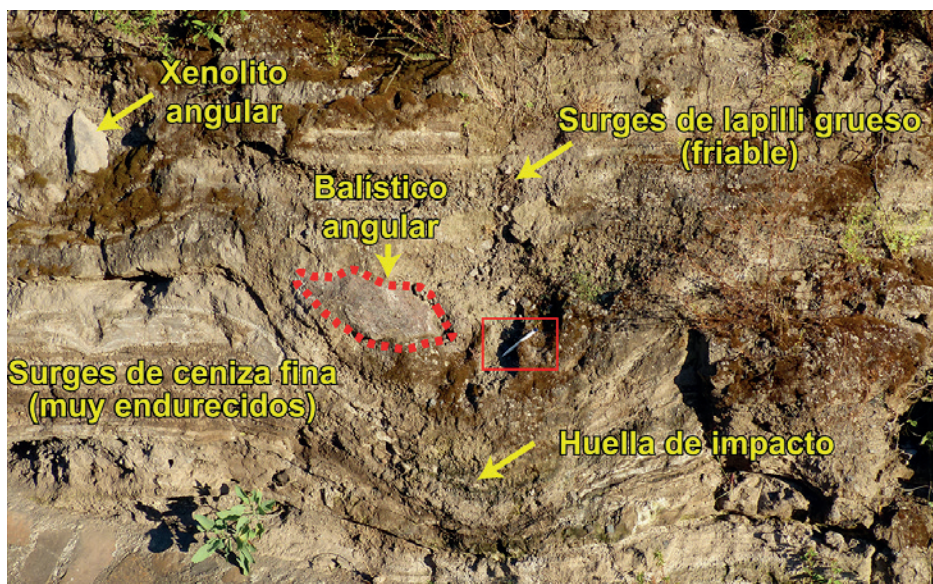


Figura 10: Típicos depósitos de surge con estructuras de impacto balístico observables a lo largo del camino que desciende desde la orilla del cráter hacia el lago en el interior del maar Alberca de Guadalupe. Bolígrafo como escala (~18 cm) al interior del rectángulo rojo. Tomado de Siebe *et al.* (2014).

durante el primer milenio de nuestra era. El sitio funcionó como un centro ceremonial monumental provisto de plataformas, patios y altares (Carot *et al.*, 1998). Se documentaron también varios cementerios, entre los que destaca una serie de urnas funerarias que contenían cenizas muy finas obtenidas por la molienda intencional de huesos cremados (Carot y Susini, 1990).

La tradición cerámica de Loma Alta sobresale por una rica decoración policroma-

da que ilustra numerosas figuras zoomorfas (aves, serpientes, ardillas) y antropomorfas, las que presentan gran similitud con las tradiciones culturales del NW de México y SW de los Estados Unidos (Carot, 2004). El sitio ha revelado también, una serie de esculturas de piedra entre las cuales existe la representación de un dios, el cual podría ser un antecedente del dios principal de los tarascos, Curicaueri, dios del fuego.

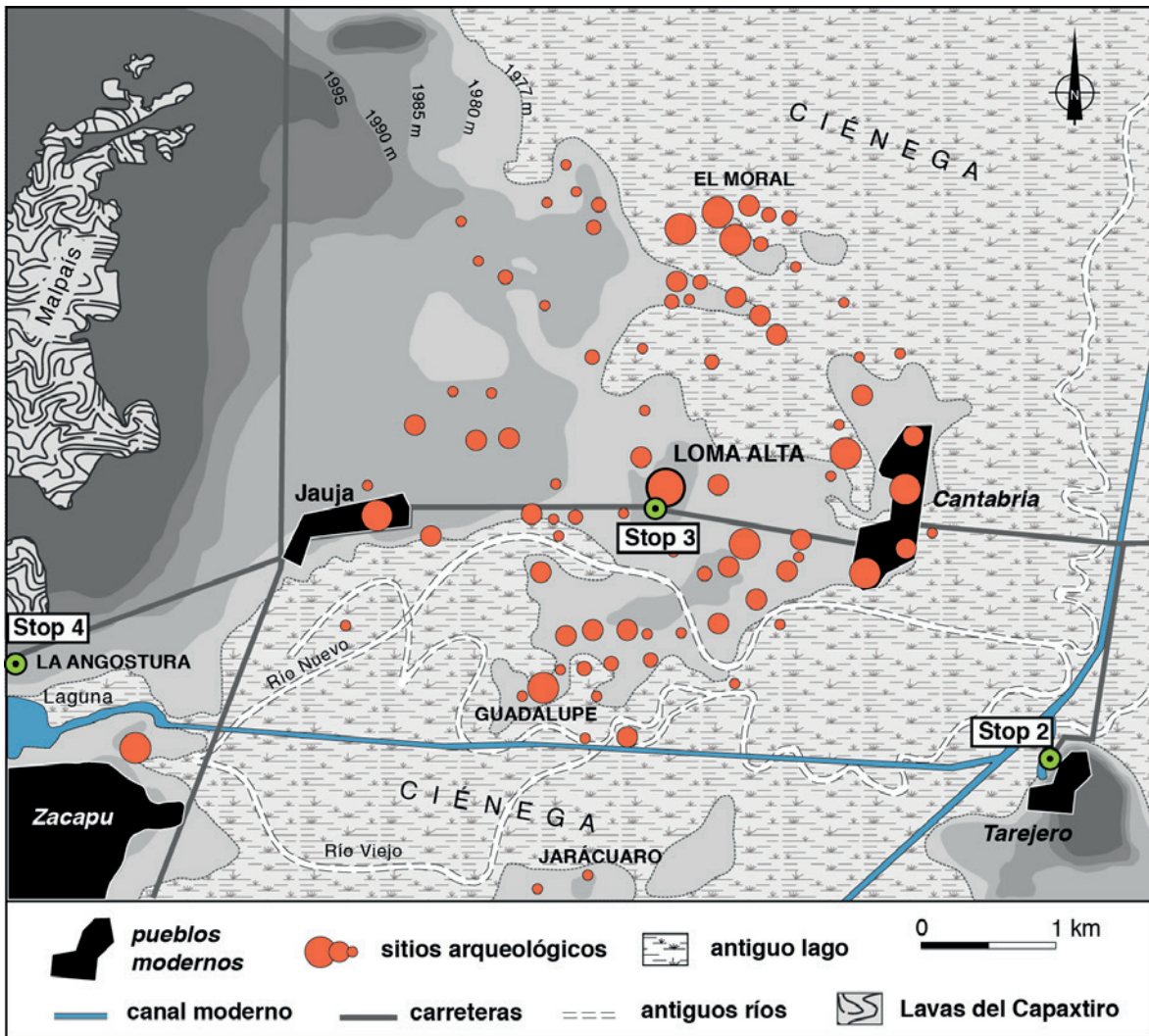


Figura 11: Mapa arqueológico de Las Lomas. También se indican la Parada 2 (Tarejero) y la Parada 4 (La Angostura). Modificado a partir de Arnauld *et al.* (1993).



Figura 12: Manantiales de gran caudal (descarga total de $\sim 0.5\text{-}1.0\text{ m}^3/\text{seg}$; $Temp=21.7^\circ\text{C}$, $ph=6.0\text{-}6.5$) en la base del flujo de lava del cono Tarejero (nótese los grandes bloques detrás de la rampa en la sección superior derecha de la foto). Los manantiales descargan inicialmente en el interior de unas albercas, antes de que el agua se vierta en un lago de 300 m de largo (visible detrás de las albercas) para luego ser conducida a una red de canales de irrigación. Foto Claus Siebe.



Figura 13: Foto donde se aprecia el contraste entre los suelos gris blancuzcos de Las Lomas y los suelos oscuros del antiguo lago. En el fondo de la imagen se distingue el pueblo actual de Tariácuri. Foto cortesía de Jennifer Saumur.

Parada 4: Petroglifos de La Angostura, al norte de Zacapu (19°49'46.1", 101°47'19.4"; 1989 m)

El sitio de petroglifos de La Angostura corresponde a un relieve natural formado por bloques de lava (Fig. 14), localizado en una zona actualmente semi-urbana, en el límite de la ciudad de Zacapu y en el ejido de La Angostura. El promontorio de bloques forma parte del margen de uno de los flujos de lava tempranos emanados del volcán Capaxtiro (Figs. 11, 15, 16), conocido locamente como Achembo, el cual alberga un asentamiento prehispánico importante. Se sitúa de manera contigua a una zona plana ubicada en la ribera septentrional de la Laguna de Zacapu, un pequeño lago alimentado por manantiales cercanos.

Los petrograbados de La Angostura se conocen desde los años 1930s cuando el arqueólogo Wilfrido Du Solier los reportó por primera vez. El estudio sistemático, aún en curso, realizado por Areli Huerta y Eric Gelliot, ha permitido registrar más de 80 diseños grabados en cerca de 20 bloques de roca. Los diseños geométricos (Fig. 17), sencillos o complejos, así como numerosas figuras antropomorfas y zoomorfas fueron hechos al piquetear la superficie naturalmente lisa de los bloques.

Aunque, por lo general, resulta difícil fechar las manifestaciones rupestres, el estudio regional realizado por Faugère (1997) propuso agrupar este estilo de diseños en una tradición llamada “Malpaís”, la cual correspondería al Posclásico. En el límite oriental del Malpaís de Zacapu, existen varios otros afloramientos de lava que exhiben manifestaciones rupestres.

Parada 5: Naranja y su iglesia colonial (19° 46' 34", 101° 45' 38"; 1990 m)

El pueblo de Naranja de Tapia es uno de los pueblos purépechas originarios de la cuenca, mencionado en las fuentes del siglo XVI como *Naranjan*. Según la *Relación de Michoacán* (de Alcalá 2000 [1541]) era un señorío destacado de la cuenca de Zacapu cuando llegaron los Chichimecas Uacúsecha en el siglo XIII. Era dirigido por el linaje de los Zizambanecha, quienes hicieron alianza con Hire Ticátame, el líder de los Chichimecas, tras su boda con la hermana del gobernante en turno. Poco tiempo después, Hire Ticátame entró en conflicto con sus cuñados a raíz de una disputa que lo obligó a huir. Seis generaciones después,



Figura 14: Vista del pequeño promontorio de bloques de lava donde se ubican los petrograbados de La Angostura. Foto Grégory Pereira.

cuando los Uacúsecha asentaron su poder en Pátzcuaro e iniciaron la conquista de las regiones vecinas, Naranja y los otros pueblos de la cuenca de Zacapu cayeron bajo su dominio.

En los alrededores del pueblo actual existen varios asentamientos prehispánicos que fueron ocupados durante el Posclásico, pero también, durante épocas más tempranas (Clásico y Epiclásico, 500-900 d.C.).

En la actualidad, el pueblo de Naranja de Tapia se encuentra 5 km al SE de Zacapu en la orilla meridional del antiguo lago, cerca de uno de los manantiales que todavía alimentan la cuenca lacustre. Hoy, este lugar muestra un pequeño lago conocido como el Lago Verde. El centro del pueblo conserva una muestra de la arquitectura michoacana tradicional: la plaza principal está rodeada de edificios de adobe techados con tejas y provistos de grandes pórticos de madera y también ostenta la fachada de la iglesia de Nuestro Padre Jesús (Fig. 18). Este bello edificio colonial conserva en su interior un magnífico artesón de madera decorado con pinturas policromadas realizadas durante el siglo XVIII (Ruiz Caballero, 2010). Esta muestra de arte virreinal incluye cerca de sesenta imágenes pintadas de santos, evocaciones de la Virgen y figuras de ángeles músicos y querubines, todos rodeados por una frondosa y colorida decoración vegetal (Fig. 19).

Día 2: Canal de Villa Jiménez, cono de toba Alberca de los Espinos, agrupamiento monogenético del

Malpaís de Zacapu y sus sitios arqueológicos sobre flujos de lava jóvenes, cono de escoria Las Cabras y plaza principal de Zacapu

El segundo día se visitarán los volcanes jóvenes y sitios arqueológicos en el límite NW y W de la cuenca de Zacapu (Figs. 15, 16). Primero iremos de Naranja a Villa Jiménez (Parada 6), donde actualmente se encuentra el canal artificial que permitió desaguar el lago a principios del siglo XX. Cerca se encuentra el cono de toba Alberca de los Espinos (Parada 7), un volcán freatomagmático que hizo erupción hace ~25,000 años, justo en el lugar donde se encontraba el desagüe natural del paleolago, ocasionando un incremento significativo del nivel lacustre. Después, inspeccionaremos el agrupamiento (*cluster*) holocénico de volcanes Malpaís de Zacapu y sus flujos de lava. En su superficie existen sitios arqueológicos de dimensiones urbanas con un extraordinario grado de preservación, entre los que destacan Malpaís Prieto (Paradas 8) y El Infiernillo (Parada 9). Cerca también está el complejo minero prehispánico de dacita Las Minas, único en su tipo (Parada 10). Después seguiremos hacia el cono de escoria Las Cabras (Parada 11) y su depósito de avalancha (Parada 12), antes de retornar a Naranja. En la tarde visitaremos Zacapu para dar un paseo y conocer la plaza principal, así como la iglesia colonial de Santa Ana (Parada 13). Pernoctaremos nuevamente en Naranja (Cabañas Lagoverde).

Itinerario: Salir de Naranja hacia el NW y en la glorieta (Monumento del Bicentenario),

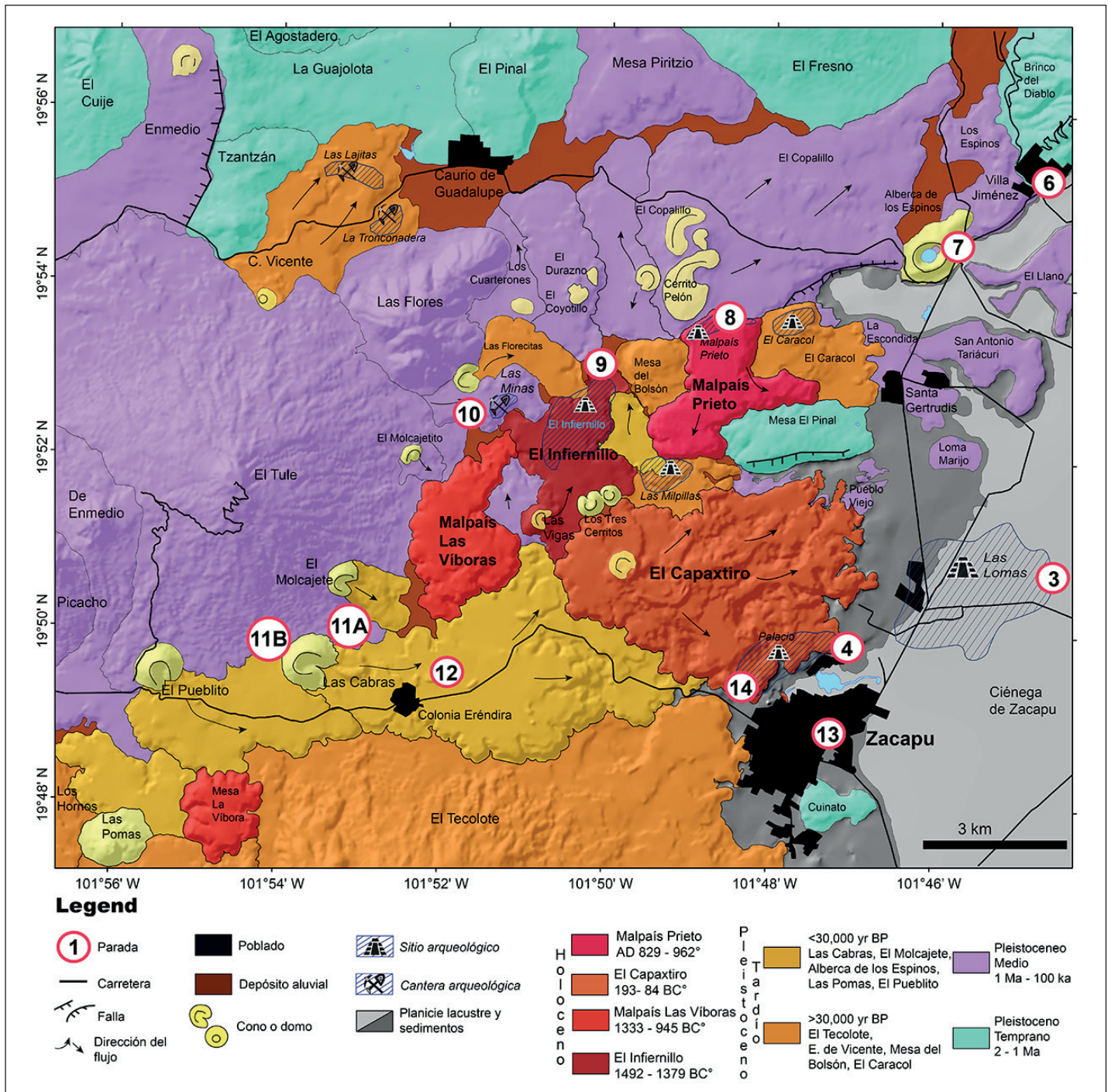


Figura 15: Mapa geológico de la parte occidental de la cuenca de Zacapu donde se indican las paradas 3-13 de la excursión. Modificado de Reyes-Guzmán et al. (2018).

en la entrada de Zacapu, tornar a la derecha hacia el N. Después de salir de Zacapu, continuar hacia el N hasta Villa Jiménez (~19 km, ~30 Mins.) y parar cerca del puente que cruza el canal (Parada 6; Figs. 15, 20). Retornar sobre la misma carretera hacia el W y después de ~2 km (~5 Mins.) arribar en el estacionamiento ubicado sobre la base de la ladera septentrional exterior del cono de toba Alberca de Los Espinos. Desde aquí ascender a pie al borde del cráter (Parada 7A), donde se

puede disfrutar de una vista panorámica del lago al interior del cráter y el paisaje volcánico circundante. La planicie lacustre y el actual desagüe de la cuenca (canal de Villa Jiménez) también se observan. Después se visitarán dos canteras grandes de extracción de material, donde afloran los depósitos freatomagnéticos del cono de toba (Paradas 7B y 7C). Desde la cantera en la ladera W de la Alberca de Los Espinos (Parada 7B), continuar al W sobre la carretera que conduce a Caurio. Después

de ~800 m (~4 Mins), salir hacia la izquierda sobre un camino de terracería que conduce por ~4 km (10 Mins.) directamente al margen N del flujo de lava Malpaís Prieto (Parada 8). Desde aquí se asciende a pie, por una vereda, el frente empinado de la colada de lava modificada con terrazas habitacionales. Arriba, sobre la lava rugosa, se extiende el núcleo del sitio arqueológico La Ciudad Perdida, donde se pueden distinguir las ruinas de numerosos complejos habitacionales y monumentos cere-

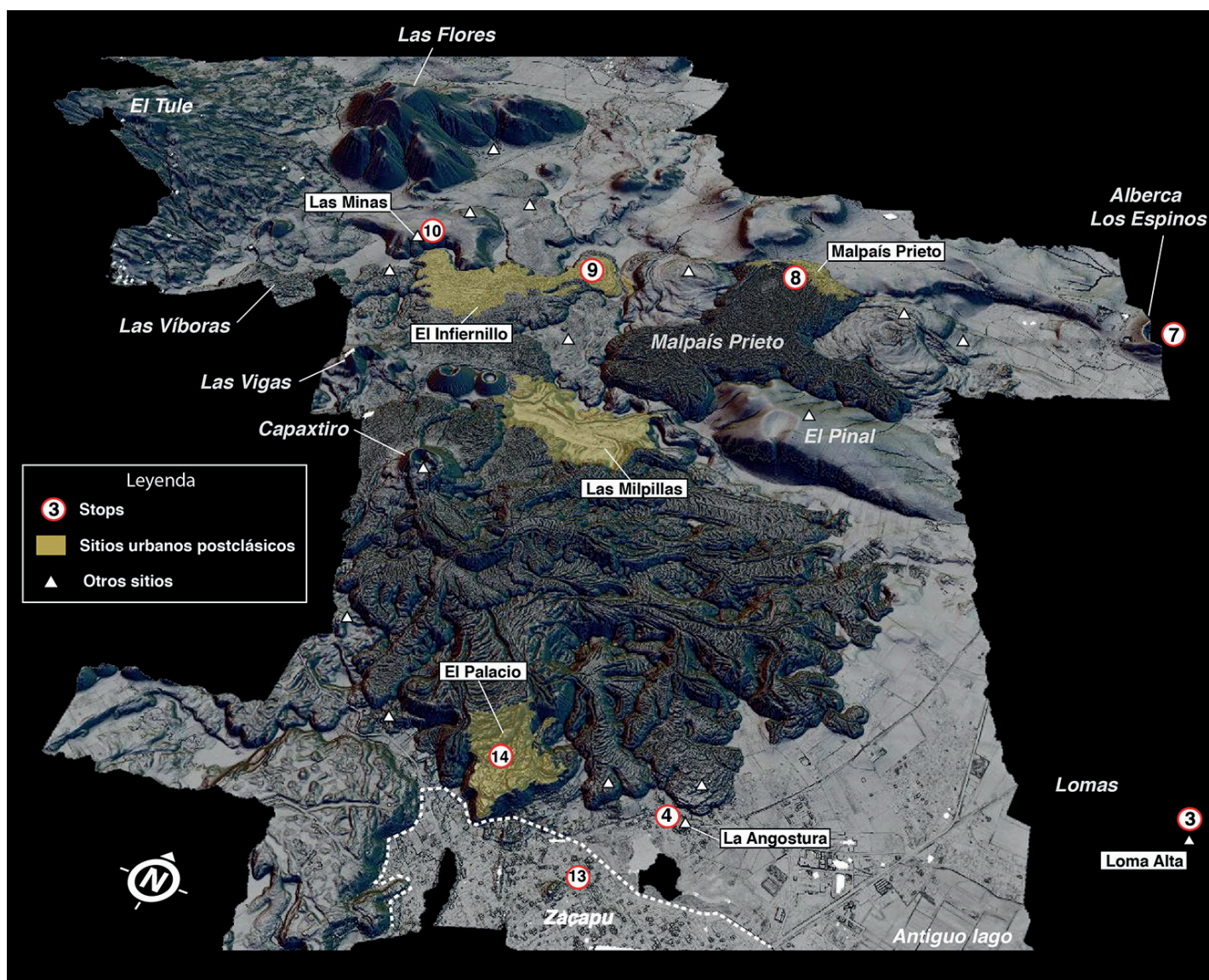


Figura 16: Vista en 3D del Malpaís de Zacapu con indicación en amarillo del área ocupada por sitios arqueológicos y con círculos rojos la ubicación de las distintas paradas. Generado a partir de los datos LiDAR por Antoine Dorison.

moniales de esta impresionante urbe entre los bloques de lava. Después de un almuerzo bajo los árboles de un bosque de encinos cercano, se continúa sobre el camino de terracería hacia el W y después de ~3 km (~15 Mins.) se llega al margen N del flujo El Infiernillo y el sitio arqueológico homónimo (Parada 9), que serán explorados a pie. No lejos de aquí, hacia el W, está el yacimiento prehispánico de dacita Las Minas (Parada 10), que se puede alcanzar desde un camino de terracería que parte del pueblo de Caurio de la Rinconada. Se continúa sobre la carretera de terracería hacia el W. En la base del escudo El Tule el camino gira hacia el S y continúa a lo largo de la margen W del espeso flujo de lava Malpaís Las Víboras hasta llegar al pueblo de Eréndira. Justo antes de entrar a Eréndira, girar a la derecha (NW) y después de ~2 km

(10 Mins.) se arriba a una zona de canteras, ubicada entre los conos de escoria Las Cabras y El Molcajete (Fig. 15). En una de estas canteras (Parada 11A) se exhibe la secuencia completa de los depósitos de caída del volcán Las Cabras. Regresar a Eréndira y cruzar el pueblo para llegar a la carretera federal No. 15. Aquí dar vuelta a la derecha hacia el W en dirección a Carapan. Después de 1.5 km salir de la carretera a la derecha y tomar un camino de terracería que conduce por ~2 km (10 Mins.) a una cantera (Parada 11B), que exhibe 10 m de la secuencia proximal de los depósitos de escoria del cono Las Cabras, fechado en ~27,000 años AP. Después, retornar a la carretera federal No. 15 a Eréndira. Desde aquí continuar hacia Zacapu hacia el E y después de ~500 m girar a la izquierda por un camino que conduce algunos cientos

de metros más adelante hasta una cantera (Parada 12). Aquí, uno de los montículos (hummocks) más grandes que caracterizan el campo de lavas del volcán Las Cabras y su depósito de avalancha, está expuesto y permite inspeccionar su estructura interior. Después, retornar a la carretera asfaltada y dirigirse al E hacia Zacapu. Antes de llegar a Zacapu (~10 km, 30 Mins.), del lado izquierdo de la carretera, se encuentra uno de los flujos de lava andesítica del Capaxtiro, emplazado hace ~2,000 años. La colada es del tipo 'Aã con escasa vegetación y frentes escarpados que sobrepasan los 30 metros de altura. Al llegar a Zacapu, seguir los señalamientos que conducen al centro de la ciudad donde cerca de la plaza principal (Parada 13) se encuentran la parroquia y exconvento de Santa Ana, entre otros edificios coloniales. Después,



Figura 18: Fachada de la iglesia de Nuestro Padre Jesús en Naranja. Foto cortesía de Martín Serrato Juárez.

Figura 17: Detalle de dos bloques con petrograbados de estilo geométrico en La Angostura. Foto Grégory Pereira.



Figura 19: Detalle del artesón policromado del siglo XVIII en el interior de la iglesia parroquial de Naranja. Foto cortesía del ayuntamiento de Zacapu.



Figura 20: Canal de Villa Jiménez (Parada 6) que sirvió para drenar el lago de Zacapu hace más de 100 años (flecha indica dirección del flujo). Foto Claus Siebe.

retornaremos a Naranja para pasar la noche otra vez en las "Cabañas Lagoverde".

Parada 6: Canal de Villa Jiménez (19°55'12.6", 101°44'48.3"; 1992 m)

Este canal (Fig. 20) fue excavado inicialmente a finales del siglo XIX en el punto topográfico más bajo del límite NW de la cuenca del lago de Zacapu. Antes de ello, existía un vado y sólo se vertía el agua hacia el Río Angulo en contadas ocasiones cuando el nivel del lago se incrementaba lo suficiente durante años de precipitación inusualmente

alta. Esta observación despertó la avaricia de algunos hacendados de la zona que decidieron excavar un canal para desecar el lago y así ganar cuantiosas nuevas tierras de cultivo, eliminando al mismo tiempo, áreas pantanosas consideradas insalubres. Este proyecto llevó muchos años y culminó entre 1902 y 1908 (Guzmán-Ávila, 1985; Reyes-García and Gougeon, 1991). Como resultado, la ecología y la economía de la región cambiaron abruptamente. Los habitats lacustres y ribereños desaparecieron de manera casi súbita y los pobladores nativos (en

su mayoría purépechas) que habían vivido por generaciones en pueblos y rancherías en las orillas del lago pescando desde canoas, cazando aves acuáticas, etc., tuvieron que adaptarse rápidamente a una circunstancia imprevista que les fue impuesta de manera arbitraria en aras de la modernidad. Actualmente, en la superficie lacustre se cultiva principalmente maíz y sorgo.

El canal que se observa hoy en día ha sido remodelado en varias ocasiones y aún sirve como desagüe para la cuenca de Zacapu. Conecta con el Río Angulo, que fluye hacia el N

donde es tributario del Río Lerma, principal río que drena la parte centro-occidental de México hacia el Pacífico.

Parada 7 (A, B, C): Alberca de Los Espinos: Un cono de toba freatomagmático que obstruyó el antiguo desagüe del paleolago de Zacapu y cambió el entorno significativamente

Parada 7A: Borde del cráter (19°54'19.3", 101°45'57.8"; 2045 m)

Después de visitar el canal de Villa Jiménez, llegaremos a la ladera exterior septentrional del cono de toba freatomagmático Alberca de Los Espinos, una estructura geológica de gran significado, ubicada en el margen NW de la cuenca tectónica del lago de Zacapu (Figs. 3, 15, 21, 22). Desde aquí, se asciende a pie al borde del cráter (Parada 7A), donde se puede disfrutar de la vista panorámica de su interior y además entender mejor el paisaje circundante, que incluye al flujo de lava Malpaís Prieto, el más joven de la región (ver foto en la cubierta interior). El punto más alto del borde del cráter (2100 m s.n.m.) se eleva ~110 m por arriba de la planicie lacustre hacia el SE. El cráter tiene una forma elíptica orientada en dirección NE-SW con un diámetro máximo de ~740 m. Su interior está ocupado por un lago con un diámetro máximo de ~350 m y una profundidad de 29 m por debajo de la superficie actual, que tiene una altitud de 1980 m s.n.m. El cono de toba tiene un diámetro basal de 1200 m y sus depósitos freatomagmáticos se preservan hasta una distancia de 2 km desde el borde del cráter. El eje largo del cráter es paralelo a la dirección NE-SW de una importante falla normal regional que discurre por debajo del cono y cuyo bloque caído se encuentra al SE (Fig. 22). Los remanentes de un antiguo cono de escoria preexistente afloran en las paredes interiores NE del cráter, como lo evidencian peñascos que consisten de flujos de lava sobreyacidos por capas aglutinadas de escoria de caída (Kshirsagar *et al.*, 2015).

La ocurrencia de un volcán freatomagmático como la Alberca de los Espinos, situada en el límite de una cuenca lacustre, no debería sorprender. Lo especial de este volcán es su ubicación, precisamente en el antiguo desagüe natural de la cuenca (Siebe *et al.*, 2012). Como resultado de la erupción, el desagüe quedó bloqueado y el nivel del lago ascendió varios metros antes de encontrar una nueva salida en la parte



Figura 21: Vista aérea hacia el NNW con el cono de toba Alberca de Los Espinos y el canal de Villa Jiménez. La erupción del cono de toba ocurrió en el lugar donde antaño se encontraba el desagüe natural del paleolago de Zacapu obstruyendo su salida. Como resultado de ello, el nivel del lago ascendió por varios metros hasta encontrar una nueva salida en el lugar donde actualmente se encuentra el canal de Villa Jiménez (ver Fig. 22). A, B, C (ver texto) denotan sitios que se visitarán en la Parada 7. Tomada de Siebe *et al.* (2014).

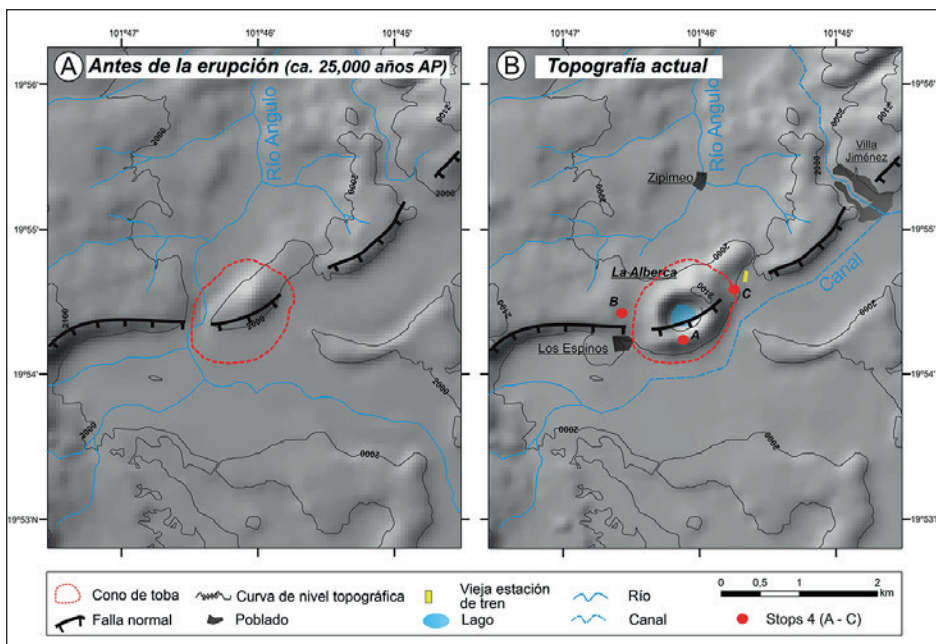


Figura 22: Topografía del área de la Alberca de los Espinos antes y después de la erupción del cono de toba hace ~25,000 años. Nótese que el patrón del drenaje del Río Angulo cambió significativamente como resultado de la erupción (ver también Fig. 21). A, B, C (ver texto) denotan sitios que se visitarán en la Parada 7. Tomada de Siebe *et al.* (2014).

topográficamente más baja, en Villa Jiménez, donde actualmente está el canal, ubicado ~2 km al NE de la Alberca de los Espinos. Este sitio sirvió como el nuevo desagüe, reconectando a la cuenca con el drenaje del Río Lerma hacia el N. Al ascender el nivel del lago, su superficie se incrementó en ~30%, de ~205 a ~310 km². Por tanto, la secuencia de depósitos lacustres del lago debió de registrar una transgresión significativa a

causa de esta breve erupción monogenética.

Varias canteras de extracción de materiales para la construcción en las laderas exteriores, exponen contactos nítidos con los paleosuelos que subyacen a los depósitos del cono. Muestras de paleosuelos que se obtuvieron en distintos sitios arrojaron fechamientos de radiocarbono de ~25,000 años AP. Esta edad es importante porque no solo data la erupción, sino que, de manera indirecta

también, una transgresión mayor del lago con sus significativas repercusiones ambientales que en este caso, no fueron controladas por cambios climáticos (p. ej., cambios de temperatura y/o precipitación) sino por fuerzas endógenas (las mismas que en un inicio crearon la cuenca tectónica por fallamiento normal y causaron la erupción de los volcanes que la rodea). Por lo tanto, la erupción de este cono de toba ocasionó la expansión de un hábitat que albergó numerosas comunidades de plantas y animales acuáticos y ribereños. Este hábitat atrajo a grupos de nómadas tempranos y posteriormente, también favoreció el desarrollo de la agricultura, tal y como lo evidencian los numerosos sitios arqueológicos descubiertos en la región lacustre (p. ej., Arnauld *et al.*, 1994).

Con la finalidad de comprender mejor los factores ambientales que promovieron el surgimiento de una civilización temprana en esta región, se llevaron a cabo estudios paleoclimáticos enfocados en el análisis de los sedimentos lacustres y particularmente en los microfósiles que contienen (p. ej., Metcalfe, 1992). Aunque se puso particular atención en los depósitos del Holoceno, algunos de estos registros alcanzan hasta los 52,000 años AP (p. ej., Tricart, 1992; Metcalfe y Harrison, 1984; Ortega *et al.*, 2002). De modo interesante, estos estudios (basados en núcleos de perforación de hasta 10 m de profundidad), han logrado identificar una importante discontinuidad sedimentaria fechada en 28,000-25,000 años AP. Las interpretaciones de los distintos autores en relación al origen de dicha discontinuidad varían (algunos piensan que se trata de una regresión del lago o “hiatus” en la sedimentación, otros, al contrario, postulan una transgresión del lago), pero todos externan ciertas reservas en presentar una conclusión clara. Tal y como se sugiere arriba, pensamos haber encontrado la respuesta con respecto a la naturaleza de esta discontinuidad al obtener un fechamiento para la erupción de la Alberca de Los Espinos de ~25,000 años AP. Nuestros estudios muestran que las investigaciones paleoclimáticas de secuencias lacustres no solo deben considerar factores climáticos (lo cual desde luego es importante), sino también, la actividad volcánica y tectónica como potenciales variables que controlan el nivel del agua. Esto es particularmente importante en el caso de lagos someros, como el de Zacapu, donde ligeros cambios pueden tener un impacto ecológico considerable. En este

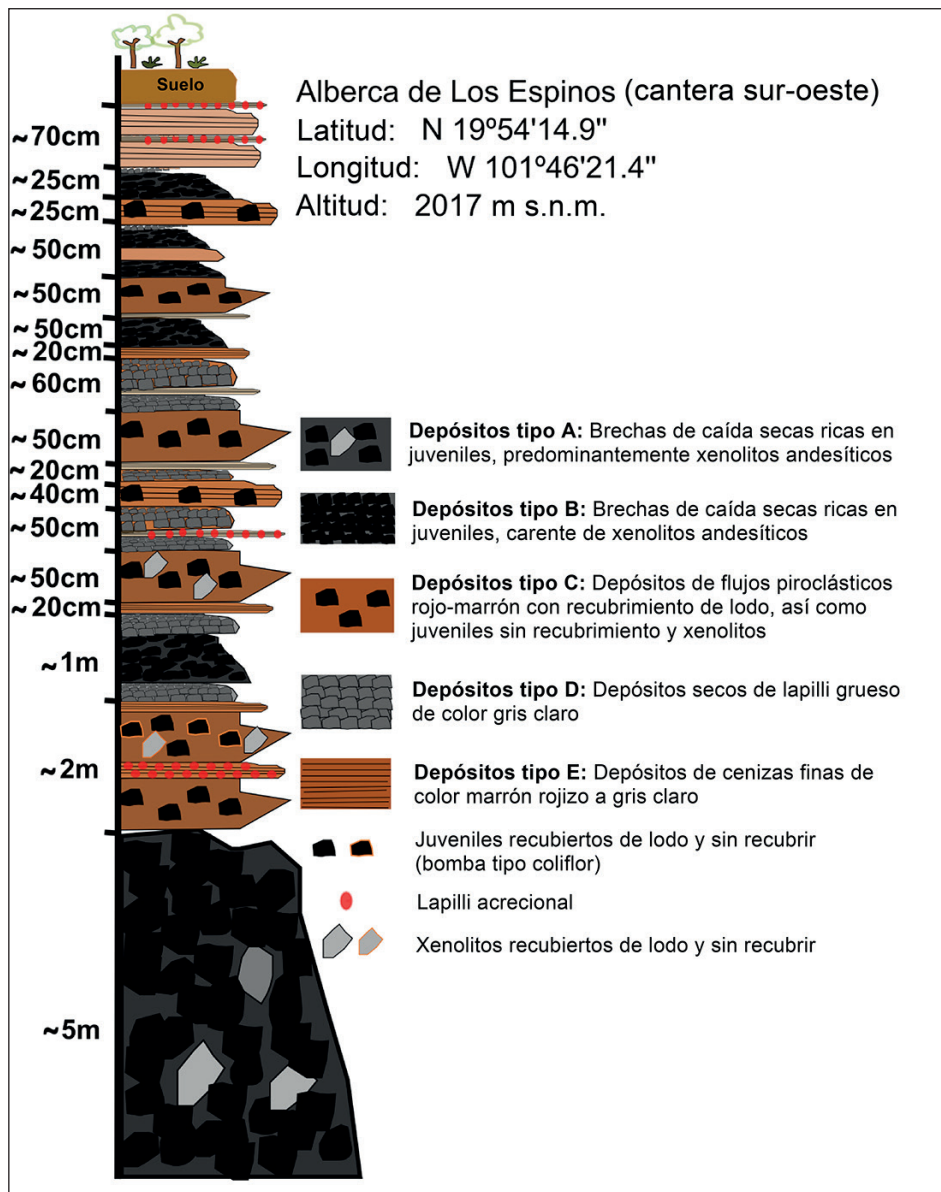


Figura 23: Secuencia estratigráfica (predominantemente depósitos freatomagmáticos de flujo piroclástico tipo *surge* y de caída) del cono de toba Alberca de Los Espinos que aflora en la cantera de materiales SW (Parada 7B). Tomada de Siebe *et al.* (2014).

contexto vale la pena mencionar que hemos logrado identificar un total de 12 volcanes monogenéticos con edades del Pleistoceno Tardío/Holoceno (<25,000 años AP) dentro del área de captación de la cuenca de Zacapu (~1500 km²) cuyo perímetro es de aproximadamente ~230 km. A juzgar por la morfología joven de los numerosos escarpes de fallas normales orientadas en dirección ENE-WSW, así como de la ocurrencia de depósitos lacustres contemporáneos a distintas altitudes con desplazamientos verticales de decenas de metros, esta región es sin duda aún sísmicamente activa. Por ello, el estudio de los depósitos lacustres debe considerar no solo a las erupciones volcánicas, sino además la ocurrencia de súbitos movimientos del substrato lacustre.

Paradas 7B y 7C: Depósitos proximales del cono de toba expuestos en las canteras W y NE (7B: 19°54'14.8", 101°46'21.7"; 2016 m, y 7C: 19°54'34.5", 101°45'53.1"; 2069 m)

Los depósitos del cono de toba se encuentran expuestos óptimamente en varias canteras de extracción de material constructivo. Las paradas 7B y 7C (Figs. 21, 22) muestran secuencias casi completas. Los depósitos tienen una selección pobre ($Md\phi = -4.7$ y 3.5 , $\sigma\phi = 1.38$ y 3.88) y muestran varios episodios “secos” que produjeron unidades de caída ricas en piroclastos juveniles ($SiO_2 = 57.6$ wt.%), que alternan con depósitos tipo “wet surge” endurecidos y con abundante lapilli acrecional, así como secuencias de flujo

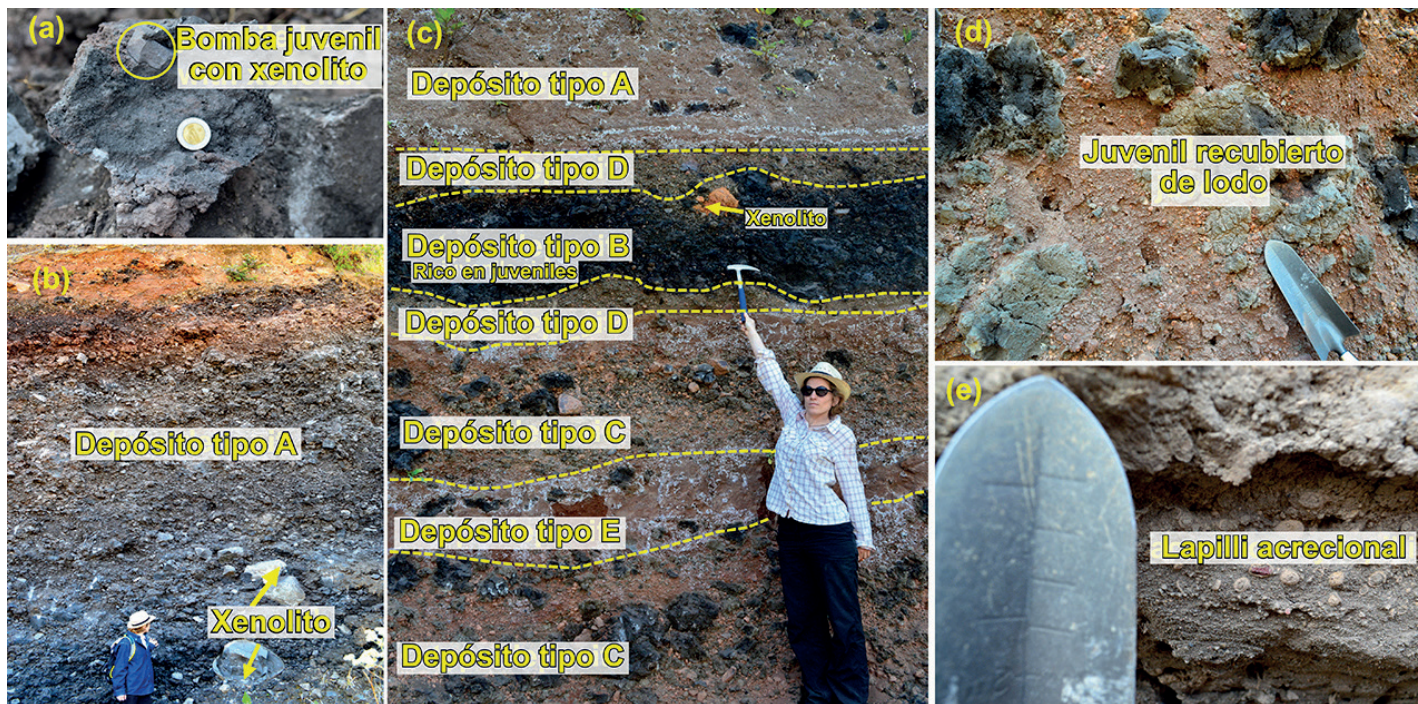


Figura 24: Fotos que muestran detalles de los depósitos freatomagmáticos de la Alberca de los Espinos en la cantera de materiales SW (Parada 7B). Los tipos de depósitos se indican en la Fig. 23. a) Xenolito andesítico en clasto oscuro juvenil tipo “coliflor” de un depósito tipo A de la parte basal de la secuencia estratigráfica (diámetro de la moneda = 2 cm). b) Depósito tipo A: Clasto-soportado, rico en clastos juveniles con algunos xenolitos angulares (fragmentos de andesita grises, vesiculares y no-vesiculares que contienen microfenocristales de plagioclasa) que indica un episodio magmático más seco. c) Alternancia de diferentes tipos de depósitos: Los depósitos tipo B son similares a los del tipo A, pero carecen de xenolitos. Los depósitos tipo C son producto de flujos piroclásticos (*surges*) y consisten de clastos juveniles y xenolitos angulares recubiertos o no-recubiertos con lodo embebidos en ceniza fina endurecida de color rojizo. Depósitos tipo D que consisten de unidades friables y clasto-soportadas de caída que contienen lapilli grueso gris, que siempre están presentes a la base y el tope de depósitos tipo B, formando un ensamble simétrico. Depósitos tipo E que predominan en la parte superior de la secuencia y consisten principalmente de varias unidades delgadas de *surge* finos que están endurecidos y son rojizos a cafés y contienen ocasionales lapillis acrecionales. d) Clastos juveniles recubiertos de lodo embebidos en depósitos tipo C (ver pequeña pala como escala). e) Lapilli acrecional en depósitos tipo E (ver pequeña pala como escala). Tomada de Siebe *et al.* (2014).

piroclástico de mayor espesor (con juveniles y líticos recubiertos de lodo y embebidos en una matriz de ceniza fina). Estos depósitos han sido clasificados en distintos tipos con el fin de descifrar la historia eruptiva (Figs. 23, 24). Una cantera en la base de la ladera N, junto a las vías del ferrocarril (que no tendremos tiempo de visitar en esta ocasión) muestra moldes de árboles en los depósitos piroclásticos inferiores, lo que sugiere la existencia de una extensa vegetación al momento de la erupción.

Parada 8: El flujo de lava y la ciudad prehispánica de Malpaís Prieto (19°53'38.6", 101°48'32.6"; 2217 m)

Se llega a la colada de lava del Malpaís Prieto desde su frente N, a partir de la carretera que une Los Espinos con Caurio. Corresponde a la cuarta y más reciente erupción del Malpaís de Zacapu, la cual fue fechada por el método paleomagnético en ~900 d.C. (Mahgoub *et al.*, 2018). Esta erupción emitió un único flujo de lava de 0.5 km³ que cubre 5.7 km² (Reyes-Guzmán

et al., 2018; 2021). Al igual que el Malpaís las Víboras, esta erupción fue puramente efusiva ya que no se encontraron depósitos piroclásticos asociados (Reyes-Guzmán *et al.*, 2021). Fue emitido desde una fuente cercana a su margen N y fluyó hacia el S, donde se dividió en dos lóbulos distintos: uno continuó fluyendo hacia el S y el otro fluyó hacia el E después de ser desviado por el obstáculo topográfico de la Mesa el Pinal (Fig. 25). Hacia el N, las lavas toparon contra el escalón natural que forma el Cerrito Pelón, generando allí un frente de ~2 km de ancho por ~70 m de alto. Durante su emplazamiento, la lava andesítica fue bastante viscosa (temperaturas eruptivas entre 950 y 1080 °C; Reyes-Guzmán *et al.*, 2021) y formó una colada de bloques con una topografía particularmente accidentada. Desprovista de suelo, humedad y vegetación superficial, la colada del Malpaís Prieto es particularmente inhóspita (Fig. 26).

A pesar de estas limitaciones, el frente N de la colada conserva numerosos vestigios de una asombrosa ciudad prehispánica. El

sitio arqueológico lleva el mismo nombre que la colada, aunque también es designado como “La Ciudad Perdida”. Cubre una superficie total de 40 hectáreas y se extiende a lo largo del frente del flujo de lava (Fig. 25). Esta área fue intensamente modificada por medio de un sistema de terrazas y rellenos de nivelación que fueron indispensables para poder asentar sobre la superficie caótica de la colada una verdadera ciudad (Fig. 27a, d) con cerca de mil viviendas y una docena de espacios cívico-ceremoniales conectados por calzadas, caminos, escaleras, etc. (Forest, 2014; 2018). La ocupación del sitio inició en la segunda mitad del siglo XIII y duró menos de dos siglos. Se estima que su población pudo alcanzar entre 5,000 y 6,000 habitantes. Esta rápida agrupación de una población importante en un lugar anteriormente desocupado ilustra los procesos migratorios y de reorganización social que antecedieron a la formación del estado tarasco posclásico (Pereira *et al.*, 2021). Considerando que este sitio urbano fue abandonado definitivamente varias décadas antes de la llegada

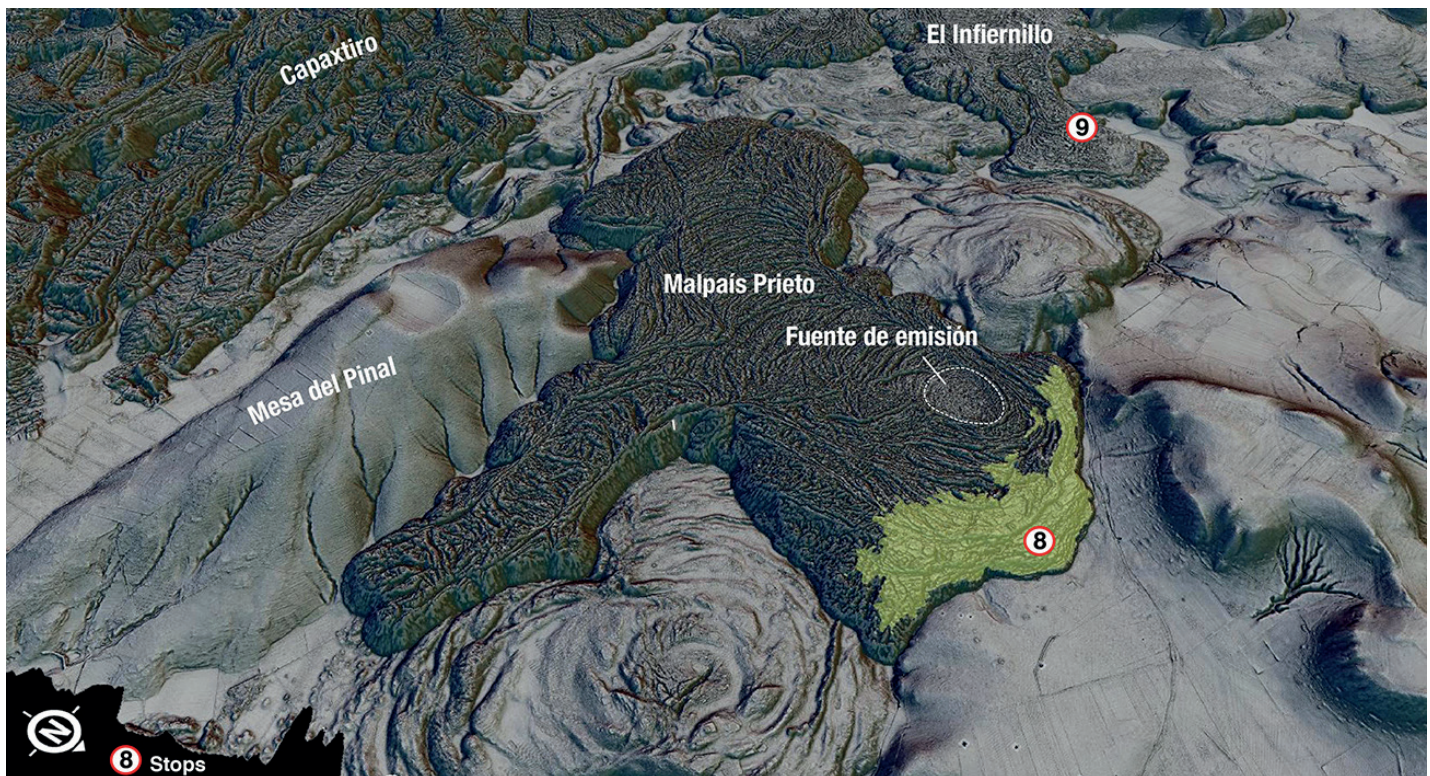


Figura 25: Vista en 3D de la colada de lava del Malpaís Prieto con indicación en amarillo del área ocupada por el sitio arqueológico (Parada 8). Generado a partir de los datos LiDAR por Antoine Dorison.

de los españoles, sus vestigios se encuentran particularmente bien conservados.

Las excavaciones realizadas en las zonas habitacionales indican que las unidades domésticas estaban formadas por una o dos casas construidas en un espacio terracado. Las casas fueron construidas con paredes de piedra y techos de materiales perecederos. Consistían de una sola habitación de planta cuadrada en cuyo centro se encontraba un fogón (Fig. 27c). Los espacios exteriores muestran evidencias de distintas actividades domésticas: se detectaron vestigios de graneros, zonas dedicadas a la preparación de alimentos (metates), a la realización de actividades artesanales, o a la evacuación de los desechos (Forest *et al.*, 2018). Las casas ubicadas cerca de los centros ceremoniales suelen ser más amplias y conservar vestigios que sugieren mejores condiciones económicas de sus ocupantes.

El sitio cuenta con trece templos-pirámides asociados con plazas y monumentos menores. Cada conjunto muestra un patrón semejante que sugiere una organización política y religiosa homogénea. Se compone de un templo pirámide, llamado *yácata* (Figs. 27a, b), una plaza, al menos un altar y una casa grande ceremonial. Entre estos santuarios, uno destaca por su gran dimensión y situación privilegiada. Localizado hacia el



Figura 26: Aspecto natural de la colada de lava del Malpaís Prieto con su superficie rugosa de bloques, en gran parte desprovista de suelo y vegetación. Foto Grégory Pereira.

centro de la ciudad y cerca de la orilla de la terraza monumental más alta, habría sido el centro principal de la vida ritual de la comunidad (Pereira y Michelet, 2018). Del lado oriental de la plaza, se eleva un basamento piramidal de grandes dimensiones (Fig. 28). A pesar de los graves daños ocasionados por saqueos, se puede reconstituir buena parte de su forma y de su historia constructiva. A diferencia de las famosas *yácatas* de Tzintzuntzan, las cuales combinan un basamento circular con otro rectangular, las del Malpaís

muestran, todas, una planta rectangular, a menudo bastante alargada. En la pirámide principal de Malpaís Prieto se detectaron tres etapas constructivas sucesivas. En su estado final medía 33 m de largo por 16 m de ancho y alcanzaba una altura de 8.5 m. Las paredes estaban formadas por trece cuerpos escalonados con descansos estrechos. Sus constructores movilaron una gran cantidad de bloques extraídos del mismo malpaís para formar el núcleo de la pirámide. Los muros externos estaban

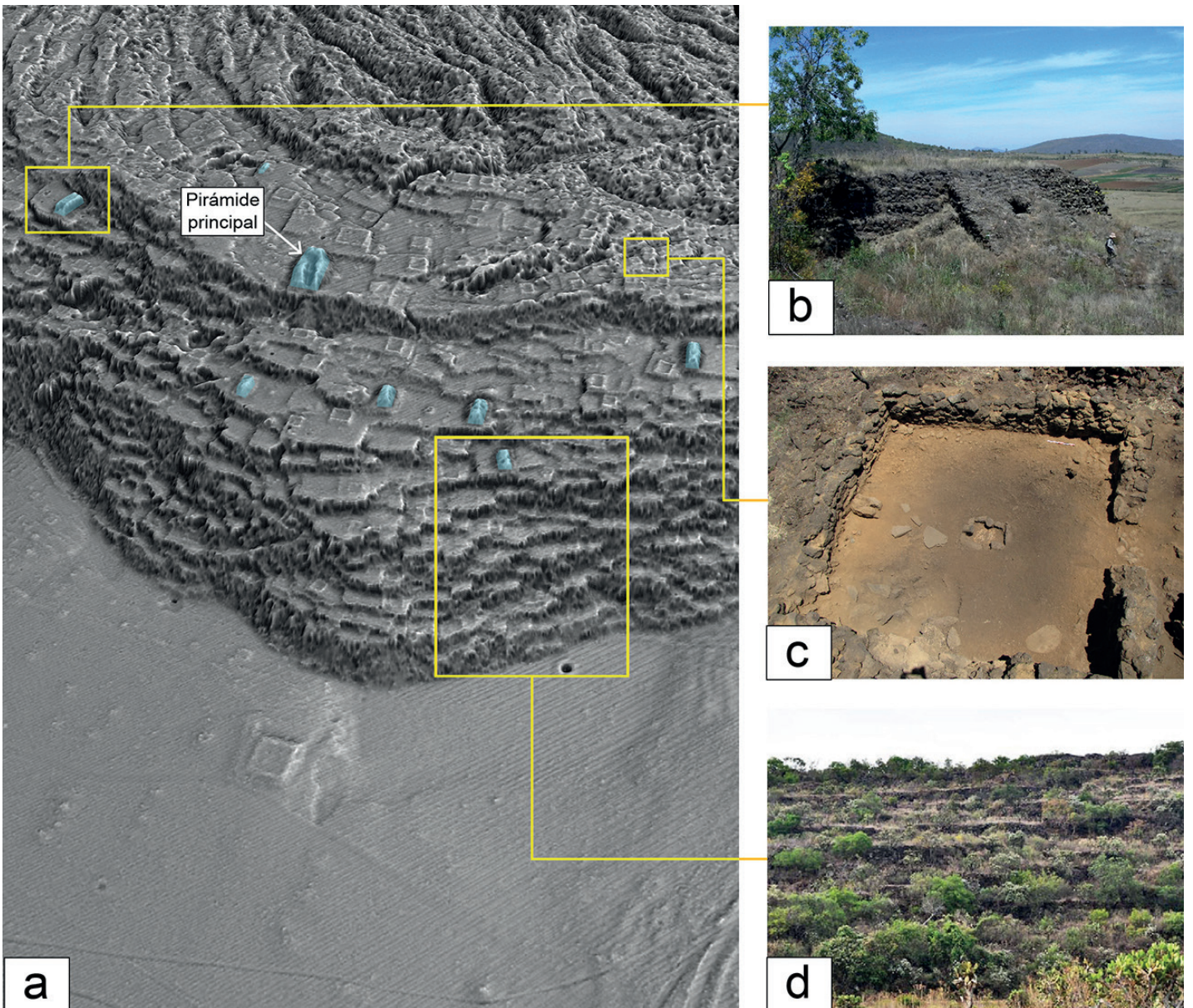


Figura 27: Imágenes de la ciudad prehispanica de Malpaís Prieto. a) Vista 3D de la sección central del sitio que muestra la modificación intensiva del borde N de la colada de lava y la alta densidad de estructuras arqueológicas (viviendas, plataformas, plazas, pirámides; resaltadas en azul). b) Una de las 13 pirámides de forma rectangular reportadas en el sitio. c) Vivienda típica de forma cuadrada con fogón central. d) Frente de la colada de lava que exhibe un extenso sistema de terrazas. Vista 3D de LiDAR: Antoine Dorison; fotos: Grégory Pereira.



Figura 28: Pirámide principal del sitio de Malpaís Prieto. La parte S del monumento (a la derecha) conserva su aspecto original mientras que la parte N (izquierda) fue fuertemente alterada por una trinchera de saqueo. Foto Humberto Romero.

cubiertos por un paramento de lajas cuidadosamente acomodadas que provienen de canteras de una roca volcánica más antigua, ubicadas fuera del flujo de lava. En frente de este edificio principal, se observan otras construcciones y espacios que enmarcan la plaza: dos plataformas que sirvieron de altar, un cementerio, dos plataformas amplias que soportaban casas grandes conocidas en las fuentes del siglo XVI como edificios de reunión de los sacerdotes y guerreros.

Parada 9: Flujo de lava y sitio arqueológico del Infiernillo (19°52'58.9", 101°50'06.5"; 2115 m)

Esta parada propone un paseo por el sitio arqueológico del Infiernillo, situado sobre la colada de lava reciente del mismo nombre (Figs. 29, 30). Al igual que el Malpaís Prieto, este sitio residencial forma parte del proceso general de urbanización que tuvo lugar en flujos de lava del Holoceno, en el margen occidental de la cuenca de Zacapu a mediados del siglo XIII d.C. Sin embargo, a diferencia de Malpaís Prieto, El Infiernillo ya estaba significativamente ocupado por grupos prehispánicos antes de la fase urbana que alcanzó su auge en el siglo XIV.

Actualmente, la zona está cubierta por un bosque de encino que crece sobre la colada andesítica en bloques, que emanó del cono Las Vigas (Fig. 30). Esta erupción ha sido fechada por paleomagnetismo y radiocarbono en ~1500 a.C. (1492-1379 a.C., Mahgoub *et al.*, 2018; y 3200 ±30 años AP = 1471 cal BC, Reyes-Guzmán *et al.*, 2018, respectivamente). El Infiernillo consta de dos unidades de flujo (Fig. 29). La primera y más grande se extiende hacia el N y alcanza los 3.5 km desde su fuente, mientras que la segunda fluyó hacia el E hasta ~2 km. En conjunto forman una meseta de 30 a 40 m de altura, suavemente ondulada, que cubre ~400 ha, con una ligera pendiente descendente (<5°) que aumenta hacia el N. Un área de ~160 ha de la superficie del flujo ha sido modificada por la actividad humana, principalmente en su franja NW, pero también en su límite S.

Las investigaciones arqueológicas en el sitio se han llevado a cabo ocasionalmente, iniciando en la década de 1980, luego en 1994-1995, 2010, y tras la adquisición de datos LiDAR desde 2015 hasta la actualidad. Las excavaciones y la tipocronología cerámica han permitido establecer que la primera fase de ocupación tuvo lugar en los siglos VII-VIII d.C., en el margen occidental del flujo. A partir del siglo X, la historia del

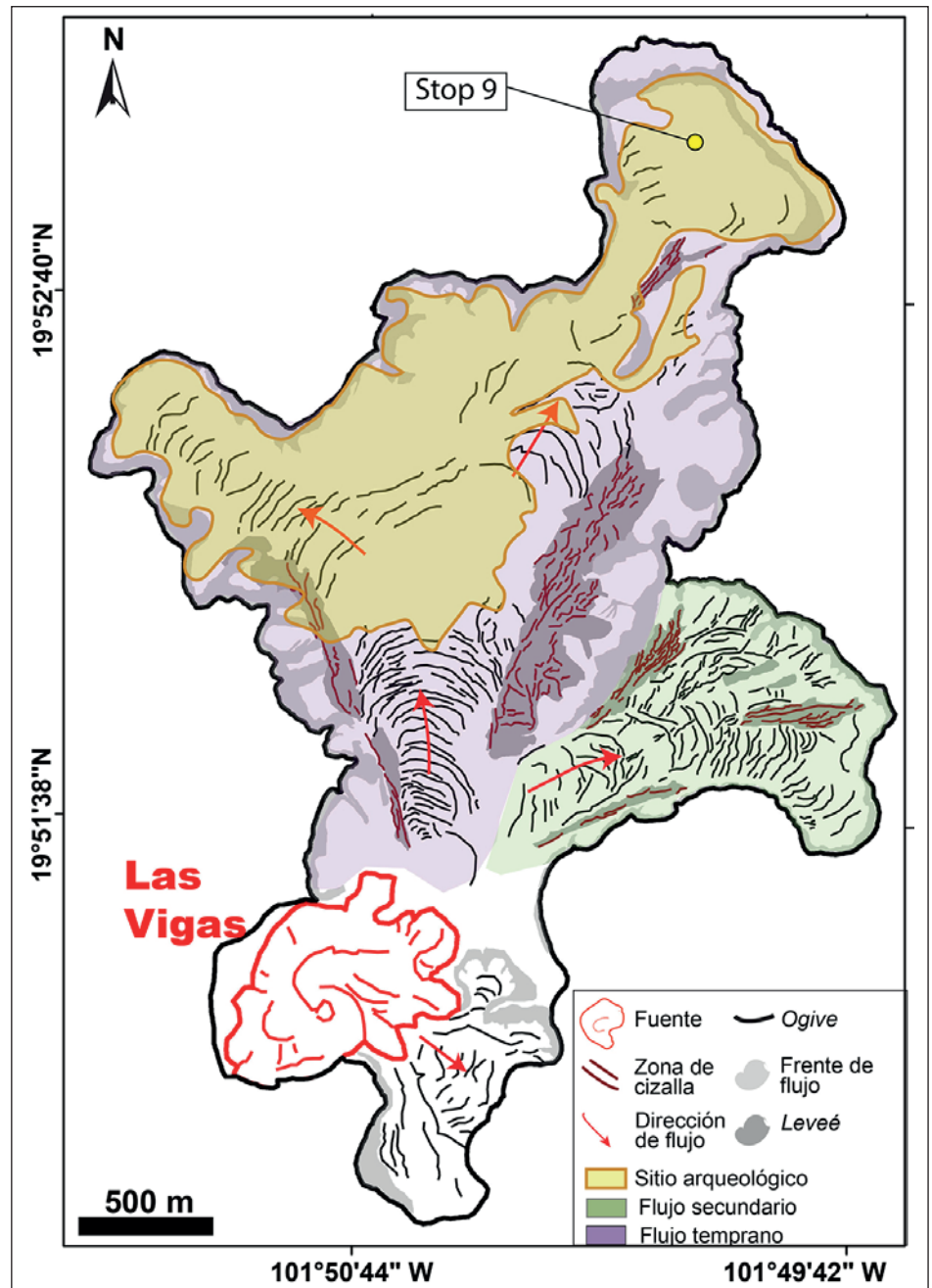


Figura 29: Mapa esquemático que muestra las principales características morfológicas del flujo de lava del Infiernillo con la extensión del sitio arqueológico. Modificado de Reyes-Guzmán *et al.* (2021).

sitio está marcada por un hiato de más de dos siglos a partir del siglo X, probablemente relacionado con la erupción efusiva del cercano Malpaís Prieto. A mediados del siglo XIII inició un segundo periodo de colonización, con modificaciones del paisaje que se extendieron hasta 1.5 km hacia el interior de la superficie del flujo. El lugar fue finalmente abandonado a principios del siglo XV. Esta segunda fase urbana fue la que se identificó primero. Se materializa en más de 1400 estructuras residenciales cuadradas construidas sobre plataformas niveladas localmente, formando así una

trama urbana muy densa. Con base en estos datos, estimamos que la ciudad pudo haber acogido ~8,000 habitantes. Tenía ~20 áreas cívico-ceremoniales con un patrón similar al descrito en el Malpaís Prieto. Todo el establecimiento está interconectado por una red de caminos bien desarrollada que facilitaba la circulación por el terreno accidentado. Durante esta fase urbana, El Infiernillo estuvo en contacto con las demás ciudades de la región. Es posible que fueran aliadas en algunos aspectos (tal como la defensa frente a amenazas externas) y competidoras en otros (como la producción diaria de ali-

mentos). La fase de ocupación pre-urbana se caracteriza por áreas abiertas más grandes con vestigios residenciales menos evidentes. Los estudios realizados en otras partes de la región, muestran que la arquitectura ceremonial de esta época temprana era morfológicamente diferente. Sin embargo, se han detectado pocos ejemplos de este tipo de arquitectura en El Infiernillo, con excepción de su parte NW, donde se ubican dos grandes canchas de juego de pelota, un tipo de estructura típicamente mesoamericana, en su parte NW. Esta colonización antigua del flujo corresponde probablemente a la última etapa de expansión de un núcleo de población establecido ya en el siglo VI al NW, en la ladera baja del domo dacítico de Las Flores y de los flujos del Malpaisillo y Las Minas.

Entre las estructuras arqueológicas más asombrosas del Infiernillo están miles de concavidades (Fig. 31a) construidas a partir de la sustracción y acumulación sistemática de los bloques de andesita de la superficie del flujo, cuya función sigue siendo enigmática. Los ejemplos más pequeños miden unos pocos de metros cuadrados (Figs. 31b, c), mientras que los más grandes pueden cubrir casi una hectárea. Las investigaciones en curso indican que se construyeron durante las dos fases de ocupación del sitio. Las más grandes son características de la fase temprana, mientras que las más pequeñas, organizadas en sistemas de parcelas, son típicas de la fase urbana. Las excavaciones sugieren, además, que sirvieron para varias actividades domésticas. Una hipótesis, que se analiza actualmente, es que éstas pudieron utilizarse con fines agrícolas. Un componente geocientífico de la investigación en curso ha demostrado que se formó una fina capa de suelo a partir de depósitos de ceniza volcánica que cubrían toda la colada de lava (Fig. 32). La mineralogía observable en láminas delgadas bajo el microscopio indica que la ceniza, probablemente resultó de una fase explosiva tardía de la erupción (presencia de olivino en los clastos gruesos de tefra embebidos en el suelo). Así pues, las concavidades antrópicas, además de crear zonas caminables, también fueron construidas para concentrar el suelo fértil. La concentración sistemática, especialmente en zonas donde los sedimentos y la humedad tienden a acumularse (entre crestas de presión), demuestra que estos suelos rocosos fueron valiosos para los constructores del sitio. De hecho, la explotación agrícola de

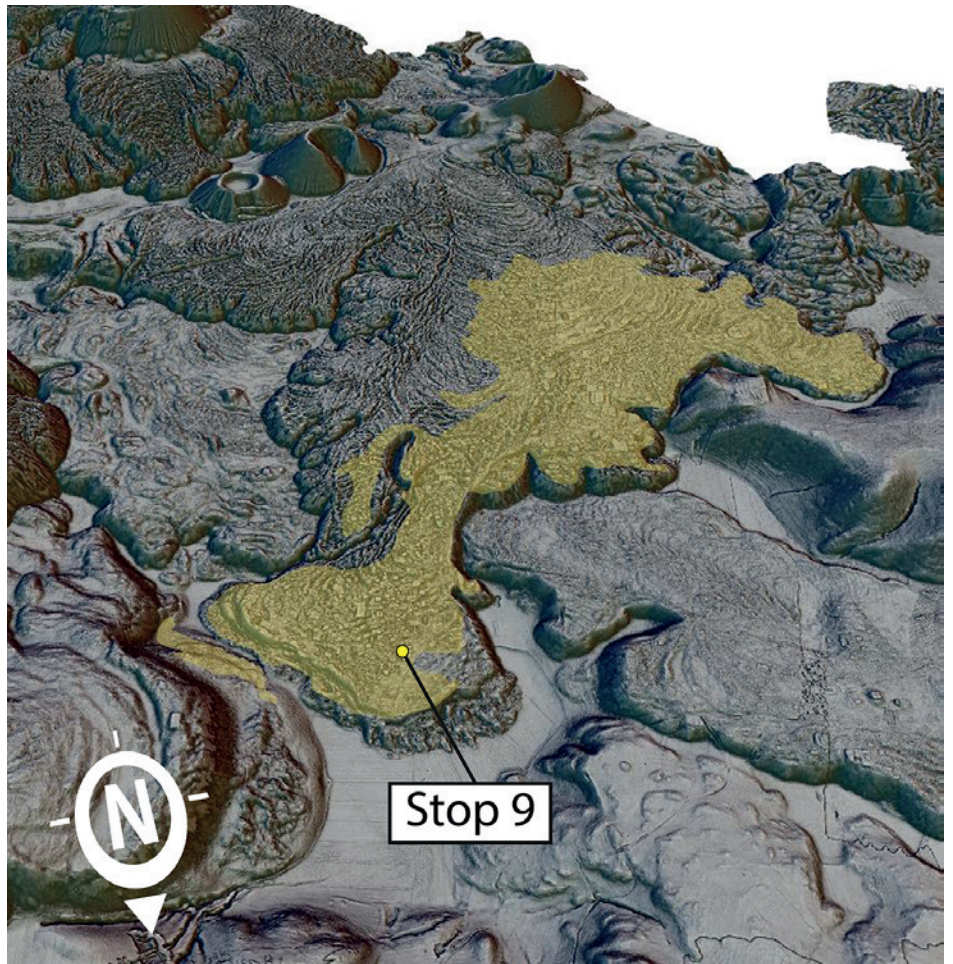


Figura 30: Vista en 3D de la colada de lava del Infiernillo con ubicación del sitio arqueológico. Generado a partir de los datos LiDAR por Antoine Dorison.

suelos pedregosos en la época prehispánica se menciona en textos del siglo XVI, pero tales prácticas nunca han sido documentadas arqueológicamente. Si éste es el caso del Infiernillo, la horticultura puede haber constituido otro componente de esta ciudad. Sin embargo, este testimonio increíblemente bien conservado de los inicios de la importante cultura tarasca prehispánica, se encuentra hoy gravemente amenazado por el deseo de obtener beneficios a corto plazo, como la explotación incontrolada de la madera, y los desarrollos agrícolas que, desgraciadamente, ya han producido importantes alteraciones en el centro de este magnífico sitio arqueológico.

Parada 10: Las Minas, un complejo minero prehispánico en un flujo de lava dacítico (19°52'28.3"; 101°51'38.3"; 2160-2200 m)

Las Minas es un flujo de lava dacítico ($\text{SiO}_2 = 63\text{-}70\text{ wt.}\%$) del Pleistoceno Medio (1 Ma-100 ka), cuyo origen se asocia con la formación del conjunto de domos Las Flores fechado en $0.92 \pm 0.22\text{ Ma}$ (Reyes-Guzmán

et al., 2018). Además de Las Minas y Las Flores existen otros volcanes con similar composición: La Guajolota, el cono del Cerro Vicente y su flujo de lava (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018), así como las Milpillitas Sur; todos originados durante el Pleistoceno y agrupados en el sector NW de la cuenca lacustre (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018). Aunque las cinco estructuras comparten características químicas y mineralógicas, cada una posee sus particularidades y no todas fueron aprovechadas en la antigüedad. Únicamente en las coladas de Las Minas (Quezada y Darras, en prensa) y del Cerro Vicente (Darras *et al.*, 2017) se ha encontrado evidencia de minería prehispánica (Figs. 15, 33).

El flujo de lava de Las Minas se localiza ~25 km al NW de la ciudad de Zacapu y ~4.5 km de camino de terracería desde Caurio de la Rinconada, la población más cercana. En su extremo N, Las Minas colinda con la colada del Malpaisillo, mientras que su vertiente S limita con el extremo W del Malpaís del Infiernillo (Fig. 33). La colada de Las Minas fluyó de W a E formando una amplia meseta alargada, con frentes

lobulados y taludes abruptos (pendientes de entre 30° y 45°). Dada su edad, esta formación está recubierta por una capa de suelo de espesor variable (<1 m). La capa de suelo más gruesa se ha formado a lo largo y ancho de la meseta, mientras que en las pendientes laterales el grosor disminuye. En los frentes lobulados del flujo de lava el suelo es escaso; no obstante, en sus laderas empinadas los afloramientos rocosos son extensos y visibles.

Las Minas alberga dos sitios arqueológicos. Sobre la meseta N se emplaza La Mesa (Fig. 33), un sitio del Epiclásico (550 a 900 d.C.), con una arquitectura monumental donde se llevaron a cabo actividades cívicas, administrativas y ceremoniales. La Mesa probablemente jugó un papel fundamental en el control de la extracción de la dacita.

Sobre el costado SW se enclava el segundo sitio: Las Minas (Figs. 33, 34), con nombre homónimo a la formación. Éste alberga los vestigios de un antiguo e importante complejo minero en el cual se explotó dacita vítrea, compacta y de grano fino. La roca de este sitio tiene una matriz con un alto contenido de vidrio, el cual alcanza un 49 vol.% (Reyes-Guzmán *et al.*, 2018), un atributo que hizo de esta roca en época prehispánica, un material ideal para obtener filos, pero también para su talla.

Las minas y talleres en el sitio atestiguan una explotación continua y organizada por parte de los grupos humanos que ocuparon este territorio desde el 100 a.C. hasta el 1450 d.C. Durante un lapso de quince siglos, aprovecharon la dacita como materia prima para elaborar una gama de artefactos líticos destinados a actividades de subsistencia, artesanales, rituales y bélicas (Fig. 35). Pese a que el aprovechamiento de la dacita en la región se hizo durante un lapso prolongado, la intensidad de la explotación varió a lo largo del tiempo. Se estima que entre el 600 y el 900 d.C. el complejo minero experimentó su apogeo.

El complejo de Las Minas lo conforman tres sectores de distinta naturaleza y funcionalidad (Fig. 34). El primero corresponde a las zonas de explotación, donde las cavidades de extracción (Fig. 36A, B) están articuladas con otros espacios como las escombreras y los lugares destinados a la elaboración de los artefactos líticos (Fig. 36C, D). El segundo incumbe a una serie de acondicionamientos agrarios (terrazas de cultivo), y el tercero, lo conforman dos conjuntos arquitectónicos con espacios descubiertos tipo explanada,

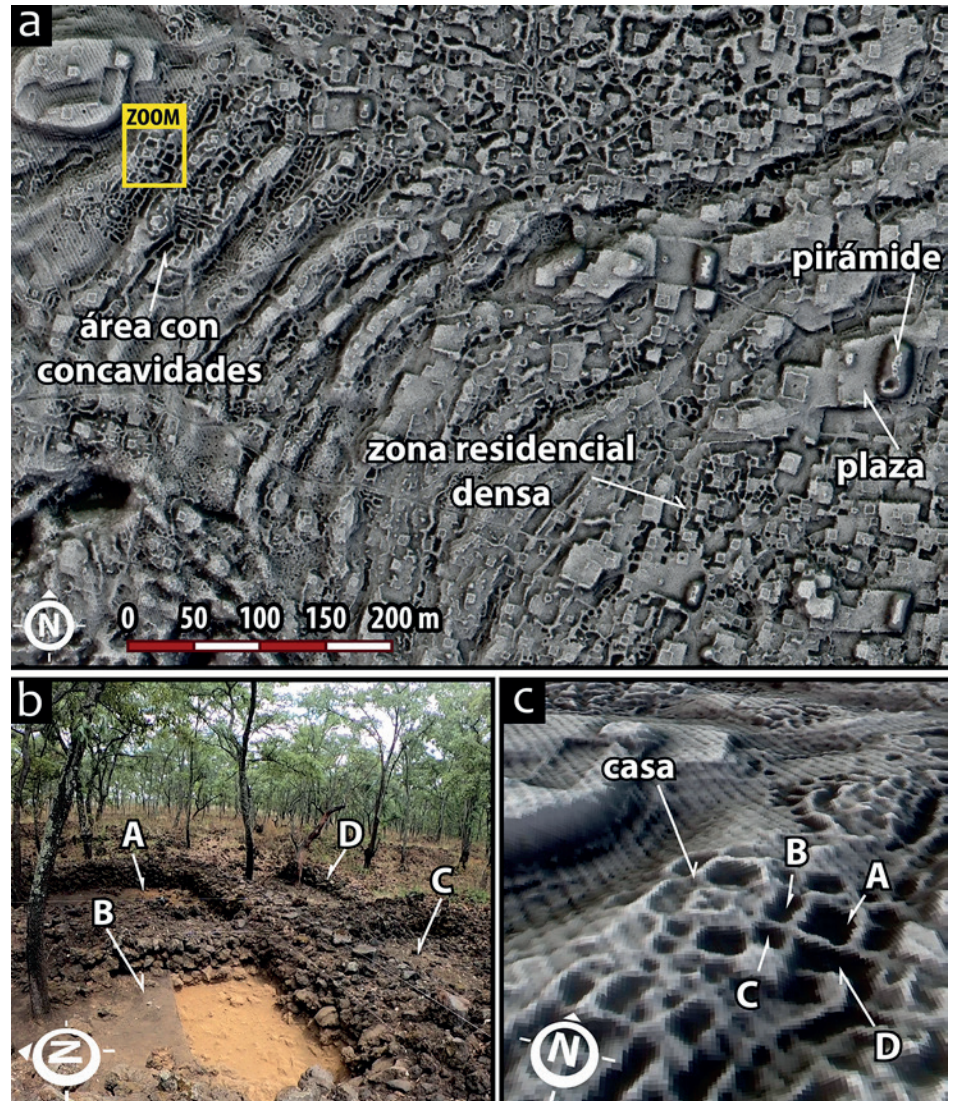


Figura 31: a) Visualización derivada del LiDAR de la parte centro-occidental del sitio arqueológico del Infiernillo mostrando la morfología urbana del asentamiento. b) Ejemplo de un agrupamiento de concavidades antropogénicas durante la excavación. c) Vista 3D derivada del LiDAR del mismo agrupamiento que se muestra en b). Imágenes por Antoine Dorison.

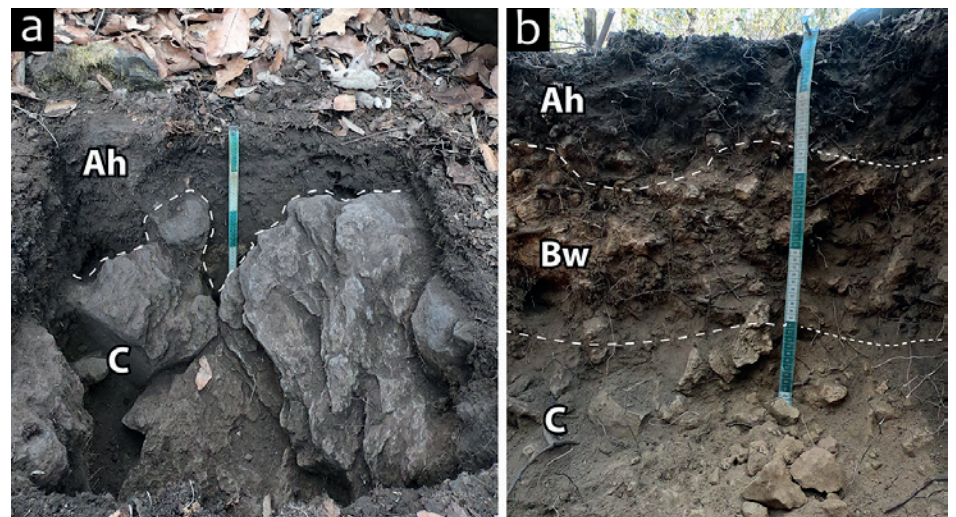


Figura 32: Secuencia típica de horizontes de un suelo formado a partir de depósitos de ceniza volcánica en la colada del Infiernillo a) sin y b) con modificación humana. Fotos de Antoine Dorison.

donde posiblemente se desarrollaron actividades vinculadas con la gestión de los recursos pétreos y agrícolas (Fig. 34).

Las minas y talleres están distribuidos irregularmente en una franja E-W de 1.2 km de largo, sobre la vertiente sur de la colada, y en su mayoría engloban minas a cielo abierto. Sin embargo, en el sector principal del sitio, también hay dos galerías subterráneas (Fig. 36B), de las cuales se extrajo una dacita considerada de alta calidad. Cualidades como el alto contenido de vidrio, la ausencia de corteza de alteración por intemperismo, así como la retención de humedad, fueron aspectos valorados por los talladores prehispánicos, pues estas características facilitaban su trabajo, pero además permitían obtener instrumentos con bordes afilados y resistentes.

Hasta la fecha, los únicos complejos de extracción de dacita reportados y estudiados en contextos mesoamericanos son los ubicados en los yacimientos del Cerro Vicente (Darras *et al.*, 2017) y de Las Minas (Quezada y Darras, en prensa), en Michoacán. Además, Las Minas, por ahora, es el único sitio en Mesoamérica donde se ha reconocido una explotación subterránea de una roca volcánica como la dacita. Resaltaremos que, el sistema de extracción subterráneo es un método que en época prehispánica sólo se había reconocido para la obsidiana y minerales como el cinabrio. Sin duda, la calidad excepcional de la dacita de Las Minas, otorgada por su matriz vítrea y su homogeneidad, la convirtió en una materia prima idónea que motivó el desarrollo de una minería compleja y bien organizada, la cual contribuyó al desarrollo económico de la cuenca.

Paradas 11 y 12: El cono de escoria Las Cabras y su ruptura

El cono de escoria Las Cabras se ubica 10.5 km al W de la planicie lacustre de Zacapu en un valle tributario que se encuentra entre dos volcanes más antiguos: el empinado domo El Tecolote del Pleistoceno Tardío y el escudo basáltico-andesítico El Tule que es más antiguo (~0.11 Ma, Reyes-Guzmán *et al.*, 2018). Este último presenta las peculiares características de otros escudos en el MGVE, como lo son la típica geometría circular de su base y sus laderas de poca inclinación (Figs. 15, 37, 38). Aunque Las Cabras es morfológicamente similar a otros conos de escoria jóvenes en esta región, sus productos se distinguen por tener características sedimentarias y texturales particularmente

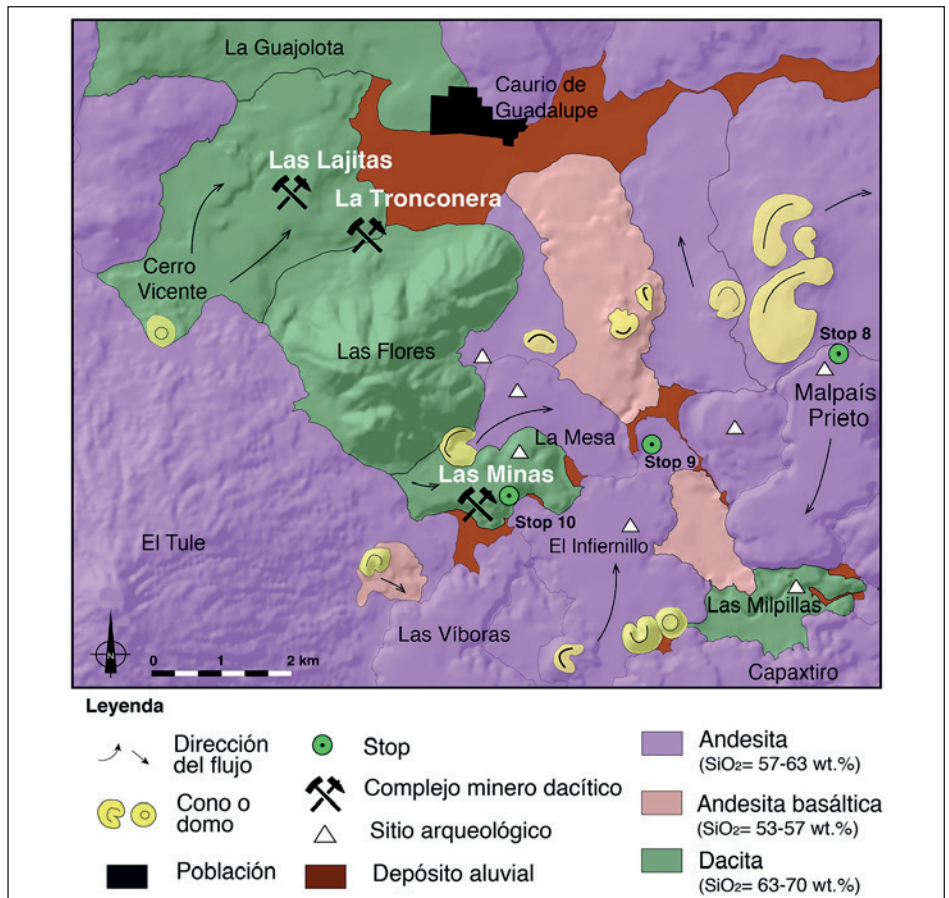


Figura 33: Mapa que indica la ubicación de los sitios arqueológicos de extracción de dacita y las composiciones de los volcanes y flujos de lava. Elaborado por Osiris Quezada y Nanci Reyes.

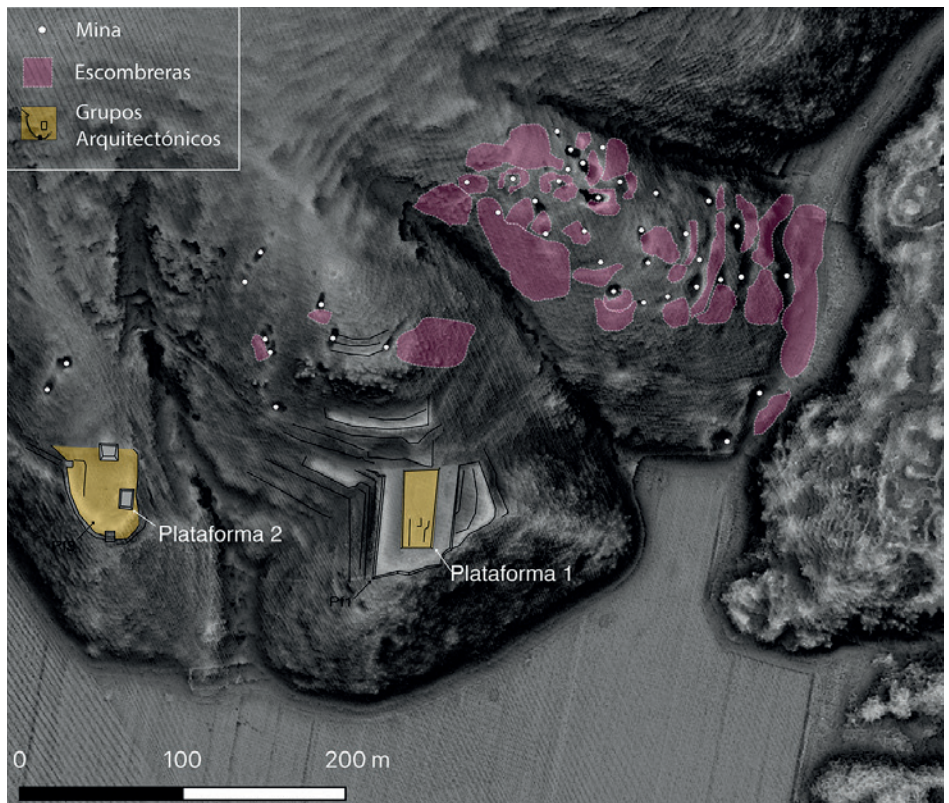


Figura 34: Mapa del área central de Las Minas que agrupa la mayor cantidad de minas y ubicación de los conjuntos arquitectónicos. Elaborado por Osiris Quezada.

interesantes (Guilbaud *et al.*, 2021).

La erupción de este volcán incluyó dos fases principales de actividad: una fase explosiva que construyó un cono de ~170 metros de altura y produjo espesos depósitos de caída hacia el N y el NW del cono principalmente; y una fase efusiva que emitió un campo de lavas que alcanzó >7 km de distancia, desde una notoria ruptura en el cono hacia el E (Figs. 37, 38). Esta ruptura en forma de herradura se produjo al colapsar el cono y formar un depósito de avalancha de escombros. El volumen y área cubierta por los flujos de lava y la avalancha de escombros, en su conjunto, fueron estimados en 0.6 km³ y 18.2 km², respectivamente. Por su parte, el volumen del cono es de tan solo 0.07 km³. Dataciones por radiocarbono de paleosuelos, que subyacen directamente a los depósitos de caída de escoria, arrojaron edades entre 27,000 y 26,000 años AP (Guilbaud *et al.*, 2021).

Los productos juveniles (clastos de escoria y lavas) varían de andesitas basálticas a andesitas (54-62 wt.% SiO₂). La mineralogía es similar en muestras de lava y escoria: ambos contienen fenocristales de olivino y plagioclasa (<1-3 mm) en una matriz rica en microlitos de plagioclasa. Muestras de la tefra superior (tefra tardía) cubren toda la gama composicional, mientras que las muestras de la tefra inferior (tefra temprana) cubren un espectro más restringido (57-61 wt.%). Muestras de color gris claro con biotita son dacíticas (63-67 wt.% SiO₂), y su contenido en SiO₂ se incrementa de manera lineal con la proporción del material xenolítico que contienen (Guilbaud *et al.*, 2021). Se visitarán tres afloramientos en canteras ubicadas cercanamente. En los primeros dos (Paradas 11A y 11B) se exhiben perfectamente los depósitos de caída de escoria estrombolianos, mientras que en el tercero (Parada 12) se observa el interior de un gran montículo (*hummock*) que forma parte del depósito de avalancha, mismo que se produjo por el colapso parcial del cono hacia el final de la erupción.

Paradas 11A y 11B: Canteras que exhiben los depósitos de caída de Las Cabras con evidencias de precipitación pluvial sin-eruptiva y mezcla (*mingling*) de magmas (11A: 19°50'00.2", 101°53'10.5"; 2265 m asl; 11B: 19°49'47.0", 101°53'51.7"; 2324 m)

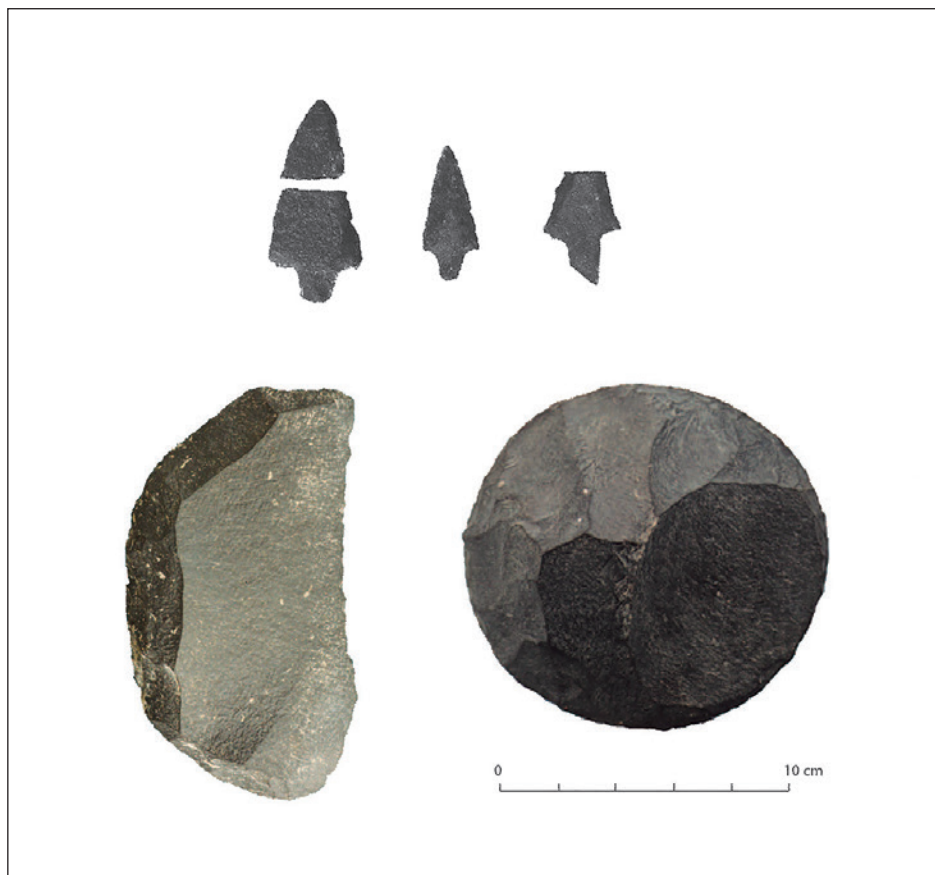


Figura 35: Ejemplos de artefactos elaborados con dacita (cuchillos de media luna y puntas de proyectil) provenientes de los sitios epiclásicos de Potrero de Guadalupe y Rincón de las Flores, situados en Las Lomas y en al NW del Malpaís, respectivamente. Foto Osiris Quezada.



Figura 36: a) Detalle de un frente de extracción externo de la galería subterránea UEx-2. b) Caverna y frente en el interior de la mina UEx-1. c) y d) Vista general y detalle de un amontonamiento con desechos de talla asociados a un área de elaboración de artefactos. Fotos Osiris Quezada.

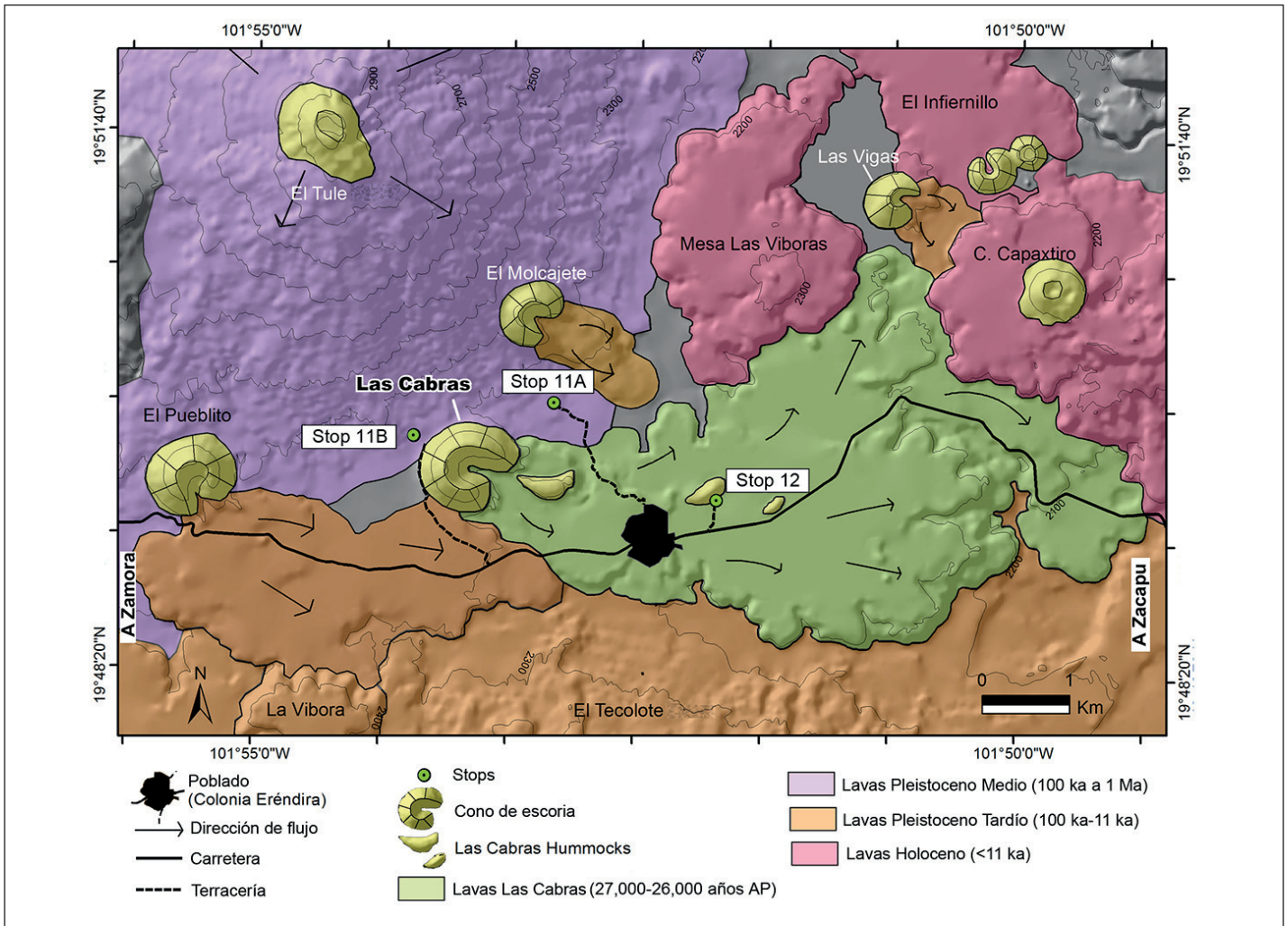


Figura 37: Mapa geológico simplificado del cono Las Cabras y sus flujos de lava asociados que indica la ubicación de las Paradas 11A y 11B (depósitos de caída) y la Parada 12 (hummock). Tomado de Siebe *et al.* (2014) y elaborado por Athziri Hernández.

Los depósitos de caída de tefra proximales de Las Cabras se pueden dividir en tres partes principales: a) una parte basal endurecida dominada por capas de grano fino (ceniza y lapilli fino) y esporádicas bombas; b) una parte media que consiste de capas cuyo grosor se va incrementando (6-50 cm) y cuyo tamaño de grano es más grueso (4-16 mm); y c) una parte superior, que es friable y se caracteriza por capas de mayor espesor (10-100 cm), clastos de mayor tamaño (16-64 mm) y bombas grandes (Fig. 39). Las capas que forman la parte basal consisten de una mezcla de clastos juveniles, tanto muy vesiculares como densos, mientras que los clastos accidentales aparecen primeramente en la parte media y se incrementan hacia la parte superior, donde los juveniles son casi únicamente del tipo vesicular.

Resalta en estos afloramientos la exposición de estructuras sedimentarias en la parte basal fina, que son diagnósticas de la ocurrencia de lluvias torrenciales durante



Figura 38: Foto aérea del cono de escoria Las Cabras y sus depósitos proximales (hummocks, flujos de lava andesíticos). Nótese el color rojizo de los aglutinados de escoria expuestos en la cantera de un hummock hacia la derecha (Parada 12). Foto tomada desde el SE. Tomada de Siebe *et al.* (2014).

la erupción (Fig. 40). Las más notorias son canales erosivos asimétricos con profundidades de 10-18 cm y anchuras de 30-40 cm, con distancias de separación horizontal de 80-100 cm (Fig. 40a). Afectan sobre todo a las capas más endurecidas de la secuencia y se concentran en dos niveles estratigráficos. También se exhiben estructuras de impacto producidas por bombas que causaron deformación, tanto dúctil como frágil, de las capas subyacentes (Figs. 40b, c). Además, las bombas en la parte superior de la secuencia muestran características muy peculiares. Muchas son densas y vítreas, casi con el lustre de la obsidiana, otras muestran un marcado bandeamiento fluidal (Fig. 40d) e indican la mezcla de dos tipos de magma antes de su erupción explosiva en superficie. Es interesante que, estas bombas tan peculiares son petrográficamente distintas de las otras, ya que contienen fenocristales de biotita (<4.1 mm), además de los cristales comunes de olivino y plagioclasa.

Parada 12: Montículo o “hummock” (depósito de avalancha de escombros de Las Cabras) con depósitos crudamente estratificados, ricos en bombas tipo “corteza de pan” (19°49’25.8”, 101°51’58.5”; 2252 m)

De la superficie del campo de lavas sobresalen algunos montículos o *hummocks* alargados (Figs. 37, 38). En esta cantera se exhibe el interior de uno de los montículos más grandes (420 m de largo, 200 m de ancho, 15 m de alto), que revela depósitos de caída crudamente estratificados, parcialmente soldados, ricos en bombas de escoria (tipo *spatter*) y de tipo “corteza de pan” (~1-2.5 m en tamaño) (Fig. 41). Las bombas más grandes han sido apiladas al margen de la cantera, mediante una máquina excavadora debido a su inutilidad para la construcción de caminos, lo cual favorece su buena exposición. Las bombas muestran claramente un zoneamiento de vesículas concéntrico en su interior y superficies vítreas agrietadas (textura tipo *corteza de pan*).

Estas características son típicas para depósitos de caída proximales de conos de escoria andesíticos. Por ello, suponemos que los montículos (*hummocks*) deben haber formado parte del cono, antes de que su flanco oriental sufriera un colapso, dando lugar al depósito de avalancha de escombros. El alargamiento de los montículos en dirección del flujo (Fig. 37) sugiere también que estos fragmentos del cono pudieron haber

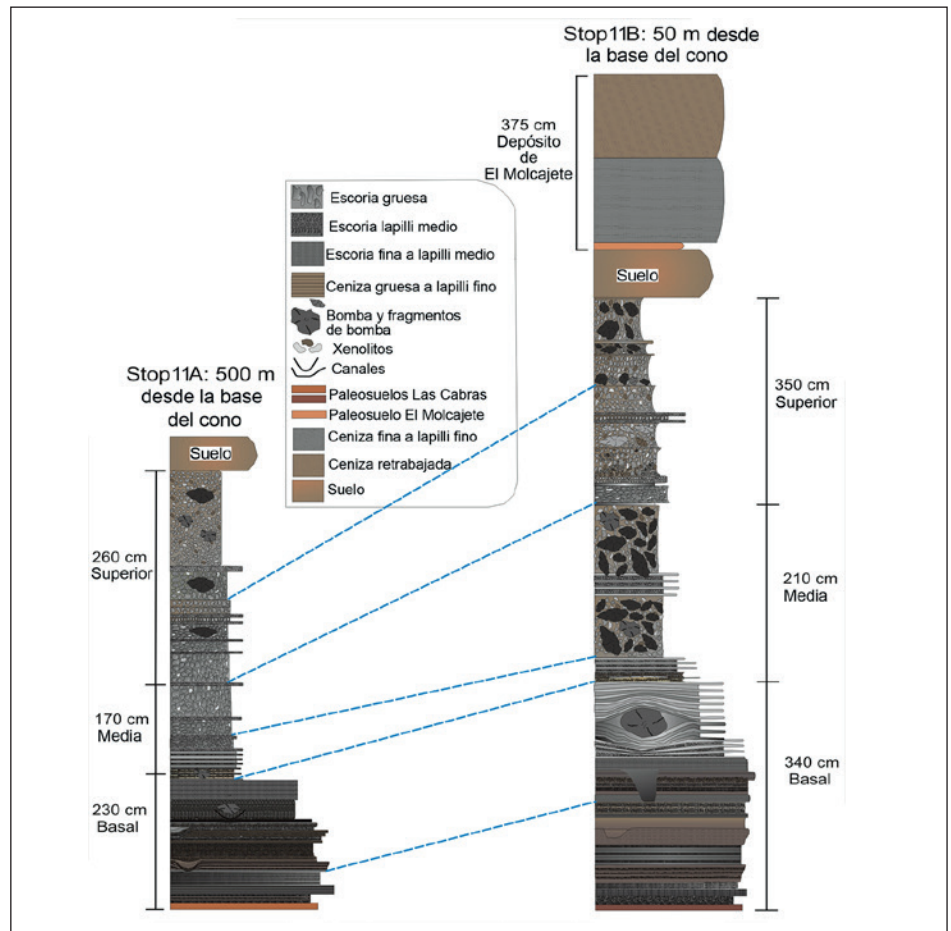


Figura 39: Secciones estratigráficas de los depósitos de caída del volcán Las Cabras en Paradas 11A y 11B, localizadas a 500 m y a 50 m de la base del cono, respectivamente. Se indican las distintas partes de la secuencia (basal, media, superior) descritas en el texto. Capas en el afloramiento más proximal tienen mayores espesores, contienen mayor abundancia en bombas en la parte superior, cuyas dimensiones son también más grandes. Tomado de Siebe *et al.* (2014) y elaborado por Athziri Hernández.

sido transportados sobre la superficie de un flujo de lava.

Parada 13: La ciudad de Zacapu (19°48’50”, 101°47’25.5”; 2002 m)

La ciudad moderna de Zacapu (~55,000 habitantes) se ubica en el margen SW de la cuenca. Es la cabecera del municipio que abarca la porción SW de la planicie lacustre y los relieves volcánicos que la circundan, incluyendo el Malpaís de Zacapu. Es un centro regional económico importante con una intensa actividad mercantil e industrial, con un complejo de fábricas de productos químicos al NE. Zacapu fue construida en una zona relativamente plana, encajonada entre las coladas de lava del Capaxtiro, la pequeña laguna de Zacapu y lo que fue la orilla del antiguo lago desecado.

El centro de la ciudad se encuentra sobre una loma en la cual se edificaron el exconvento franciscano y la parroquia de Santa Ana (Fig. 42). La ciudad colonial fue

fundada en 1548 por Fray Jacobo Daciano, un misionero franciscano de origen danés, quien llegó a la Nueva España en 1542 y participó en la evangelización de Michoacán. Actualmente, el portón del templo mira hacia la plaza Morelos, remodelada recientemente y donde se ubica la *Casa de la Cultura*. Un andador peatonal conecta dicha zona con la plaza principal de Zacapu, donde se encuentra la presidencia municipal y el edificio de Los Portales, un vestigio de la bella arquitectura colonial tradicional, que originalmente rodeaba toda la plaza. Desde allí se puede hacer un recorrido que pasa por los manantiales de La Zarcita (al NO) y la ribera de La Laguna, un pequeño cuerpo de agua natural que sobrevivió a la desecación del lago principal a inicios del siglo XX. En sus orillas se puede observar un sistema de cultivo con canales e islotes artificiales, conocido en México como *chinampas* (Fig. 43). En 2021, las autoridades del municipio inauguraron el *Monumento del Bicentenario*

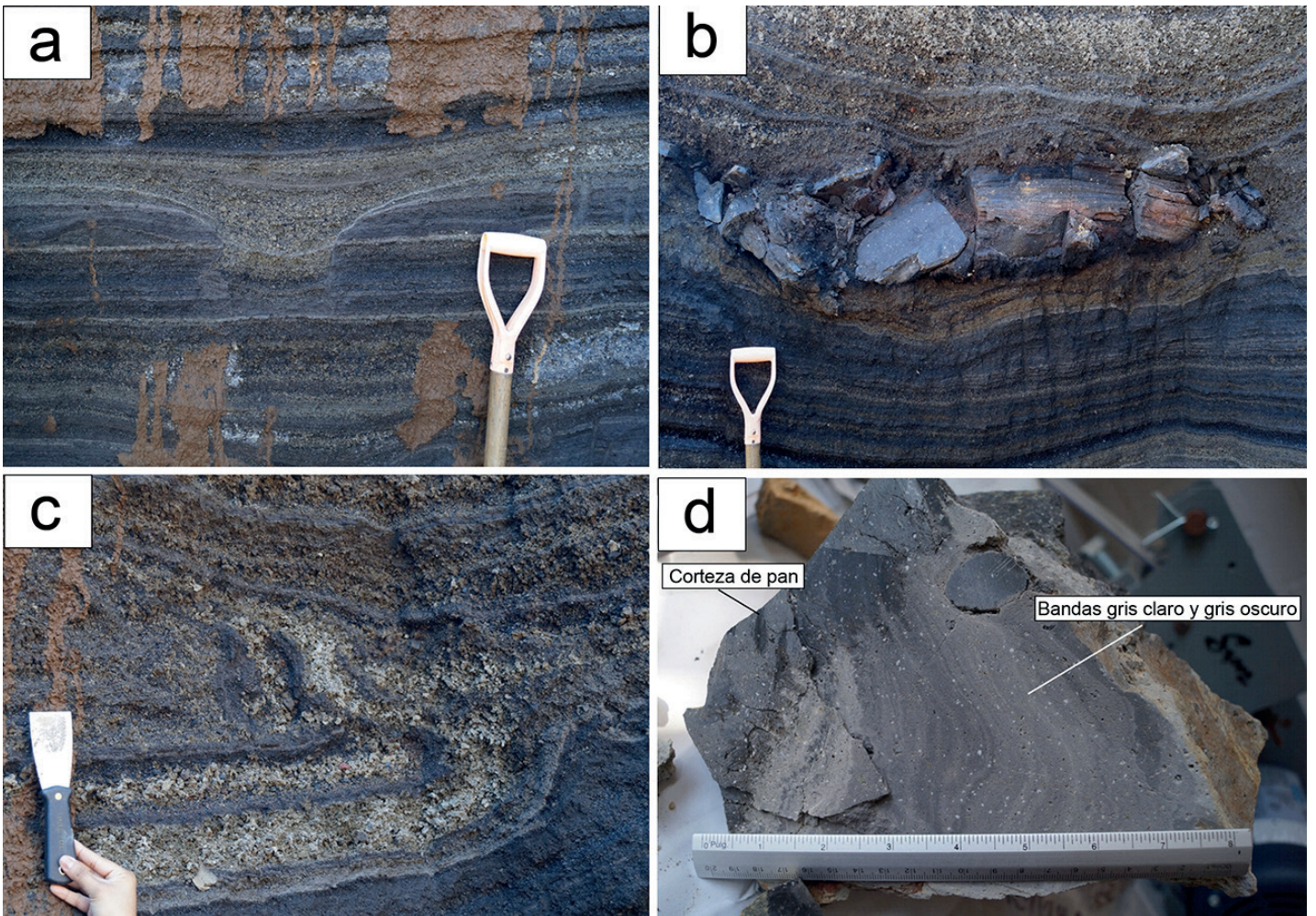


Figura 40: a) Los canales erosivos tienen una profundidad de 10-18 cm, un ancho de 30-40 cm y afectan predominantemente a las capas más finas y endurecidas de la secuencia (secuencia basal en la Parada 11A). b) Bomba grande fragmentada debido al impacto (2.11 m de largo, 0.43 m de ancho) observable en la parte basal de la sección estratigráfica (Parada 11A). c) Deformación dúctil (capas plegadas) producida por impacto balístico (Parada 11A). d) Fragmento de bomba tipo *corteza de pan* con corteza vítrea y obscura que muestra en su interior bandeamiento fluidal paralelo en el que alternan bandas micro-vesiculares color gris claro con bandas densas y gris oscuras. Enclaves xenolíticos (<2 cm) rodeados de bandas son frecuentes. Todas las bandas contienen microfenocristales de plagioclasa (~2 mm), olivino (~1.5 mm) y biotita (~1 mm). La corteza es más rica en plagioclasa que el núcleo, pero el núcleo es más rico en biotita (Paradas 11 y 12). Tomada de Siebe *et al.* (2014).



Figura 41: Afloramiento del interior de un *hummock* en la Parada 11 que muestra depósitos crudamente estratificados ricos en bombas tipo corteza de pan. Las bombas más grandes han quedado a un lado formando apilamientos por las actividades de extracción en la cantera. Foto tomada por Claus Siebe en enero, 2014.



Figura 42: Iglesia y convento de Santa Ana en Zacapu. Foto cortesía del ayuntamiento de Zacapu.



Figura 43: Huertas de hortalizas tipo *chinampa* en la orilla de la pequeña Laguna de Zacapu. Foto Grégory Pereira.



Figura 44: **Monumento del Bicentenario**, inaugurado en 2021. Foto Grégory Pereira.

(Fig. 44) como parte de las celebraciones del bicentenario por la Independencia de México, iniciada en 1810. Situado en el centro de una glorieta, cercana a la salida rumbo a Pátzcuaro, este monumento guarda a primera vista cierta semejanza con el *Arco del Triunfo* de París. Está cubierto de cantera e ilustra, a través de su decoración esculpida, no solo las distintas etapas de la historia regional, desde tiempos prehispánicos y coloniales hasta la actual pandemia de COVID-19. Las canteras esculpidas retratan también temas menos solemnes como el gusto de los actuales habitantes por el ciclismo.

DÍA 3: VISITA DEL SITIO EL PALACIO-LA CRUCITA (CERCA DE ZACAPU) Y RECORRIDO POR LA CUENCA DEL LAGO DE PÁTZCUARO (SITIOS TZINTZUNTZAN Y ANGAMUCO)

Durante el tercer día se visitará primero el sitio arqueológico de El Palacio-La Crucita (Parada 14), ubicado sobre un flujo de lava distal del volcán Capaxtiro, al NW de las afueras de la ciudad de Zacapu. Desde aquí, se continuará sobre la carretera federal No. 15 hacia el SE hasta Quiroga, en la orilla NE del lago de Pátzcuaro (Fig. 50). Aquí se continúa al SE hasta llegar a Tzintzuntzan y su sitio arqueológico (Parada 15), antiguamente la capital del imperio tarasco. Después de inspeccionar la zona arqueológica en las afueras del actual pueblo y posteriormente los edificios coloniales en el centro del mismo, se continuará hasta Pátzcuaro, ciudad con edificios coloniales, ubicada en la mar-

gen S del lago, donde habrá oportunidad de obtener un refrigerio en la plaza principal (Parada 16). En la tarde se regresará a Morelia por la autopista 14D y sobre la ruta se visitará el sitio arqueológico de Angamuco (Parada 17), un complejo urbano prehispánico construido sobre las lavas distales del volcán Rancho Seco. El recorrido terminará cerca de la plaza principal de Morelia.

Itinerario: Desde Naranja salir al NW y en la glorieta (Monumento del Bicentenario) seguir las señales al centro de Zacapu. A partir del templo de Santa Ana, dirigirse hacia el W por la calle Zaragoza y girar a la izquierda por la calle Luis Moya. Seguir esta calle hasta el entronque con el callejón de La Crucita donde se puede estacionar. Continuar a pie por el callejón (a la derecha) que se prolonga por un camino que sube el frente S de la colada hasta llegar a La Crucita (cruz cristiana de grandes dimensiones), lugar céntrico del sitio El Palacio (Parada 14). Desde aquí se pueden inspeccionar los alrededores y disfrutar de la vista panorámica sobre la ciudad y la planicie lacustre. Después de regresar al estacionamiento dirigirse por el camino más corto a Tzintzuntzan, a orillas del lago de Pátzcuaro (total de ~47 km/60 Mins.). Para ello, primero regresar a la glorieta (Monumento del Bicentenario) y salir de Zacapu sobre la carretera No. 15 hacia el SE. Atravesar Naranja y ascender las montañas volcánicas que separan las cuencas de Zacapu y de Pátzcuaro hasta llegar al pueblo de Comanja (~14 km/20 Mins.), localizado cerca del paso entre las dos cuencas (Fig. 50). Desde aquí, del lado izquierdo, se observa el cono de escoria La Calabaza, fechado en ~20,000 años AP y poco después, la carretera cruza las lavas

holocénicas del volcán Mazcuta datado en ~8,000 años AP (Ramírez-Urbe et al., 2019). Se continúa descendiendo hasta llegar al pequeño pueblo de Santa Fe de la Laguna (~22 km/26 Mins.) en la orilla del lago de Pátzcuaro. En este pueblo tradicional está una de las iglesias más antiguas de Michoacán. Después de otros ~4 km (~10 Mins.), se arriba a Quiroga y en un entronque se torna a la derecha para seguir por la carretera No. 120 hasta llegar después de ~8 km (~15 Min.) a Tzintzuntzan. Seguir el señalamiento a la zona arqueológica (Parada 15) desde donde se mira hacia abajo el pueblo actual. Después de explorar las ruinas, retornar al centro del pueblo al pie de la montaña para visitar los edificios coloniales (iglesia y convento). Desde Tzintzuntzan continuar sobre la carretera No. 120 hacia el S hasta arribar a Pátzcuaro (~19 km, ~30 Mins.). La plaza principal (Parada 16) aloja numerosos restaurantes bajo sus arcadas coloniales. En la tarde y después de comer, tomar la autopista de cuota No 14D que conduce a Morelia (distancia total ~57 km, ~60 Mins.). Desde la caseta de cuota, después de ~5 km (~5-10 Mins.) se llega a un puente donde se estaciona el automóvil sobre un prado del lado derecho. Desde aquí se camina por ~100 m hacia el N hasta el margen distal de un flujo de lava que emanó del volcán Rancho Seco hace ~28,000 años AP. El flujo de lava está cubierto por un bosque de encinos, que encubre la zona arqueológica de Angamuco (Parada 17), una urbe prehispánica de considerables dimensiones construida sobre la lava. Retornar a la autopista y seguir la señalización hasta el centro de Morelia donde termina el recorrido en un sitio cercano a la plaza principal.

Parada 14: Los flujos de lava del Capaxtiro y el sitio arqueológico de El Palacio-La Crucita (19°49'24.5", 101°48'06.9"; 2112 m)

La erupción del Capaxtiro, ocurrida entre 200 y 80 a.C. (Mahgoub *et al.*, 2018), es la más importante del Malpaís de Zacapu. El Capaxtiro emitió al menos 28 coladas de lava viscosa que formaron un intricado campo de flujos sobrepuestos (Figs. 15, 45), que cubren una superficie de ~21 km² con un volumen total de ~3.1 km³ (Reyes-Guzmán *et al.*, 2021). El lugar de emisión, localizado ~4 km al NW de la actual ciudad de Zacapu, es un alto topográfico en forma de cono (*spatter cone*) formado por fragmentos de material denso y vesicular, aglutinado durante la periódica expulsión explosiva de fragmentos de magma. Las lavas emitidas por el Capaxtiro fluyeron principalmente hacia el E, con una distancia máxima de ~5 km alcanzando las riberas del antiguo lago. Algunas lavas también se esparcieron hacia el N y al W con frentes lobulares más amplios, mientras que las lavas al E fluyeron de manera más canalizada, es decir, sus flujos fueron más estrechos y con frentes más abruptos y definidos. Debido a la complejidad del campo de lavas del Capaxtiro, el orden cronológico preciso del emplazamiento de los diversos flujos fue difícil de reconstruir (Fig. 45), pero han sido agrupados en tres categorías temporales: lavas tempranas, medias y tardías (Reyes-Guzmán *et al.*, 2021). Las lavas tempranas corresponden a la primera parte de la erupción, y en general, están cubiertas parcialmente por flujos posteriores. Solo son visibles al N y S del campo de lavas, mientras que los flujos de la etapa media están cubiertos en menor medida, y se superponen a los tempranos. En cambio, las lavas de la etapa media están cubiertas por lavas cuya superficie se puede observar prácticamente completa y que corresponden a la etapa tardía. Estas últimas tienen un espesor promedio que varía entre 25 y 50 m. Sin embargo, debido a que están sobrepuestas (Fig. 46), se ha considerado que el campo tiene un espesor promedio de 150 m. La superposición de flujos de lava generó una morfología escalonada en el campo lávico con múltiples frentes que forman abruptas vertientes empinadas en los bordes del campo de lavas y que pueden observarse desde la plaza central de la actual ciudad de Zacapu.

Todas las muestras de lava del Capaxtiro incluyen fenocristales y microfenocristales de augita, hiperstena y plagioclasa. En

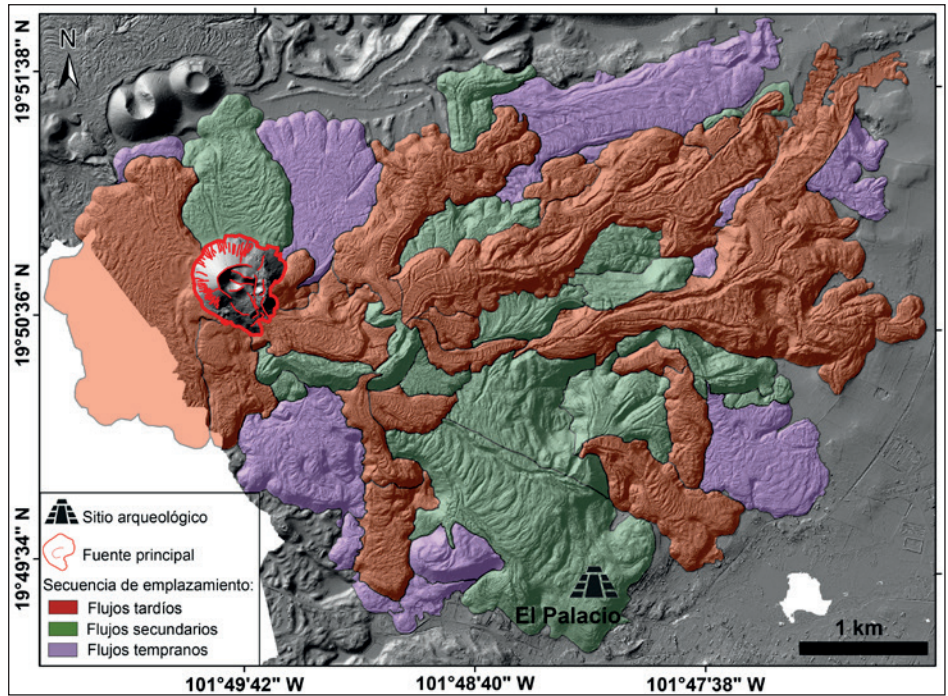


Figura 45: DEM sombreado que ilustra la secuencia de emplazamiento de las coladas de lava del Capaxtiro. Modificado a partir de Reyes-Guzmán *et al.* (2021).

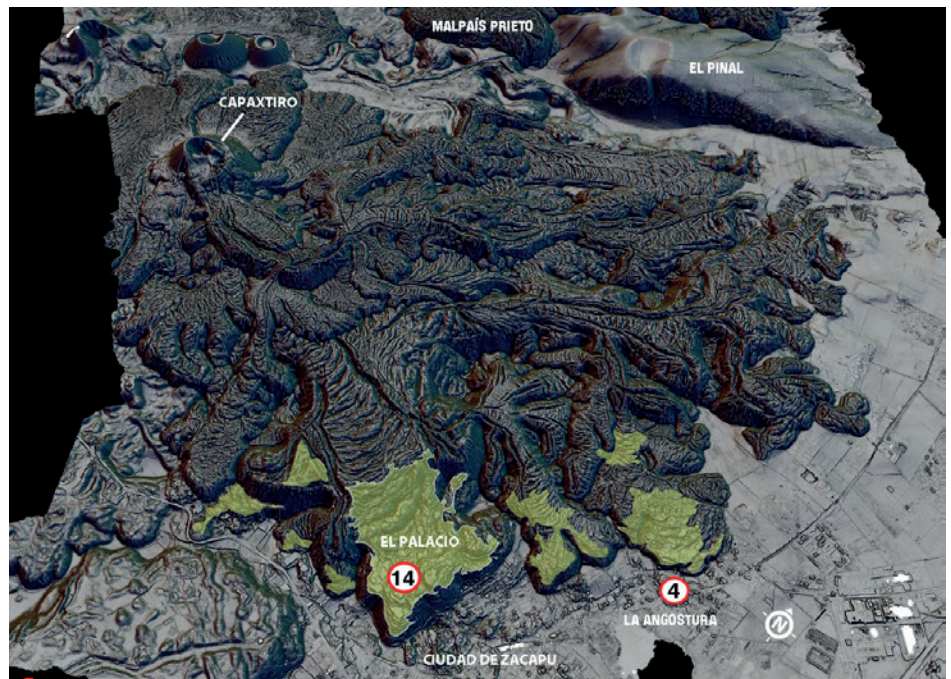


Figura 46: Vista en 3D de las coladas de lava del volcán Capaxtiro con ubicación del sitio de El Palacio-La Crucita y de otros sitios cercanos. Generado a partir de datos LiDAR por Antoine Dorison.

muestras de coladas tempranas se encontraron escasos cristales de olivino, mientras que en algunos flujos tardíos se identificó hornblenda. A partir del análisis morfológico y petrológico (Reyes-Guzmán *et al.*, 2021), fue posible calcular viscosidades, así como otros parámetros reológicos de las lavas. Los resultados indican que las temperaturas eruptivas fueron de ~1000°C

y que el emplazamiento de todos los flujos de lava llevó ~27 años.

El sitio arqueológico de El Palacio-La Crucita (Figs. 45, 46, 47) ocupa el extremo SE de un flujo secundario que corre del NW hacia el SE. En esta zona, el frente de la colada tiene una pendiente abrupta de aproximadamente 100 m de desnivel (Fig. 47). Desde lo alto, la vista domina la ciudad

moderna de Zacapu, así como gran parte de la antigua cuenca lacustre y las montañas que la rodean (Figs. 48, 49). Al pie de la colada, además se encuentra el importante manantial de La Zarcita que alimenta la Laguna de Zacapu.

El sitio arqueológico ocupa una superficie de ~50 ha que corresponde a la parte superior de la colada. Por su cercanía a la ciudad actual, las ruinas despertaron tempranamente la atención de exploradores y arqueólogos. A finales del siglo XIX, exploraciones puntuales revelaron diversos vestigios arqueológicos, pero en particular fueron los restos óseos los que despertaron el mayor interés (Lumholtz, 1902; Lumholtz y Hrdlicka, 1898; Caso, 1930; Pereira, 2005). Lamentablemente, el sitio también ha sido saqueado y degradado por actividades agrícolas.

El Palacio-La Crucita es uno de los sitios más relevantes de la región y corresponde seguramente a la ciudad prehispánica de *Zacapu Tacanendan* mencionada en las fuentes históricas del siglo XVI (Alcalá 2000 [1541]) como un centro ceremonial importante.

Las investigaciones arqueológicas llevadas a cabo durante las últimas décadas (Fernández Villanueva, 1992; Michelet, 1998; Jadot y Forest, 2020; Forest, 2020) permitieron conocer mejor su historia y organización. La ocupación inicial del sitio fue limitada y se remonta al final del Epiclásico (~800 d.C.). Durante el Posclásico temprano (900-1200 d.C.), el asentamiento alcanzó una superficie de ~20 ha con varios edificios de carácter ceremonial que incluían la plaza con pirámides cuadradas de La Crucita y dos canchas de juego de pelota. Varios espacios fueron nivelados pero la ocupación más tardía y las destrucciones modernas no han permitido definir claramente sus funciones. Las excavaciones indican que, durante este periodo, los habitantes de El Palacio tuvieron contactos con la civilización tolteca del centro de México.

Una nueva fase de expansión ocurre durante el Posclásico medio/tardío (1200-1450 d.C.) cuando el sitio alcanza su máxima extensión y cuenta con un total de 17 basamentos piramidales y numerosas viviendas edificadas sobre terrazas en la parte W y N. Este notable aumento de población coincide con la fase de urbanización observada en otras partes del malpaís, en sitios como Las Milpillas, El Malpaís Prieto y El Infiernillo y es contemporáneo a la llegada de los chichimecas uacúsecha a la región. Las pri-

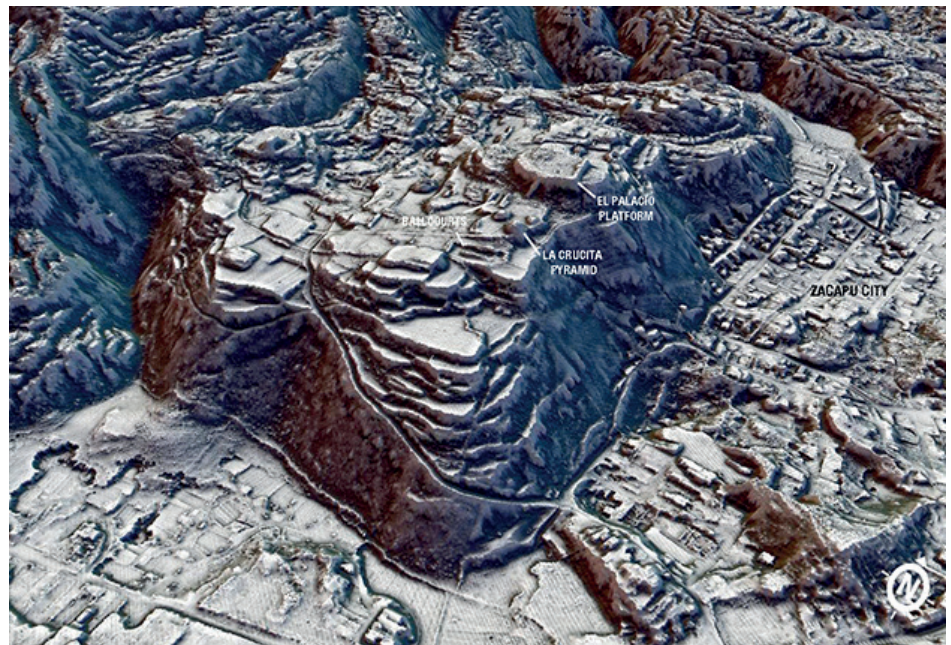


Figura 47: Vista en 3D del sitio de El Palacio-La Crucita que muestra las modificaciones prehispánicas masivas de la parte distal de la colada. Generado a partir de los datos LiDAR por Antoine Dorison.



Figura 48: Complejo de pirámides de La Crucita. Foto Marion Forest.



Figura 49: Vista panorámica de la ciudad de Zacapu desde el sitio de El Palacio. Nótese la iglesia de Santa Ana en el centro de la ciudad, los manantiales La Zarcita y La Laguna a la izquierda de la imagen y, al fondo, la planicie del lago desecado. Foto Grégory Pereira.

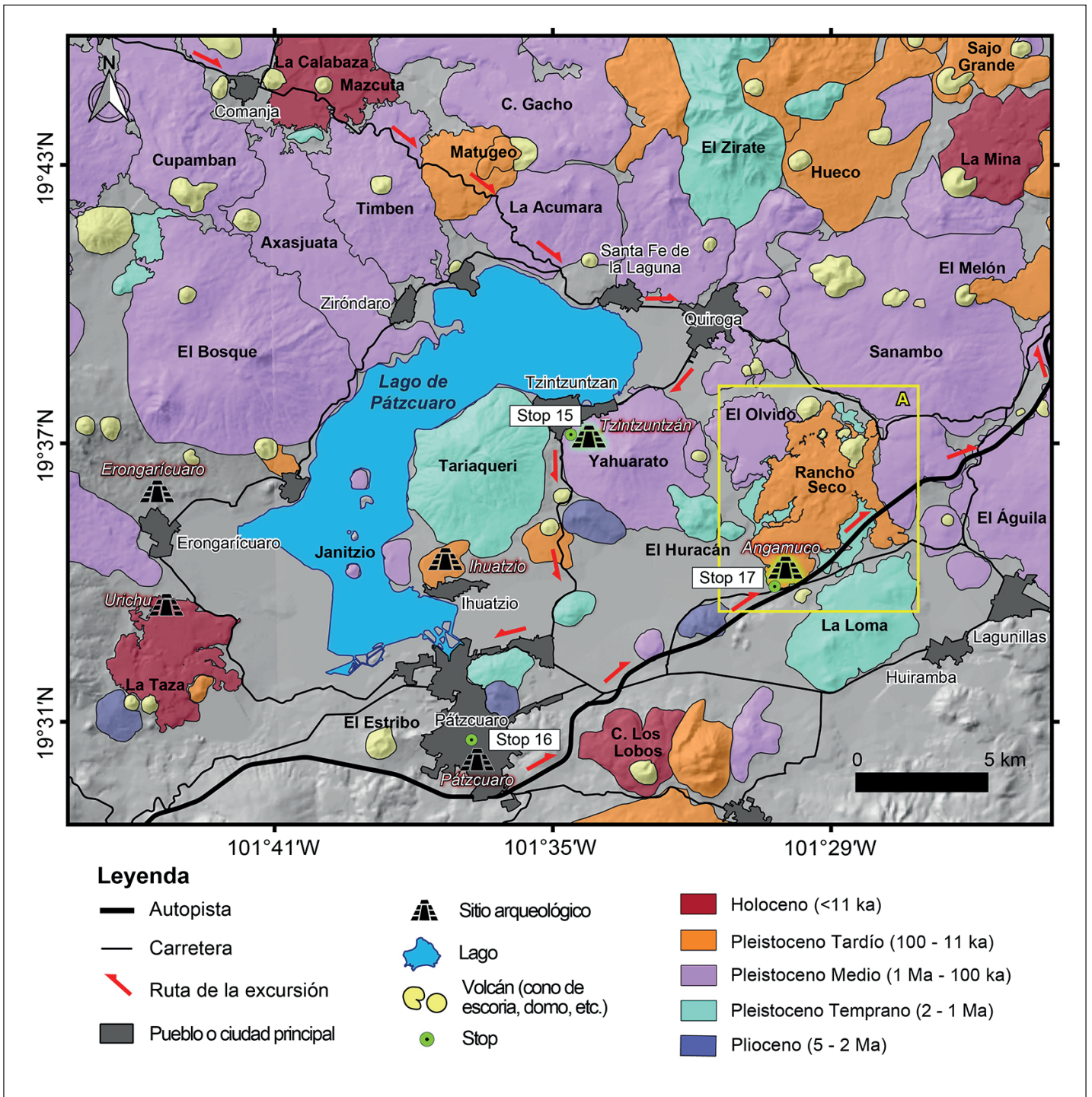


Figura 50: Mapa geológico simplificado de la cuenca del lago de Pátzcuaro (basado en Osorio-Ocampo *et al.*, 2018, Pérez-Orozco *et al.*, 2018, y Ramírez-Uribe *et al.*, 2019). Las flechas rojas indican la ruta del recorrido y se señalan también las Paradas 15 a 17, que serán visitadas durante la última parte de la excursión. El rectángulo amarillo A denota el área cubierta a mayor detalle en el mapa de la Fig. 52. Realizado por Israel Ramírez.

meras fuentes históricas (visita de Antonio De Carvajal en 1523-1524) refieren que el sitio estaba aún ocupado a la llegada de los españoles, pero era sujeto del señorío de Comanja, que dominaba el S y SE de la cuenca. Para esta época, el centro urbano ya había perdido buena parte de su población, pero seguía siendo un lugar sagrado al que el *irecha* (rey en purépecha) del estado ta-

rasco acudía desde la capital Tzintzuntzan en una peregrinación anual para depositar ofrendas en un templo dedicado al dios Curicaueri.

Actualmente, los habitantes de Zacapu continúan realizando ceremonias religiosas y ascienden en procesión hasta este sitio en los días 3 de mayo (día de la Santa Cruz) y 4 de octubre (día de San Francisco).

Parada 15: Tzintzuntzan, última capital del imperio tarasco (19°37'23.0", 101°34'24.5"; 2057 m)

Tzintzuntzan (*lugar de colibríes*, en lengua purépecha), la última capital del imperio tarasco, se encuentra en la orilla septentrional de una península que se desprende desde la ribera oriental del lago de Pátzcuaro (Fig. 50). El pueblo moderno se extiende



Figura 51: Una de las cinco pirámides (yácatas) del sitio de Tzintzuntzan (a) y reconstrucción esquemática del monumento (b). Dibujo: S. Eliès.

en una estrecha zona plana entre el lago y la base de dos volcanes escudo, el Tariaqueri al SW y el Yahuarato al SE (Fig. 50), formados respectivamente durante el Pleistoceno medio y temprano (Osorio-Ocampo *et al.*, 2018). Hacia el SE del pueblo, sobre la falda inferior del Yahuarato, se ubica la zona arqueológica abierta al público.

Según los recorridos en superficie (Pollard, 1977) y por LiDAR (Punzo Díaz y Navarro Sandoval, 2022), la extensión de la ciudad prehispánica abarcó ~9 km² con una población estimada de ~30,000 habitantes a principios del siglo XVI. La distribución de los vestigios permite detectar zonas habitadas por los nobles y la gente común pero también plazas públicas y numerosos talleres artesanales. Al respecto, la *Relación de Michoacán* nos indica que los artesanos estaban organizados en corporaciones dirigidas por un representante subordinado al rey. Se producían cerámicas policromadas de alta calidad, instrumentos y joyas de obsidiana, turquesa, plumas o metal. La metalurgia del cobre, del oro y de la plata estaba particularmente desarrollada entre los tarascos, que usaban estos metales tanto en la joyería como para producir utensilios (hachas, cinceles, agujas, etc.).

Lo que hoy destaca del sitio es su centro ceremonial principal. Consta de una terraza monumental de ~400 x 200 m que domina el lago. En la parte superior, se distingue una gran plaza rectangular delimitada al NW por una hilera compuesta de cinco grandes yácatas (“templo”, en purépecha). Se trata de pirámides escalonadas formadas por la combinación de un basamento rectangular y otro circular. Un santuario dedicado a los dioses se elevaba originalmente sobre el basamento circular, mientras que el acceso desde la gran plaza se hacía por medio de una escalera acondicionada en un lado del basamento rectangular (Fig. 51). La yácata central estaba probablemente dedicada a la deidad principal de los tarascos: Curicaueri, dios del fuego. Las excavaciones realizadas desde los años 1930 (p. ej., Rubín de la Borbolla, 1939) han revelado que estos monumentos se erigieron sucesivamente durante varias etapas constructivas. La última ocurrió poco antes de la llegada de los españoles y se distingue por un paramento de roca volcánica formado de bloques angulares bien cortados (*janamu*, en purépecha) que fueron finamente ajustados. Es interesante notar que varios de estos bloques fueron

decorados por petroglifos. Al NW de la plaza se distinguen algunas construcciones más pequeñas como el Edificio B o Palacio, una estructura compuesta de varios cuartos y un patio rodeado de columnas que pudo servir como residencia o edificio de gobierno.

Después de la conquista, los templos fueron destruidos y se extrajeron piedras de los monumentos prehispánicos para construir el convento de Santa Ana y la iglesia de San Francisco, así como el templo de la Soledad (Fig. 52) y el antiguo Hospital de Indios que forman el nuevo centro religioso del pueblo colonial. Edificado en los siglos XVI y XVII, este conjunto muestra una arquitectura plateresca y barroca y cuenta con un amplio jardín atrial sembrado de olivos centenarios (supuestamente los más antiguos sobre el continente americano). Los muros coloniales integran piedras labradas con petroglifos prehispánicos que sugieren que fueron extraídas de las yácatas.

En la actualidad, Tzintzuntzan sigue siendo un pueblo purépecha importante donde se mantienen tradiciones artesanales como la alfarería, la ebanistería y el trabajo de plantas acuáticas procedentes del lago.

Parada 16: Pátzcuaro (19°30'48.5"; 101°36'33.0"; 2160 m)

La ciudad de Pátzcuaro, ubicada en la orilla meridional del lago homónimo (Figs. 1, 50), es sin duda una de las ciudades más acogedoras de México. Su arquitectura colonial (especialmente del siglo XVIII) incluye edificios religiosos (iglesias y conventos), así como residencias civiles con bellos patios interiores de gran valor artístico. Además, los mercados tradicionales, museos y pintorescos pueblos en sus alrededores son dignos de una visita y pueden fácilmente llenar un itinerario de varios días. La plaza principal (Plaza Vasco de Quiroga) con sus arcadas que la rodean (Fig. 53) es un punto ideal de partida para explorar la ciudad.

Pátzcuaro fue la primera capital del imperio Tarasco, antes de ser movida a Tzintzuntzan, también en el lago, pero hacia el N (Fig. 50). Su clima templado fue considerado saludable (temperatura media anual = 16.4 °C). En 1534, poco después de la conquista española, Vasco de Quiroga fue designado como el primer obispo de la provincia de Michoacán, primeramente con sede en Tzintzuntzan, el centro del otrora imperio tarasco y también la zona más poblada de la región. Don Vasco decidió mover la sede del obispado de Tzintzuntzan a Pátzcuaro en 1538 y construir ahí la primera catedral sobre los antiguos templos tarascos (Warren, 1985). Algunas décadas después, se descubrieron los yacimientos de plata de Guanajuato. Como Pátzcuaro estaba un tanto distante del principal camino que conectaba a Guanajuato con la ciudad de México, Valladolid (hoy Morelia), al encontrarse más cerca, aumentó en importancia como un centro distribuidor de alimentos y otras mercancías para las operaciones mineras en Guanajuato y más al norte de la Nueva España. Como resultado de ello, el asiento del obispado fue movido a Valladolid (Morelia) en 1574 y Pátzcuaro perdió su título de catedral. Además, durante las epidemias de 1576-1578, Pátzcuaro perdió una parte substancial de su población indígena. Aun así, debido a su posición estratégica en la margen sur del altiplano y puerta a la *Tierra Caliente* hacia el S, Pátzcuaro logró recuperarse y se benefició del comercio con esta vasta región que incluía al puerto de Acapulco, que recibía mercancías de China (textiles, porcelana y especias) y el Perú (mercurio para el azogue). Aunque la *Tierra Caliente* era considerada insalubre y estaba poco



Figura 52: Templo de la Virgen de la Soledad del siglo XVII en Tzintzuntzan. Vista desde el atrio de los olivos, donde crecen varios de estos centenarios árboles. Foto Claus Siebe.



Figura 53: Plaza principal de Pátzcuaro (Parada 17) rodeada de arcadas y edificios coloniales (Parada 16). Foto Claus Siebe.

poblada, producía importantes insumos como azúcar, algodón, cobre, etc., que tenían gran demanda en el altiplano (*Tierra Fría*). La bonanza económica en los distritos mineros de Guanajuato y Zacatecas también tuvo repercusiones en Pátzcuaro, que experimentó un auge en la construcción entre 1740 y 1760. La mayoría de las mansiones privadas barrocas en la plaza principal fueron erigidas durante esta época y muchos de los edificios religiosos fueron también remodelados.

Parada 17: Sitio arqueológico de Angamuco sobre las lavas del volcán Rancho Seco (19°34'06.5"; 101°30'00.5"; 2100 m)

El sitio arqueológico de Angamuco se encuentra en el flujo de lava más distal (malpaís) del cono de escoria de Rancho Seco (Fig. 54). Mediante el análisis de imágenes LiDAR, Fisher y Leisz (2013) determinaron que el sitio tiene características urbanas y estimaron que hay más de 20,000 restos de diferentes tipos de edificios (en su mayoría

cimientos) que cubren el área. Basándose en patrones identificables, los edificios incluyen residencias para plebeyos y de élite, así como edificios ceremoniales (altares y templos), pirámides de estilo *yácata* (muy características de la región, como las observadas en la cercana Tzintzuntzan), terrazas de cultivo, graneros, canchas de juego de pelota, canales y una vasta red de caminos (Fisher *et al.*, 2017; Solinis-Casparius, 2022). El nombre *Angamuco* fue tomado del mapa colonial de la cuenca del lago de Pátzcuaro de Beaumont (1932) por arqueólogos (p. ej., Bush, 2012), aunque éste podría no ser el nombre original del sitio. Esta incertidumbre surge porque no se menciona más en los registros históricos (Urquhart, 2015). En la actualidad, los agricultores que viven en las inmediaciones del sitio se refieren a la zona como *Los Corrales*, probablemente debido a la abundancia de muros macizos hechos de bloques de lava sueltos que aún son visibles bajo el bosque de encinos. Los resultados preliminares de las excavaciones indican que durante gran parte del periodo Posclásico (900-1521 d.C.), Angamuco debió haber dominado la porción oriental de la Cuenca del Lago de Pátzcuaro, y sostenido a una gran población. La variedad de recursos que ofrecen el lago, las pendientes bajas/medias, y los bosques en la cima de los cerros, hicieron de la región lacustre de Pátzcuaro un lugar propicio para la instalación de grupos humanos, que emprendieron importantes modificaciones al paisaje en la época prehispánica (Pollard y Gorenstein, 1980; Migeon, 2016; Fisher, 2005).

Aunque los beneficios exactos de la elección de los malpaíses, sitios aparentemente poco atractivos, como principales terrenos de construcción siguen siendo enigmáticos, una razón podría ser el hecho de que proporcionan grandes canteras *in situ* de materiales de construcción utilizados en diversos elementos arquitectónicos. Al construir ciudades sobre los flujos de lava se tuvo una fuente de la mayoría de los materiales de construcción pesados, lo cual podía ahorrar una cantidad sustancial de energía (horas de trabajo) al evitar largas distancias de transporte (Ramírez-Uribe *et al.*, 2019). A su vez, la elección del sitio pudo estar motivada por su proximidad al lago de Pátzcuaro y a sus recursos naturales. Además, las coladas de lava representan zonas topográficamente elevadas, lo que permitía una mejor visibilidad sobre la amplia zona lacustre. Esto representaría

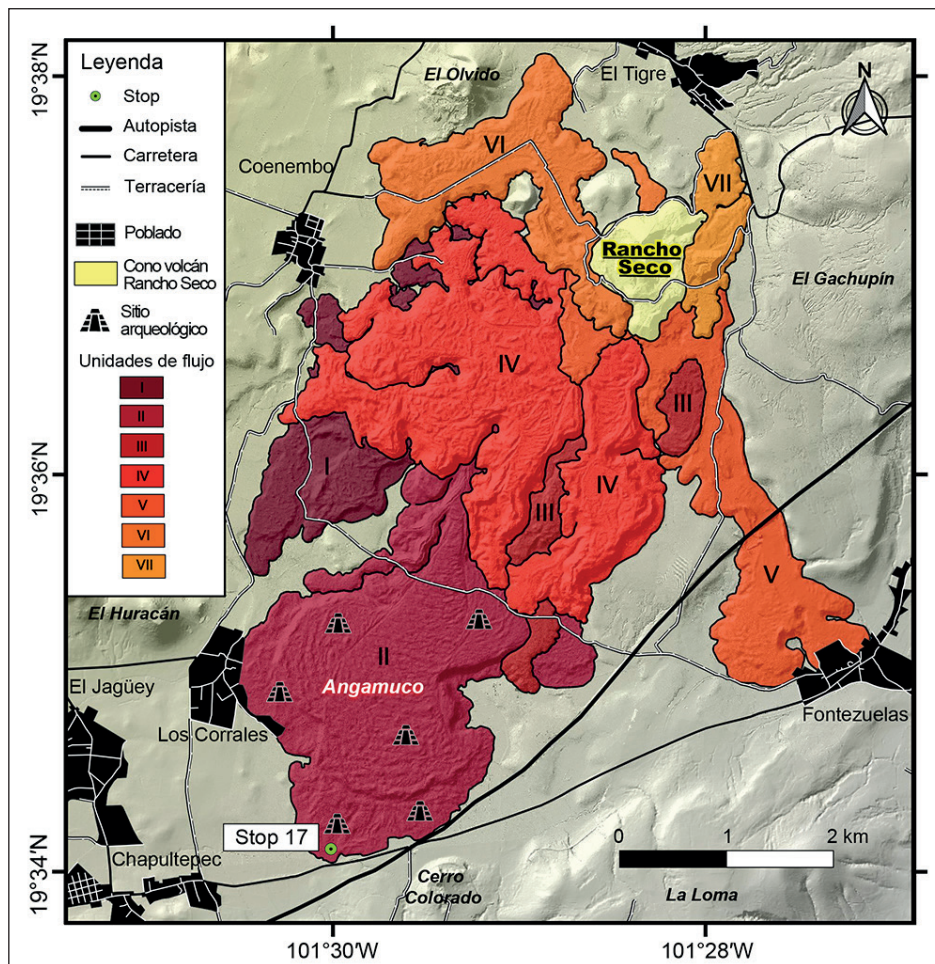


Figura 54: Mapa geológico del volcán Rancho Seco (Parada 17) con modelo digital de elevación basado en LiDAR, mostrando la secuencia de sus diferentes flujos de lava (I-VII) y el sitio arqueológico de Angamuco que se visitará durante el 3er día de la excursión. Tomado de Ramírez-Uribe *et al.* (2021).

una ventaja estratégica que también podría ser útil como defensa en tiempos de guerra (Ramírez-Uribe *et al.*, 2019).

El volcán monogenético Rancho Seco (19°37'03"N, 101°28'21"W), un cono de escoria con flujos de lava asociados situado en el margen oriental de la cuenca de Pátzcuaro (Figs. 50, 54), fue datado en 27,845 ± 445/-425 años AP (Ramírez-Uribe *et al.*, 2019). Tiene una elevación máxima de ~2520 m s.n.m. y una altura de ~200 m sobre el terreno circundante con una base casi circular y un diámetro de ~880 m. Actualmente, el cráter inicial es prácticamente irreconocible debido a la intensa explotación de canteras del cono (Fig. 55). Los flancos del cono han sido casi completamente borrados y sólo el suelo del cráter y el cuello subyacente (exponiendo el relleno del cráter y sus diques) permanecen en su lugar. Los flujos de lava asociados a este volcán irradian desde la base del cono (Fig. 54) principalmente hacia el SW, donde alcanzan distancias de hasta 6.4 km; lavas más cortas se extienden hacia

el NW (3.5 km) y NE (1.5 km). Los flujos de lava de Rancho Seco son esencialmente del tipo 'A'a, cubren un área de 21.3 km², y comprenden un volumen total estimado de 0.72 km³. A pesar de estar cubiertas por un bosque de encinos y pinos, la morfología de las lavas de Rancho Seco está extraordinariamente bien conservada.

La composición del Rancho Seco es andesítica (58.5-60.6 wt.% SiO₂), subalcalina, y muestra una tendencia calco-alcalina de medio K (1.5-1.9 wt.% K₂O). Las muestras de Rancho Seco son notablemente homogéneas en composición, lo que contrasta con los patrones evolutivos más amplios mostrados por otros volcanes monogenéticos de la TMVB, por ejemplo, en la Sierra Chichinutzin (Siebe *et al.*, 2004), pero también en el MGVE, donde el ejemplo mejor estudiado es el volcán Parícutín, cuyos contenidos de SiO₂ oscilan entre 53 y 60 wt.% (Wilcox, 1954; Cebriá *et al.*, 2011; Larrea *et al.*, 2019).

Las lavas del volcán Rancho Seco presentan texturas afáníticas y ocasionalmente



Figura 55: Vista aérea del volcán Rancho Seco con sus diversos flujos de lava. Nótese la extrema degradación del cono a causa de la intensa extracción de materiales. Foto tomada por Claus Siebe desde el E en noviembre, 2011.

traquíticas. Las fases minerales en todas las lavas incluyen principalmente plagioclasa y ortopiroxeno, en menor medida, clinopiroxeno y minerales opacos (generalmente ilmenitas) y escasos xenocristales de cuarzo. Los xenocristales de cuarzo muestran marcadas texturas de bahías de disolución y ocasionalmente finas coronas de hiperstena y microlitos de plagioclasa.

Los productos del volcán Rancho Seco tienen variaciones relativamente pequeñas de SiO_2 y otros elementos mayores y traza, lo cual indica que estos pudieron derivar de un único lote de magma que entró en erupción gradualmente. Según la estratigrafía, la erupción de Rancho Seco siguió un patrón de actividad similar al observado en el volcán Parícutín (p. ej., Luhr y Simkin, 1993): etapas iniciales de actividad estromboliana violenta (desgasificación efectiva del sistema magmático) que produjeron caída de escoria, bombas y cenizas alrededor del cráter, que dieron lugar a la rápida construcción de un cono, fueron seguidas por una segunda etapa efusiva que formó sucesivamente un

campo de flujos de lava (Ramírez-Uribe *et al.*, 2019). Durante esta última etapa, la actividad estromboliana había disminuido considerablemente y sólo se produjo de forma intermitente, ya que la mayoría de los flujos de lava carece de una cubierta de cenizas. A partir de las tasas de efusión y los tiempos de emplazamiento obtenidos para flujos de lava de alta viscosidad, se pudo obtener una noción aproximada de la duración total de la erupción del volcán Rancho Seco (Ramírez-Uribe *et al.*, 2021). En consecuencia, el tiempo de emplazamiento sucesivo de los flujos de lava probablemente tomó entre 2 y 6 años.

AGRADECIMIENTOS

José Luis Arce, Sergio Rodríguez Elizarrarás, Peter Schaaf, Elisabeth Widom, David Kuenz, Andrea Rostan Robledo y Vanesa Gómez Vivas hicieron sugerencias para mejorar la primera versión del manuscrito. El trabajo geológico en campo y laboratorio fue sufragado por un proyecto financiado

por la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (UNAM-DGAPA IN104221) asignado a Claus Siebe. Los trabajos de Nanci Reyes-Guzmán e Israel Ramírez-Uribe fueron apoyados mediante becas de UNAM-DGAPA y CONACYT. Los trabajos arqueológicos en la zona de Zacapu se realizaron en el marco proyecto Uacúsecha dirigido por Grégory Pereira y financiado por el Ministère de l'Europe et des Affaires Etrangères, la UMR 8096 (CNRS y Universidad de Paris 1) y la ANR (programa Mesomobile). La imagen LiDAR de Rancho Seco fue adquirida como parte del proyecto arqueológico "Legados de Resiliencia, Cuenca del Lago de Pátzcuaro" (LORE-LPB) concedido a Christopher Fisher. La organización de la excursión de campo divulgativa y del libreto-guía se beneficiaron del apoyo de la Fundación Stresser-Péan y del Labex Dynamite que también apoyaron los trabajos de Antoine Dorison. Los trabajos de Osiris Quezada recibieron apoyo de CONACYT y de la Fundación Stresser-Péan.

BIBLIOGRAFÍA

- Arnauld, M.-C., Carot, P., Fauvet-Berthelot, M.-F., 1993. Arqueología de las Lomas en la cuenca lacustre de Zacapu, Michoacán, México, CEMCA, México, 230 p.
- Arnauld, C., Carot, P., Fauvet-Berthelot, M.-F., 1994. Introducción. In: Pétrequin, P. (Ed.): 8000 años de la Cuenca de Zacapu. Evolución de los paisajes y primeros desmontes. Collection Etudes Méso-américaines II-14: 9-28, CEMCA, México, D.F.
- Arnauld, C., Faugère-Kalfon, B., 1998. Evolución de la ocupación humana en el centro-norte de Michoacán (Proyecto Michoacán, CEMCA) y la emergencia del Estado tarasco, in: Darras, V. (Ed.), Génesis, culturas y espacios en Michoacán, CEMCA, Mexico, pp. 13-34.
- Avellán, D.R., Cisneros-Máximo, G., Macías, J.L., Gómez-Vasconcelos, M.G., Layer, P.W., Sosa-Ceballos, G. and Robles-Camacho, J., 2020. Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia—Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Jour. South Amer. Earth Sci.* 100: 102554. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102554>
- Beaumont, P., 1932. Crónica de Michoacán (1776-1780). *Archivo General de la Nación*, XVII, México, 17–19 pp.
- Blatter, D.L., Hammersley, L., 2010. Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 197:67–84. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.002>
- Bush, J.W., 2012. Architectural patterning in the Purepecha heartland: An intrasite settlement study at the urban center of Sacapu Angamuco, Michoacán, México (Master's thesis). Colorado State University, 93 pp.
- Carmichael, I.S.E., 2002. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of the intermediate magmatism in west-central (105°-99°W) Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143(6): 641-663. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0370-9>
- Carot, P., 2004. Arqueología de Michoacán: nuevas aportaciones a la historia Purhépecha, in: Braniff C., B. (Ed.), Introducción a la arqueología de Occidente de México, Universidad de Colima, INAH, Colima, pp. 443-474.
- Carot, P., Susini, A., 1990. Una práctica funeraria insólita en occidente: la cremación y pulverización de osamentas humanas. *TRACE* 16: 112-115.
- Carot, P., Fauvet-Berthelot, M.-F., Barba, L., Link, K., Ortíz, A., Hesse, A., 1998. La arquitectura de Loma Alta, Zacapu, Michoacán. IV Coloquio de Occidentalistas: arqueología, historia y medio ambiente. Universidad de Guadalajara, ORSTOM, Guadalajara, pp. 345-351.
- Caso, A., 1930. Informe preliminar de las exploraciones efectuadas en Michoacán, *Anales del Museo Nacional de Mexico* 4a época 6, 446-452.
- Cebriá, J.M., Martiny, B.M., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J., 2011. The Paricutin calc-alkaline lavas: New geochemical and petrogenetic modelling constraints on the crustal assimilation process. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 201: 113–125. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.011>
- Chevrel, M.O., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2016a. The AD 1250 El Metate shield (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. *The Holocene* 26(3): 471-488. <https://doi.org/10.1177/0959683615609757>
- Chevrel, M.O., Guilbaud, M.N., Siebe, C., 2016b. The AD 1250 effusive eruption of El Metate shield volcano (Michoacán, Mexico): Magma source, crustal storage, eruptive dynamics, and lava rheology. *Bull. Volcanol.* 78(4): 32. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1020-9>
- Darras, V., 1999. Tecnologías prehispánicas de la obsidiana: centros de producción de la región de Zináparo, Michoacán, México, CEMCA, México, 201 p.
- Darras, V., Mireles, C., Siebe, C., Quezada, O., Castañeda, A., Reyes-Guzmán, N., 2017. The other stone: Dacite quarries and workshops in the Tarascan prehispanic territory, Michoacán, México. *J. Archaeol. Sci. Reports* 12(4): 219-231. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.01.034>
- De Alcalá, Fray Jerónimo, 2000 [1541]. Relación de Michoacán, o, relación de las ceremonias y rictos y población y gobernación de los indios de la Provincia de Mechuacán. (Introductory study and edition by Moisés Franco Mendoza). El Colegio de Michoacán, Zamora, 128 pp.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 2(2): 172-187. <http://www.rmccg.unam.mx/index.php/rmccg/article/view/1457>
- Demant, A., 1992. Marco geológico regional de la laguna de Zacapu, Michoacán, México. In: Demant, D., Labat, J.-N., Michelet, D., Tricart, J., (Eds.), *El Proyecto Michoacán 1983-1987. Medio ambiente e introducción a los trabajos arqueológicos.* Collection Etudes Mésoaméricaines II-11: 53-72, CEMCA, México, D.F.
- Dorison, A., Siebe, C., Elliott, M., Pereira, G., 2022. A Lidar-based geopedologic approach to address pre-Hispanic agricultural landscapes in northern Michoacán, West Mexico, *Bol. Soc. Geol. Mex.* 74, 1-20.
- Dorison, A., Siebe, C., in press. Evolution of ancient farming systems in the volcanic highlands of Zacapu, geoarchaeological and archaeogeographical perspectives, *Ancient Mesoamerica*.
- Faugère, B., 1996. Entre Zacapu y Río Lerma: culturas en una zona fronteriza, CEMCA, Mexico, 157 p.
- Faugère, B., 1997. Las representaciones rupestres del centro-norte de Michoacán, CEMCA, Mexico, 113 p.
- Faugère, B., 2006. Cueva de los Portales: un sitio arcaico del norte de Michoacán, Mexico, Instituto Nacional de Antropología e Historia, p. 288.
- Fernández Villanueva, E., 1992. Arqueología de la ciénega de Zacapu, *Anales del Museo Michoacano*, Tercera época, INAH, Morelia, pp. 11-34.
- Fisher, C.T., 2005. Demographic and landscape change in the Lake Pátzcuaro basin, Mexico: Abandoning the garden. *American Anthropologist* 107, 87-95.
- Fisher, C.T., Leisz, S.J., 2013. New perspectives on Purhépecha urbanism through the use of LiDAR at the site of Angamuco. In: Comer, D.C., Harrower, M.J. (Eds.) *Mapping archaeological landscapes from space.* Springer Briefs in Archaeology: 199-210.
- Fisher, C.T., Cohen, A.S., Fernández-Díaz, J.C., Leisz, S.J., 2017. The application of airborne mapping LiDAR for the documentation of ancient cities and regions in tropical regions, *Quat. Int.* 448:129-138.
- Forest, M., 2014. *Approches spatio-archéo-*

- logiques de la structure sociale des sites urbains du Malpaís de Zacapu, PhD dissertation, Université de Paris 1 – Panthéon/Sorbonne, Paris, 596 p.
- Forest, M., 2018. Malpaís Prieto. Una ciudad prehispánica, in: Pereira, G., Padilla Gutiérrez, E.F. (Eds.), *La Ciudad Perdida. Raíces de los soberanos tarascos*, catalogue d'exposition, INAH/Ediciones del Museo Nacional de Antropología e Historia, Mexico, pp. 29-35.
- Forest, M., 2020. Architecture and urbanism at El Palacio, in: Forest, M. (Ed.), *El Palacio: Historiography and new perspectives on a pre-Tarascan city of northern Michoacán*, Mexico Archaeopress, Oxford, pp. 79-104.
- Forest, M., Jadot, E., Manin, A., 2018. Vivir en el Malpaís. Arqueología de las unidades habitacionales, in: Pereira, G., Padilla Gutiérrez, E.F. (Eds.), *La Ciudad Perdida. Raíces de los soberanos tarascos*, CEMCA-INAH, Museo Nacional de Antropología, Mexico, pp. 37-43.
- Forest, M., in press. The big picture: reassessing population estimates and socio-spatial structure at the Zacapu Malpaís urban settlements using LiDAR. *Ancient Mesoamerica*.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szyrkark, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional* 48(3): 319-335.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers* 422: 129-181. [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(05\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(05))
- Gómez-Vasconcelos, M.G., Macías, J.L., Avellán, D.R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P.W., Benowitz, J., López-Lopera, H., López, F.M., Perton, M., 2020. The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Bull. Geol. Soc. Am.* 132(11-12): 2455-2474. <https://doi.org/10.1130/B35397.1>
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Salinas, S., 2009. Excursions to Paricutin and Jorullo (Michoacán), the youngest volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt. A commemorative fieldtrip on the occasion of the 250th anniversary of Volcán Jorullo's birthday on September 29, 1759. *Impretea S.A., México, D.F.*, 31 p.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N., 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 201: 97-112. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.005>
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Pururarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bull. Volcanol.* 74: 1187-1211. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0594-0>
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Widom, E., Rasoazanamparany, C., Salinas, S., Castro-Govea, R., 2019. Petrographic, geochemical, and isotopic (Sr-Nd-Pb-Os) study of Plio-Quaternary volcanics and the Tertiary basement in the Jorullo-Tacámbaro area, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *J. Petrol.* 60(12): 2317-2338. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa006>
- Guilbaud, M.N., Hernández-Jiménez, A., Siebe, C., Salinas, S., 2021. Las Cabras volcano, Michoacán-Guanajuato volcanic field, México: Topographic, climatic, and shallow magmatic controls on scoria cone eruptions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 38(2): 101-121. <https://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2021.2.1645>
- Guzmán-Ávila, J.N., 1985. La desecación de la Ciénega de Zacapu: Orígenes y consecuencias. *Tzintzun Revista de Estudios Históricos* 6: 26-37.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985a. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25: 105-124. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90007-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90007-1)
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central México: Petrology and chemistry. *J. Petrol.* 28: 241-269. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.2.241>
- Hasenaka, T., 1994. Size, distribution and magma output rates for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 63:13-31. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90016-7)
- Hernández, A., 2015. El volcán Las Cabras, cuenca de Zacapu, Michoacán, México: Edad, historia eruptiva y composición química: México, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 92 pp.
- Israde-Alcántara, I., Miller, W.E., Garduño-Monroy, V.H., Barron, J., Rodríguez-Pascua, M.A., 2010. Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils from Late Cenozoic tectonic basins in west-central México: A review. *Quat. Int.* 219(1-2): 79-94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.01.012>
- Jadot, E., Forest, M., 2020. Siete años de investigación en El Palacio: evolución urbanística y nuevos elementos cronológicos, in: Forest, M. (Ed.), *El Palacio. Historiography and new perspectives on a pre-Tarascan city of northern Michoacán*, Mexico, Archaeopress, Oxford, pp. 43-78.
- Jadot, E., Pereira, G., Neff, H., Glascock, M.D., 2019. All that glitters is not plumbate: Diffusion and imitation of plumbate pottery during the Early Postclassic period (AD 900–1200) at the Malpaís of Zacapu, Michoacán, Mexico, *Latin American Antiquity* 30, 318-332. <https://doi.org/10.1017/laq.2019.24>
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in Central Mexico. *Phys. Earth Planet. Int.* 64: 187-210. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90037-X)
- Johnson, E.R., Wallace, P.J., Granados, H.D., Manea, V.C., Kent, A.J., Bindeman, I.N., Donegan, C.S., 2009. Subduction-related volatile recycling and magma generation beneath Central Mexico: insights from melt inclusions, oxygen isotopes and geodynamic models. *J. Petrol.* 50(9): 1729-1764. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp051>
- Kim, Y., Miller, M.S., Pearce, F., Clayton, R.W., 2012. Seismic imaging of the Cocos plate subduction zone system in central Mexico. *Geochem Geophys Geosys* 13(7): Q07001. <https://doi.org/10.1029/2012GC004033>
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Layer, P., 2015. Late Pleistocene Alberca de Guadalupe maar volcano (Zacapu basin, Michoacán): Stratigraphic

- phy, tectonic setting, and paleo-hydro-geological environment. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 304: 214-236. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.003>
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2016. Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 318: 114-133. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.015>
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., Abbitt, R., 2017. Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Paricutin (Michoacán, Mexico). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 348, 36-48. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.016>
- Larrea, P., Widom, E., Siebe, C., Salinas, S., Kuentz, D., 2019a. A re-interpretation of the petrogenesis of Paricutin volcano: Distinguishing crustal contamination from mantle heterogeneity. *Chem. Geol.* 504, 66-82. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.10.026>
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H., Böhnell, H., 2019b. The ~AD 500-700 (Late Classic) El Astillero and El Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making? *Bull. Volcanol.* 81(10): 59. <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1318-5>
- Larrea, P., Albert, H., Ubide, T., Costa, F., Colás, V., Widom, E., Siebe, C., 2021. From explosive vent opening to effusive outpouring: mineral micro-analytical constraints on magma dynamics and timescales at Paricutin monogenetic volcano. *J. Petrol.* 62(4): 1-19. <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa112>
- Lozano-García, M.S., Xelhuantzi-López, M.S., 1997. Some problems in the late Quaternary pollen records of Central Mexico: Basins of Mexico and Zacapu. *Quat. Int.* 43:117-123. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(97\)00027-X](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00027-X)
- Luhr, J.F., Simkin, T., 1993. *Paricutin: The volcano born in a Mexican cornfield*. Geoscience Press, Phoenix, Arizona, 427 pp.
- Lumholtz, C., 1902. *Unknown Mexico: a record of five years' exploration among the tribes of the Western Sierra Madre, in the Tierra Caliente of Tepic and Jalisco, and among the Tarascos of Michoacan*, Charles Scribner's Sons, New York.
- Lumholtz, C., Hrdlicka, A., 1898. Marked human bones from a Prehistoric Tarasco Indian burial place in the State of Michoacan, Mexico. *Bull. Am. Museum Nat. Hist.* X: 6179 (Plates V-IX). New York.
- Mahgoub, A.N., Böhnell, H., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.N., 2017. Paleomagnetically inferred ages of a cluster of Holocene monogenetic eruptions in the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, Mexico): Implications for future hazards. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 347: 360-370. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.004>
- Mahgoub, A.N., Reyes-Guzmán, N., Böhnell, H., Siebe, C., Pereira, G., Dorison, A., 2018. Paleomagnetic constraints on the ages of the Holocene Malpaís de Zacapu lava flow eruptions, Michoacán (México): Implications for archaeology and volcanic hazards. *The Holocene* 28(2): 229-245. <https://doi.org/10.1177/0959683617721323>
- Metcalfe, S.E., 1992. Changing environments of the Zacapu Basin, Central Mexico: A diatom-based history spanning the last 30,000 years. Research Paper No. 48, School of Geography, University of Oxford.
- Metcalfe, S.E., 1997. Palaeolimnological records of climate change in Mexico—frustrating past, promising future? *Quat. Int.* 43: 111-116. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(97\)00026-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00026-8)
- Metcalfe, S.E., Harrison, S.P., 1984. Cambio ambiental del Cuaternario Tardío en depósitos lacustres en la cuenca de Zacapu, Michoacán. *Reconstrucción preliminar*. Boletín del Instituto de Geografía 14: 127-151, UNAM, México.
- Michelet, D., 1992. El Centro-Norte de Michoacán: características generales de su estudio arqueológico regional, in: Michelet, D. (Ed.), *El Proyecto Michoacán 1983-1987*. Medio ambiente e introducción a los trabajos arqueológicos, CEMCA, México, pp. 9-52.
- Michelet, D., 1998. Topografía y prospección sistemática de los grandes asentamientos del Malpaís de Zacapu: claves para un acercamiento a las realidades sociopolíticas, in: Darras, V. (Ed.), *Génesis, culturas y espacios en Michoacán*, CEMCA, México, pp. 47-59.
- Migeon, G., 2015. Residencias y estructuras cívico-ceremoniales Posclásicas Tarascas de la región de Zacapu (Michoacán, México). *Archaeopress*, Oxford, 194 p.
- Migeon, G., 2016. *Patrones de asentamiento del Malpaís de Zacapu (Michoacán, México) y de sus alrededores en el Posclásico*. Paris Monographs in American Archaeology 46: 152.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93(6): 514-523. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<514:TRBQVI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<514:TRBQVI>2.0.CO;2)
- Noriega E., Noriega, A., 1923. *La desecación de la ciénega de Zacapu y las leyes agrarias. Caso especial, único en el país*. México.
- Ortega, B., Caballero, C., Lozano, S., Israde, I., Vilaclara, G., 2002. 52 000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacán, México: the magnetic record. *Earth Planet. Sci. Lett.* 202: 663-675. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00802-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00802-6)
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J.M., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Layer, P., García-Sánchez, L., Pertion, M., Benowitz, J., 2018. The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central México: Field mapping, C-14 and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 358: 307-328. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.003>
- Ownby, S., Delgado-Granados, H., Lange, R.A., Hall, C.M., 2007. Volcán Tancitaro, Michoacán, México. ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on its history of sector collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 161: 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.009>
- Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100 (B7): 12357-12373. <https://doi.org/10.1029/95JB00919>
- Pereira, G., 1997. Costumbres funerarias y sociedad del Clásico tardío en la cuenca de Zacapu, Michoacán, *Arqueología* 18: 61-84.
- Pereira, G., 2005. The utilization of grooved human bones: A reanalysis of artificially modified human bones excavated by Carl Lumholtz at Zacapu, Michoacán, Mexico. *Latin Am. Antiquity* 16(3): 293-

312. <https://doi.org/10.2307/30042495>
- Pereira, G., Michelet, D., 2018. El recinto sagrado: espacio de los dioses y de los muertos, in: Pereira, G., Padilla Gutierrez, E.F. (Eds.), *La Ciudad Perdida. Raíces de los soberanos tarascos*, CEMCA-INAH, Museo Nacional de Antropología, Mexico, pp. 45-53.
- Pereira, G., Padilla Gutierrez, E.F., 2018. *La Ciudad Perdida. Raíces de los soberanos tarascos*. Ediciones del Museo Nacional de Antropología, Primera edición ed., CEMCA-INAH, Museo Nacional de Antropología, México, p. 121.
- Pereira, G., Forest, M., Jadot, E., Darras, V., 2021. Ephemeral cities? The longevity of the Postclassic Tarascan urban sites of Zacapu Malpaís and its consequences on the migration process, in: Arnould, M.C., Beekman, C., Pereira, G. (Eds.), *Mobility and Migration in Ancient Mesoamerican Cities*, University Press of Colorado, Louisville, pp. 208-231.
- Pereira, G., Forest, M., 2022. Las cuatro ciudades del Malpaís de Zacapu, Michoacán, *Arqueología Mexicana*, 70-77.
- Pereira, G., Dorison, A., Quezada, O., Gillot, C., Michelet, D., in press. Nueva perspectiva sobre el sistema de organización territorial epiclásico en la región de Zacapu, Michoacán, *Ancient Mesoamerica*.
- Pérez-Orozco, J.D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Avellán, D.R., 2018. Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán Guanajuato Volcanic Field). *J. South Amer. Earth Sci.* 85, 81-96, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.021>
- Pétréquin, P., 1994. 8000 años de la cuenca de Zacapu, evolución de los paisajes y primeros desmontes. *Centre de Etudes Mexicaines et Centroamericaines, Mexico. Cuadernos de Estudios Michoacanos* 6, 144 p.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E.R., Cashman, K.V., Wallace, P.J., Rosi, M., Delgado, H., 2008. Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943–1952 (Mexico). *Earth Planet. Sci. Lett.* 271: 359–368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.04.026>
- Pola, A., Macías, J.L., Osorio-Ocampo, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Martínez-Martínez, J., 2015. El Estríbo Volcanic Complex: evolution from a shield volcano to a cinder cone, Pátzcuaro Lake, Michoacán, México. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 303: 130-145. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.032>
- Pollard, H.P., 1977. An analysis of urban zoning and planning at Prehispanic Tzintzuntzan. *Proc. Am. Phil. Soc.* 121: 46-69. <https://www.jstor.org/stable/986566?origin=JSTOR-pdf>
- Pollard, H., 2008. A model for the emergence of the Tarascan state, *Ancient Mesoamerica* 19, 217-230.
- Pollard, H. P., Gorenstein, S., 1980. Agrarian potential, population, and the Tarascan state. *Science*, 209(4453): 274-277.
- Punzo-Díaz, J.L., Navarro-Sandoval, F.L., 2022. Prospección arqueológica de Tzintzuntzan, antigua ciudad de Michoacán, mediante tecnología LiDAR: primeros resultados. *Arqueol. Iberoamer.* 49: 3-8. <https://www.laiesken.net/arqueologia/archivo/2022/4901>
- Quezada, O., Darras V., in press. Caracterización espacial de un paisaje de minería prehispánico. El yacimiento de dacita de Las Minas, Zacapu, Michoacán, *Ancient Mesoamerica*.
- Ramírez-Urbe, I., Siebe, C., Salinas, S., Guilbaud, M.N., Layer, P., Benowitz, J., 2019. ¹⁴C and ⁴⁰Ar/³⁹Ar radiometric dating and geologic setting of young lavas of Rancho Seco and Mazcuta volcanoes hosting archaeological sites at the margins of the Pátzcuaro and Zacapu lake basins (central Michoacán, Mexico). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 388, 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106674>
- Ramírez-Urbe, I., Siebe, C., Chevrel, M.O., Fisher, C.T., 2021, Rancho Seco monogenetic volcano (Michoacán, Mexico): Petrogenesis and lava flow emplacement based on LiDAR images: *J. Volcanol. Geoth. Res.* 411: 1-19. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107169>
- Rasoazanamparany, C., Widom, E., Siebe, C., Guilbaud, M-N., Spicuzza, M.J., Valley, J.W., Valdez, G., Salinas, S., 2016. Temporal and compositional evolution of Jorullo volcano, Mexico: Implications for magmatic processes associated with a monogenetic eruption. *Chem. Geol.* 434, 62-80. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.04.004>
- Rees, J.D., 1979. Effects of the eruption of Parícutin volcano on landforms, vegetation, and human occupancy. In: Sheets, P.D., and Grayson, D.K. (Eds.): *Volcanic activity and human ecology*: New York, Academic Press, p. 249–292.
- Reyes-García, C., Gougeon, O., 1991. Paisajes rurales en el norte de Michoacán. *Cuadernos de Estudios Michoacanos* No. 3, El Colegio de Michoacán-Centre D'Etudes Mexicaines et Centraméricaines, Mexico, 104 p.
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, O.M., Salinas, S., Guilbaud, M.N., Layer, P., 2018. Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): Implications for archaeology and future hazard evaluations. *Bull. Volcanol.* 80(2): 18. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1193-5>
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, O.M., Pereira, G., 2021. Late Holocene Malpaís de Zacapu (Michoacán, Mexico) andesitic lava flows: Rheology and eruption properties based on LiDAR image. *Bull. Volcanol.* 83(4): 28: 1-21. <https://doi.org/10.1007/s00445-021-01449-0>
- Reyes-Guzmán, N., Siebe, C., Chevrel, M. O., Pereira, G., Mahgoub, A. N., Böhnelt, A., in press. Unravelling volcanic eruptions: the impact of the Malpaís de Zacapu Holocene cluster on the pre-hispanic settlement history of north-central Michoacan, Mexico. *Ancient Mesoamerica*.
- Rubín de la Borbolla, D., 1939. *Antropología Tzintzuntzan-Ihuatzío: Temporadas I y II*. *Rev. Mex. Estudios Antropol.* 3: 99-121.
- Ruiz Caballero, A., 2010. Un cielo en espera. Iglesia triunfante y música celestial en el artesón asuncionista del templo de Naranja, Michoacán, siglo XVIII, *Secretaría de Cultura de Michoacán, Ayuntamiento de Zacapu, México*, 178 p.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico-City. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 130(3–4): 197–226. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00289-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00289-0)
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., Chedeville-Monzo, C. 2012. Eruption of Alberca de los Espinos tuff cone causes transgression of Zacapu lake ca. 25,000 yr BP in Michoacán, Mexico. 4IMC Conference, Auckland, NZ. Abstract volume. *Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication 131A*: 74-75.
- Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S.,

Arqueología y vulcanismo reciente en la cuenca lacustre de Zacapu (Michoacán, México)

Lista de Figuras

Portada:

Sitio arqueológico Ciudad Perdida sobre el flujo de lava holocénico del Malpaís Prieto. Foto de Humberto Romero.

Portada interior:

Arriba: Vista aérea del sitio arqueológico La Ciudad Perdida sobre la parte septentrional del flujo de lava Malpaís Prieto. Foto Grégory Pereira.

Abajo: Vista aérea del cráter-maar Alberca de Los Espinos desde el NW. En el fondo se observa la planicie lacustre del antiguo lago. Foto tomada por Grégory Pereira.

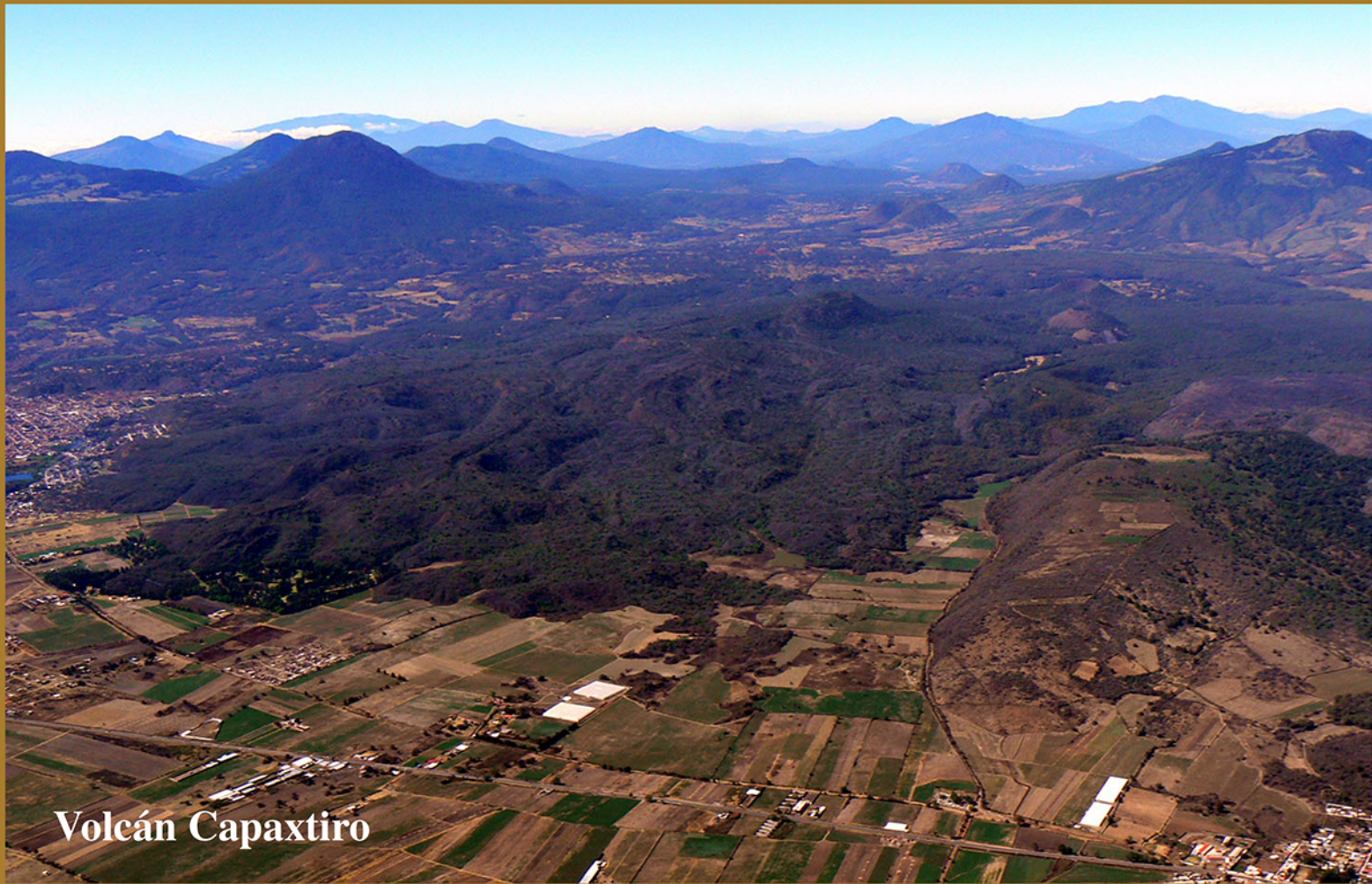
Contraportada interior:

Arriba: Vista aérea del campo de lavas del volcán Capaxtiro al poniente de la cuenca lacustre de Zacapu. Fotografía tomada desde el oriente el 7 de febrero, 2010 por Claus Siebe.

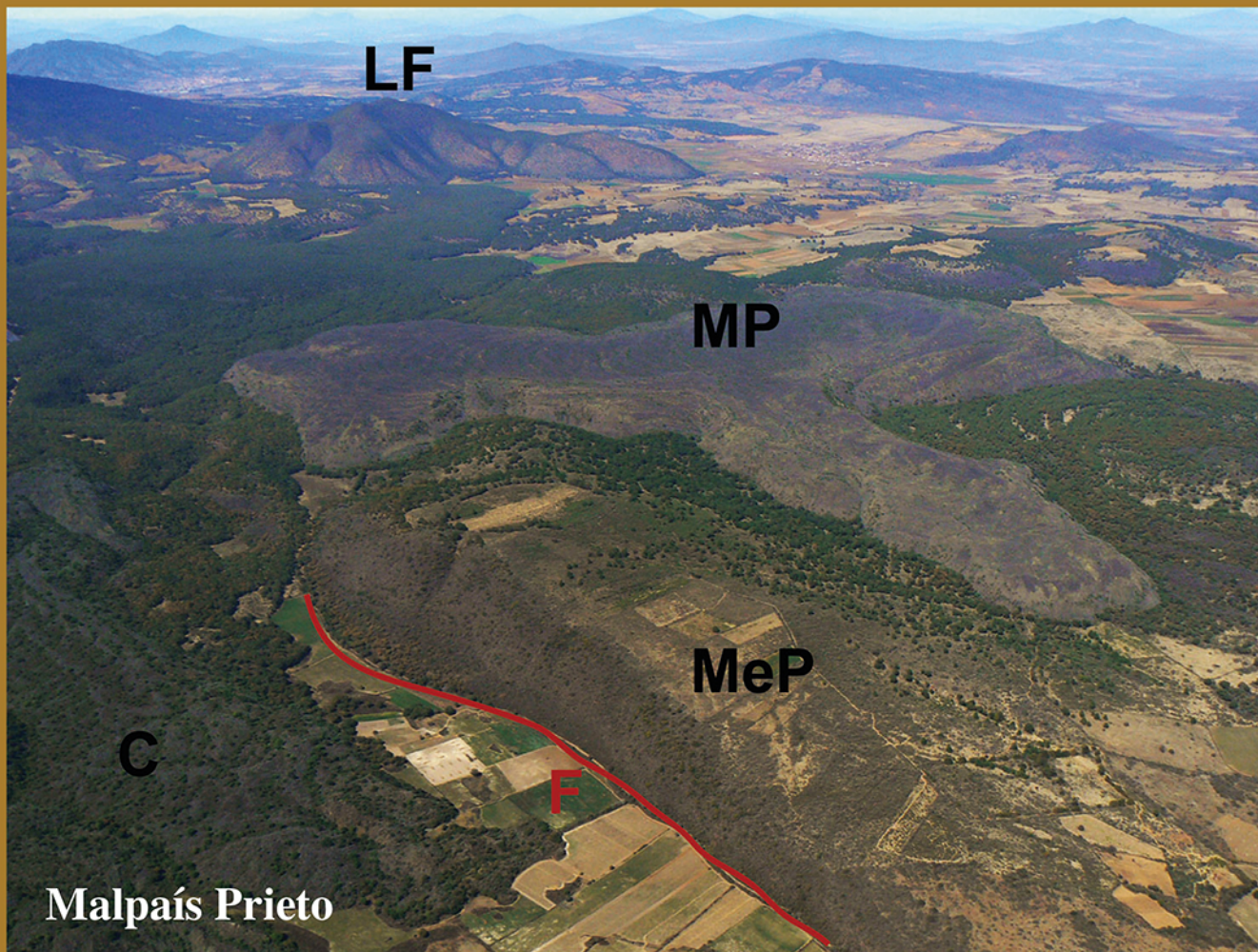
Abajo: Vista aérea del flujo de lava Malpaís Prieto (MP), el flujo más joven de la cuenca de Zacapu. En el fondo se observa el complejo de domos Las Flores (LF) y con rojo se indica una falla en la base de la Mesa el Pinal (MeP). Fotografía tomada desde el SE el 7 de febrero, 2010 por Claus Siebe.

Contraportada:

Arqueólogos trabajando sobre la superficie escabrosa del flujo de lava Malpaís Prieto. Foto tomada por Claus Siebe.



Volcán Capaxtiro



Malpaís Prieto



LabEx
Dynamite

Laboratoire d'Excellence - Dynamiques Territoriales et Spatiales -