

Listas de contenidos disponibles en [ScienceDirect](#)

Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica

página de la revista: www.elsevier.com/locate/jvolgeores



Estratigrafía revisada y tasas de erupción del estratovolcán Ceboruco y respiraderos monogenéticos circundantes (Nayarit, México) a partir de documentos históricos y nuevas fechas de radiocarbono

Katrin Sierón, Claus Siebe

Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, CP 04510, Coyoacán, México DF, México

INFORMACIÓN DEL ARTÍCULO

Historial del artículo:

Recibido el 30 de octubre de 2007

Aceptado el 3 de abril de 2008

Disponible en línea el 20 de abril de 2008

Palabras clave:

Ceboruco

radiocarbono

eruptivo historia

estratigrafía

Faja Volcánica Transmexicana

ABSTRACTO

Más de una docena de nuevas fechas de radiocarbono reconstruyen la historia eruptiva del volcán Ceboruco. Seis de estos restringen aún más los resultados previos de la importante erupción pliniana de Jala, que ocurrió cerca de 1060 ± 55 años AP. Se obtuvo una edad de radiocarbono calibrada de 990–1020 d. C. como el mejor rango de superposición para todas las muestras. Los fragmentos de cerámica encontrados directamente debajo del depósito de piedra pómez indican que esta área estaba habitada por poblaciones humanas que presenciaron la erupción. Por lo tanto, esta edad representa un hito importante en la prehistoria de esta región, ya que un área de N560 km² fue devastada y cubierta por un espesor de N50 cm de piedra pómez y lluvia de cenizas.

Después de la erupción prominente de Jala (VEI = 6), se emitieron al menos siete flujos de lava importantes y varios domos más pequeños desde el cráter de Ceboruco. El análisis de los documentos históricos nos permite concluir que la mayoría de estas erupciones tuvieron lugar mucho antes de la llegada de los conquistadores españoles a esta zona en 1528. La última erupción histórica de Ceboruco (1870–1872) produjo un ca. Flujo de lava de dacita viscosa de 7 km de largo. Su emplazamiento estuvo acompañado por actividad de flujo de bloques y cenizas y deposición de lluvia de cenizas. Debido a que la repetición de una erupción de este tipo en el futuro pondría en grave peligro a la población cercana e interrumpiría importantes líneas de vida, se proporciona una discusión detallada de los relatos de testigos oculares y otros documentos, incluidos dibujos y pinturas. Algunos de estos materiales se ponen a disposición del público en general por primera vez en el presente artículo.

Varios respiraderos monogenéticos circundantes fueron fechados previamente por otros utilizando los métodos K-Ar y Ar-Ar. Debido a que estos métodos de datación a menudo no son adecuados para rocas muy jóvenes, también datamos varios respiraderos monogenéticos del Holoceno mediante el método de radiocarbono. Estas fechas junto con el mapeo geológico permitieron calcular las tasas de erupción y los intervalos de recurrencia de diferentes tipos de erupciones. En consecuencia, un flujo de lava de andesita/dacita (acompañado por actividad de flujo de bloques y cenizas) entró en erupción desde el cráter de Ceboruco en promedio cada 143 años durante los últimos 1000 años. En contraste, una erupción monogenética que forma un cono de escoria o un domo ha ocurrido en el área que rodea a Ceboruco en promedio cada 1000 años durante el Holoceno. Durante el período entre 1000 d. C. y 1500 d. C., Ceboruco mostró una actividad elevada experimentando una erupción pliniana de riodacita (3–4 km³ DRE) seguida por el emplazamiento de seis flujos de lava andesíticos/dacíticos también con un volumen total de 3–4 km³. Todas estas cifras indican que la región volcánica de Ceboruco es una de las zonas más activas de toda la Faja Volcánica Transmexicana.

En consecuencia, debería ser obligatoria la elaboración de un mapa detallado de amenaza volcánica y la implementación de otras medidas preventivas destinadas a reducir las pérdidas potenciales en caso de reanudación de la actividad volcánica.

© 2008 Elsevier BV Todos los derechos reservados.

1. Introducción

Ceboruco (2164 m snm), un estratovolcán andesítico a dacítico del Cuaternario tardío, está ubicado en el graben Tepic-Zacoalco en la parte occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (TMVB) en el actual Estado de Nayarit (Fig. 1). Después de Colima es el volcán más activo del occidente.

TMVB es el único volcán en Nayarit con erupciones históricamente documentadas. El cono principal y sus alrededores muestran una morfología joven con lavas frescas que cubren los flancos norte y sur (Fig. 2). Además, el volcán está coronado por múltiples domos casi sin vegetación y conos piroclásticos más pequeños ubicados en el interior de dos cráteres anidados en la cumbre (Figs. 3–7), todos los cuales fueron emplazados durante los últimos 1000 años. En la actualidad, se puede observar una leve actividad fumarólica (b100 °C) en algunos puntos dentro del área del cráter. La última erupción del Ceboruco ocurrió en 1870 y atrajo la atención de los naturalistas contemporáneos del siglo XIX. [Caravantes \(1870\)](#) y

Autor correspondiente. Tel.: +52 55 56224119, +52 55 56224146; fax: +52 55 55502486.

Correo electrónico: csiebe@geofisica.unam.mx (C. Siebe).

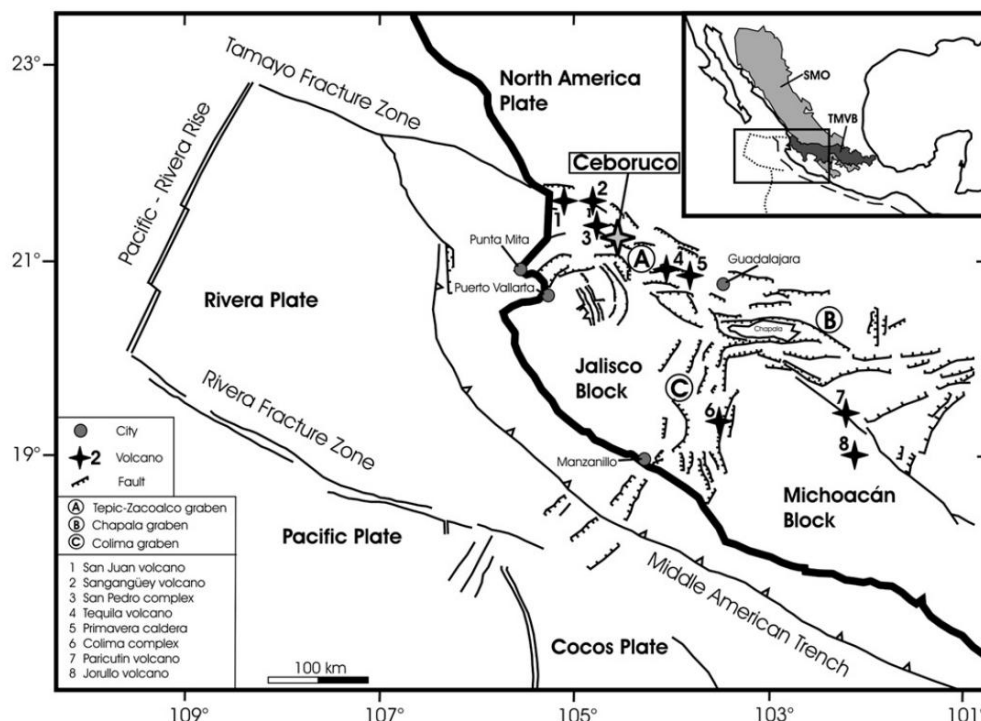


Fig. 1. Ubicación de Ceboruco dentro de la TMVB occidental y principales rasgos tectónicos del occidente de México (según Núñez-Cornú et al., 2002).

Iglesias et al. (1877) describieron sus propias observaciones de la erupción, mientras que Barrera (1931) informó relatos de otros testigos presenciales.

En las cercanías del volcán ocurren diferentes tipos de edificios monogenéticos e incluyen 18 conos de escoria, 8 domos de lava silícica y 2 conos piroclásticos freato-magmáticos (Figs. 3 y 4). La mayoría de estos también muestran una morfología joven.

Estudios previos incluyen a Thorpe y Francis (1975), quienes publicaron los primeros análisis de isótopos de Sr de rocas volcánicas en esta región e incluyeron un primer croquis geológico de Ceboruco. Nelson (1980) llevó a cabo los primeros estudios geológicos integrales. Aunque se centró en los aspectos petrológicos del volcán y las fumarolas que lo flanquean, también presentó una historia eruptiva, que incluyó las primeras edades de radiocarbono para la única erupción pliniana conocida de Ceboruco, que produjo la extensa piedra pómez Jala de 1060 ± 55 años AP. Posteriormente J. Gardner y colaboradores estudiaron con mayor detalle el origen de este importante depósito y trataron de resolver cuestiones relacionadas con el transporte y deposición de material piroclástico, interacciones del magma antes y durante la erupción, etc. (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004, 2005; Chertkoff y Gardner, 2004). Estos autores concluyeron que la erupción tuvo una magnitud de VEI = 6, con un volumen total de tefra de 10.7 km^3 y un equivalente de roca densa (DRE) de piedra pómez erupcionada de $3\text{--}4 \text{ km}^3$ cubriendo un área de 560 km^2 (Nelson, 1980) con un espesor de depósito de N50 cm.

Nuevos estudios petrológicos, geoquímicos, isotópicos y tectónicos en esta parte de la TMVB han revelado la ocurrencia de vulcanismo bimodal (Ferrari et al., 1994, 2000, 2002, 2003; Petrone et al., 2001, 2006; Frey et al., 2004) en un entorno tectónico extensional. Estos estudios también han producido un gran número de edades radiométricas (K–Ar y Ar–Ar) que incluyen algunas edades para fumarolas monogenéticas en el área de Ceboruco. En este contexto, es importante señalar que las edades K–Ar y Ar–Ar reportadas b20,000 años tienen grandes errores.

El presente estudio tiene como objetivo llenar los vacíos en nuestro conocimiento de la estratigrafía y la historia eruptiva de Ceboruco, incluida una caracterización de los estilos eruptivos de los respiraderos monogenéticos circundantes. Debido a que las erupciones más jóvenes ocurrieron en el Pleistoceno tardío y el Holoceno, el método de radiocarbono es ciertamente el método de datación más apropiado, especialmente cuando se puede obtener suficiente material orgánico datable. Un total

de 13 nuevas edades de radiocarbono se reportan (Tabla 1) como resultado del presente estudio e incluyen 6 fechas para diferentes erupciones monogenéticas, una para un depósito de flujo de piedra pómez y ceniza reelaborado del abanico de cenizas de Marquesado, y 6 nuevas fechas para la erupción pliniana Jala del volcán Ceboruco.

Las erupciones de Ceboruco posteriores a la erupción pliniana de Jala (últimos 1000 años) son difíciles de fechar por el método de radiocarbono debido a la falta de afloramientos adecuados con suficiente material datable. Por esta razón, se estudiaron documentos históricos (en su mayoría crónicas españolas del período colonial) para evaluar más a fondo el momento de estas erupciones jóvenes. Cuando fue posible, también se intentó determinar los volúmenes erupcionados de erupciones individuales y las tasas de erupción durante diferentes períodos de tiempo.

El área alrededor del volcán estuvo poblada desde al menos 300 años antes de Cristo (Bell, 1971; Zepeda et al., 1993) como lo documentan numerosos sitios arqueológicos. En la actualidad, los municipios aledaños a Ceboruco comprenden un total de ca. 85.000 habitantes (censo INEGI, 2005). De estos, ca. 30.000 habitan en las inmediaciones del volcán.

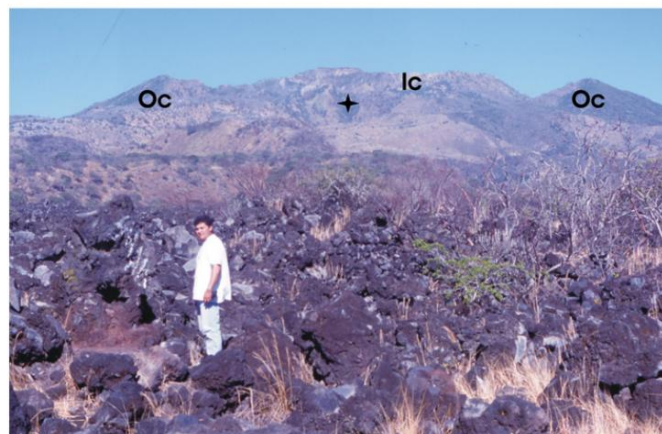


Fig. 2. Volcán Ceboruco desde el SW. En primer plano está el ca. Flujo de lava de El Ceboruco de 500–600 años de antigüedad, que se originó en un pequeño cráter marcado con una estrella. Oc indica el borde exterior del cráter e Ic el interior. Foto tomada el 19 de febrero de 2003 por C. Siebe.

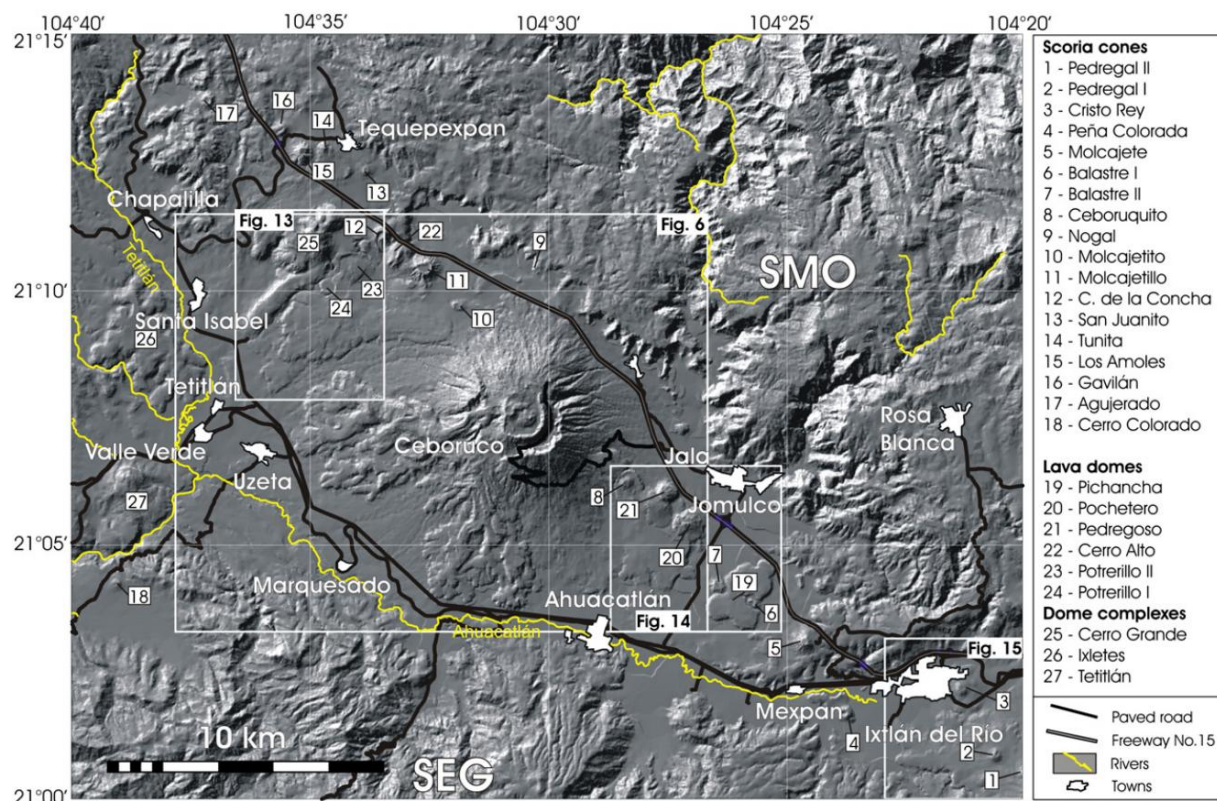


Fig. 3. Mapa en relieve sombreado del estratovolcán Ceboruco y distribución de fumarolas monogenéticas. La mayoría de los respiraderos ocurren a lo largo de una estrecha franja de 5 km de ancho orientada NW-SE paralela al medio graben de Ceboruco. SMO = rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental cubiertas por las ignimbritas y riolitas de Jala, que juntas forman el hombro del graben NE. SEG = Volcanes de Sierra El Guamúchil sobre el basamento de granito del Bloque Jalisco formando el hombro del graben SW. Los recuadros son áreas cubiertas con más detalle en las Figs. 6, 13–15.

Una estratigrafía bien restringida y la historia eruptiva del volcán Ceboruco y los respiraderos monogenéticos circundantes servirán como base para futuras evaluaciones de peligros en esta área. El presente estudio representa una contribución hacia este importante objetivo.

2. Entorno geológico y tectónico

El área de estudio se caracteriza por tres dominios geológicos de gran escala e importancia regional, que son la Sierra Madre Occidental (SMO) al NE, el Bloque Jalisco (JB) al SW y la parte occidental de la Faja Volcánica Transmexicana. (TMVB), que separa el SMO del JB (Fig. 3). El SMO es una meseta volcánica de ~1000 m de espesor, que consiste en ignimbritas y riolitas del Terciario, construidas durante varias etapas de actividad volcánica, con importantes desplazamientos tectónicos que ocurrieron durante el llamado "encendido de ignimbritas" hace entre 38 y 18 Ma (Fig. 1) (p. ej.

McDowell et al., 1990; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003). En el área de Ceboruco, las ignimbritas SMO más jóvenes (~20 Ma) (Ferrari et al., 2000) ocurren en afloramientos restringidos cerca de Mexpan (Figs. 3 y 4). En otros lugares, están cubiertos por secuencias silíceas más jóvenes (riolitas e ignimbritas de Jala) y basálticas-andesíticas (basalto y andesita de Ixtlán y Buenavista) que varían en edad entre 4,7 y 3,8 Ma (Ferrari et al., 2000, 2003) (Fig. 4) .).

Al SO de la depresión ocupada por el volcán Ceboruco se encuentra el alto topográfico Sierra El Guamúchil (SEG), que forma parte del Bloque Jalisco y está constituido principalmente por riolitas e ignimbritas, y en menor medida por dacitas y andesitas, algunas de las cuales fueron fechadas en 65 Ma (Ferrari et al., 2003) (Fig. 4).

Al pie de la SEG, las ignimbritas pertenecientes a las secuencias más jóvenes de ignimbritas y riolitas de Jala afloran al norte de la depresión. El Bloque Jalisco consta de secuencias volcánicas y sedimentarias intruidas por plutones del Cretácico tardío, denominadas colectivamente Batolito de Puerto Vallarta (p. ej.

Schaaf et al., 1995). Los mejores afloramientos del batolito se pueden encontrar en la costa del Pacífico cerca de Puerto Vallarta y Punta Mita (Fig. 1). Estas rocas plutónicas presumiblemente también subyacen en el área de estudio, ya que los xenolitos granitoides

se encontraron en depósitos de escoria de conos monogenéticos (por ejemplo, cono de escoria Balastre II, Fig. 3).

Es ampliamente aceptado que el graben Tepic-Zacoalco, que separa el SMO del JB, es una estructura extensional que forma parte de un sistema más grande de grabens, semigrabens y fallas (p. ej., Luhr et al., 1985; Nieto-Obregón et al., 1992; Allan, 1986; Ferrari et al., 1994, 2000, 2003; Rosas-Elguera et al., 1996) (Fig. 1). El origen y extensión de esta estructura extensional al N de la JB ha sido objeto de debate recientemente. Básicamente, se han postulado dos ideas diferentes. El primero atribuye las estructuras extensionales a los sistemas de rift que marcan el comienzo de una futura separación del Bloque Jalisco del territorio continental de México (similar a la separación de la península de Baja California) como lo postulan varios autores (p. ej., Luhr et al., 1985; Allan, 1986; Nieto-Obregón et al., 1992). Este modelo implica el cese de la subducción de la placa de Rivera (por ejemplo, Luhr et al., 1985; Allan, 1986). El otro modelo explica las estructuras observadas como el resultado de una respuesta de la placa superior al estrés tectónico acumulado, resultante de la subducción oblicua de la placa Rivera en reacción a un cambio en el movimiento de las placas adyacentes del Pacífico y Cocos (Ferrari et al., 1994; DeMets y Traylen, 2000), así como a una menor tasa de convergencia y un ángulo de subducción más pronunciado (Rosas-Elguera et al., 1996).

De acuerdo con DeMets y Stein (1990), la placa de Rivera se está subduciendo a una tasa de 2 cm/año cerca de Manzanillo (Fig. 1). La lenta tasa de subducción de una litosfera oceánica relativamente joven y caliente da como resultado una baja sismicidad, lo que complica la determinación de la zona Wadati-Benioff debajo del oeste de México (Pardo y Suárez, 1993).

El graben asimétrico de Ceboruco es parte de una depresión de gran escala, el llamado graben Tepic-Zacoalco, que tiene una orientación NW-SE y forma junto con el graben Colima orientado N-S y el graben E-W Chapala una unión triple cerca de Guadalajara (Fig. 1). El límite NE del medio graben de Ceboruco está marcado por una falla normal, con un escape de falla cortado en la secuencia de riolitas e ignimbritas de Jala (Ferrari et al., 2002).

Otra falla, más o menos paralela al límite norte del graben,

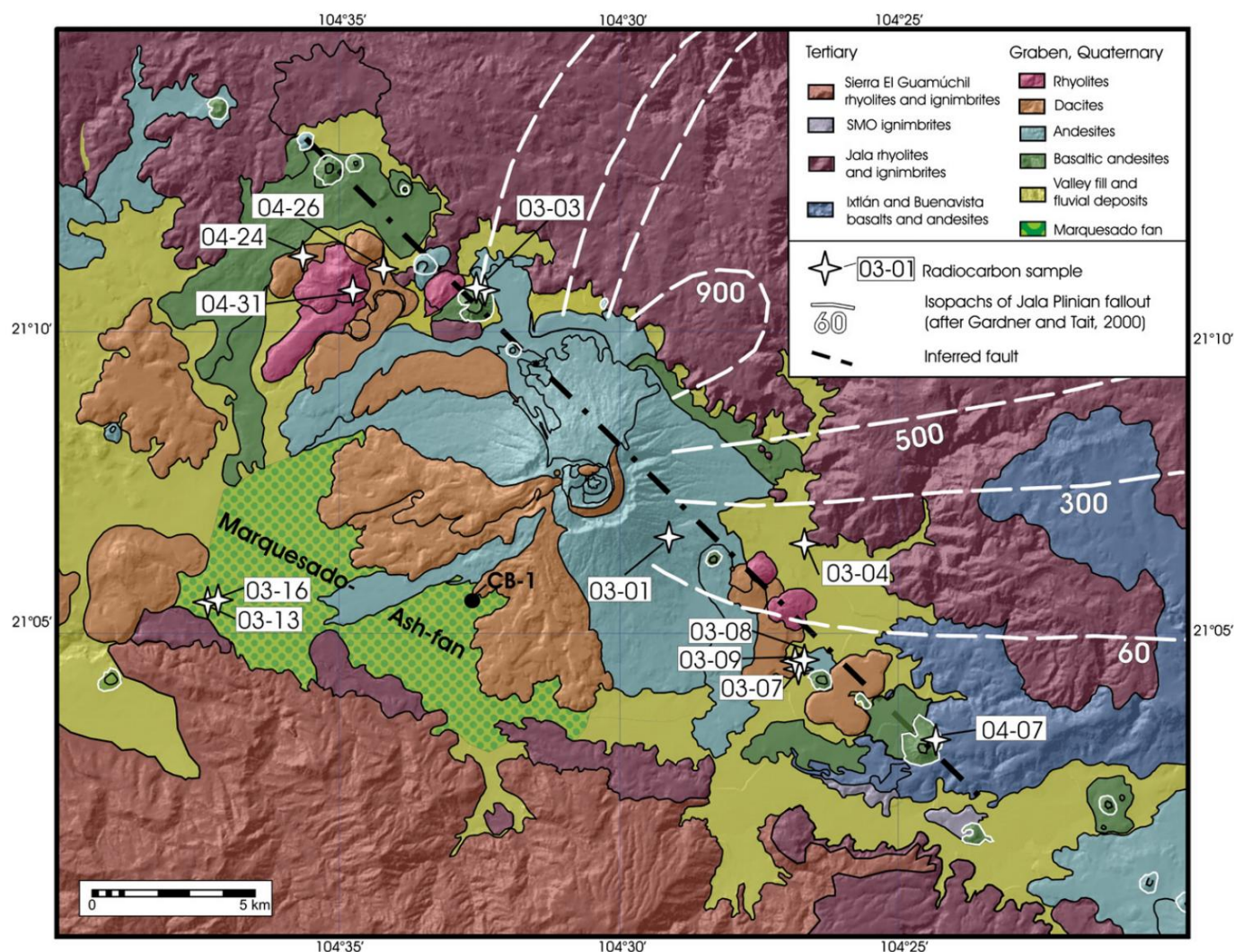


Fig. 4. Croquis geológico del área de estudio y ubicación de los sitios de muestreo de radiocarbono. También se muestran las isópachas de la lluvia de piedra pómez pliniana de Jala (en cm) (según Gardner y Tait, 2000).

solo se evidencia por la alineación de conos de escoria y domos de lava en el área. El límite SW de la depresión de Ceboruco está marcado por la elevación sucesiva del SEG, sin mostrar evidencia clara de otra falla (medio graben o graben asimétrico).

La primera actividad volcánica relacionada con la extensión en la región se evidencia por una sucesión de flujos de lava andesítica y basáltica que recubren inmediatamente las rocas del Bloque Jalisco (pozo de exploración geotérmica CB-1 perforado por la Comisión Federal de Electricidad, ca. 3 km al S de Ceboruco), cráter, por ejemplo, Venegas, 1995) fechado en 8 Ma (Ferrari et al., 2003), que también se correlaciona con lavas formadoras de mesetas de la misma edad en otras partes del graben de Tepic Zacoalco (por ejemplo, cerca de Tepic). Una segunda fase de vulcanismo relacionado con la extensión ocurrió a finales del Plioceno con las series de basalto y andesita de Ixtlán y Buenavista fechadas en 3.8 Ma (Ferrari et al., 2000, 2003). La actividad del graben de Ceboruco moderno probablemente se inició a principios del Plioceno o antes, debido a que las ignimbritas y riolitas de Jala (4.8 a 4.2 Ma) están cortadas por la falla que marca el límite NE del graben. Las series volcánicas no deformadas de Ixtlán y Buenavista cubren esta misma falla y fueron fechadas en 3.8 Ma (Fig. 4).

3. Datación por radiocarbono

En este trabajo presentamos 13 nuevas edades de radiocarbono (Tabla 1) obtenidas en muestras de carbón de depósitos piroclásticos y paleosuelos subyacentes. Al fechar los paleosuelos subyacentes, solo se tomaron muestras de los 2 cm superiores para obtener la mejor edad máxima posible para el depósito volcánico suprayacente. Todas las muestras fueron analizadas por el método convencional

método en el Laboratorio de Geoquímica de Isótopos, Universidad de Arizona, Tucson. Las edades calibradas se calcularon utilizando el programa CALIB desarrollado por Stuiver y Reimer (1986) (Cuadro 1).

Tratamos de obtener fechas adicionales para la precipitación de piedra pómez pliniana Jala fechada anteriormente. Esta erupción de gran magnitud (VEI 6) (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004, 2005; Chertkoff y Gardner, 2004) tuvo efectos devastadores en el medio ambiente y las poblaciones locales y era deseable una excelente determinación más precisa de su edad. Además, este depósito representa un excelente horizonte marcador que fue particularmente útil para identificar los flujos de lava más jóvenes de Ceboruco. Los flujos de lava de 1870, El Norte, Ceboruco, Coapan I y Coapan II, Cajón y Copales (Figs. 4 y 6) son todos más jóvenes que la piedra pómez de Jala.

Aunque nos enfocamos principalmente en volcanes monogenéticos no fechados, también intentamos datar eventos previamente fechados por K–Ar (Petroni et al., 2001; Ferrari et al., 2003) y Ar–Ar (Frey et al., 2004), pero con grandes incertidumbres. Con frecuencia, las dificultades para encontrar materiales adecuados para la datación por radiocarbono dentro de los depósitos piroclásticos requirieron el uso de paleosuelos subyacentes para obtener una edad máxima para los depósitos. En otros casos (p. ej., los flujos de lava de Ceboruco), cuando no hubo tiempo suficiente entre las erupciones para la formación de un paleosol maduro y vegetación, la edad se vio limitada indirectamente por medios estratigráficos y morfológicos.

4. La erupción pliniana de Jala

La secuencia eruptiva de la erupción pliniana Jala fue descrita en detalle por Gardner y Tait (2000), quienes también determinaron un volumen

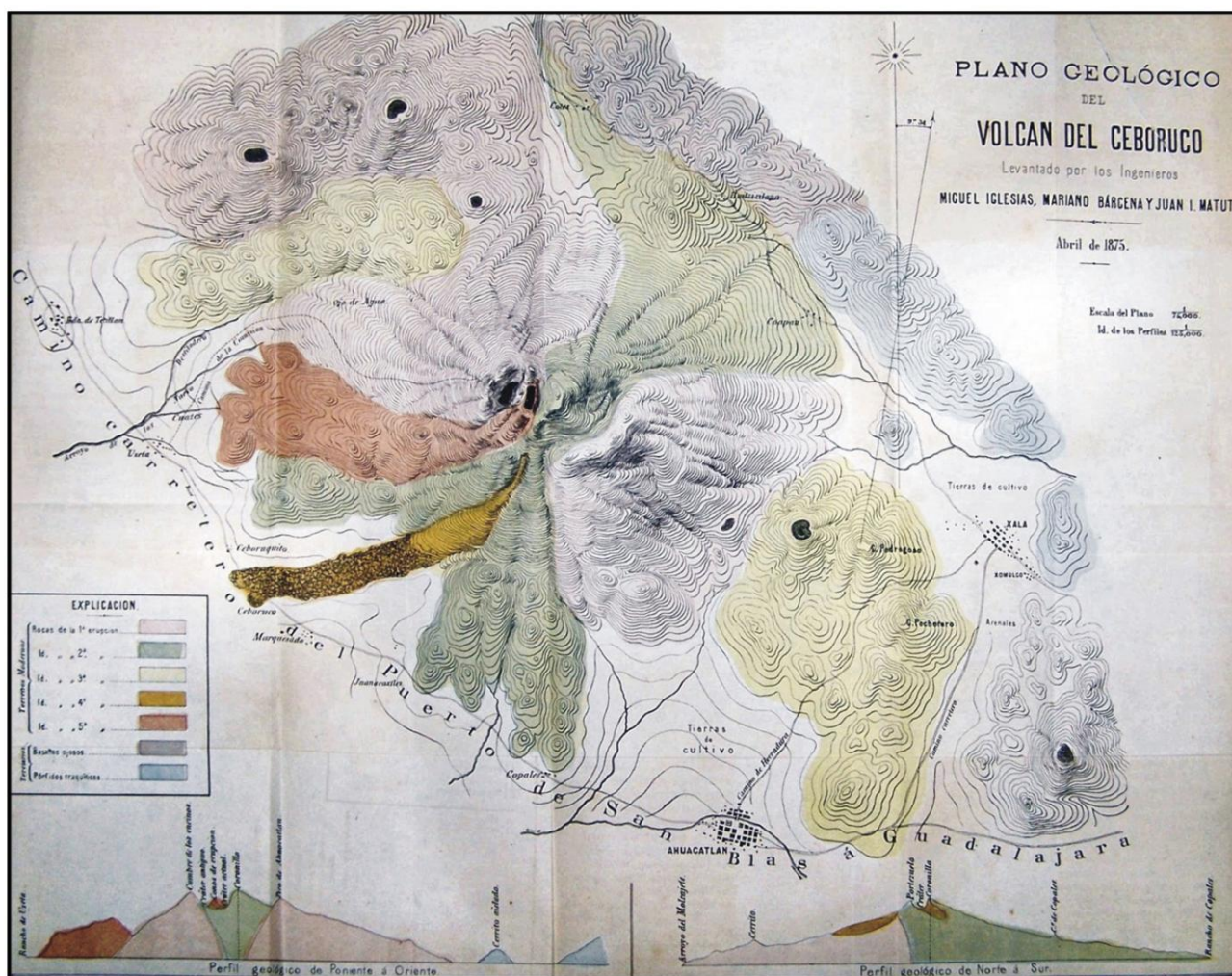


Fig. 5. Mapa geológico y corte transversal del volcán Ceboruco producido por la comisión científica encargada de investigar el volcán en erupción en 1875 (Iglesias et al., 1877). El flujo de lava de 1870–75 se muestra en rojo, mientras que el flujo de lava de Ceboruco, que entró en erupción entre 1005 y 1528 d.C., se muestra en amarillo.

de 3–4 km³ (DRE) para el magma involucrado. La correlación de los depósitos norte y sur de la erupción pliniana fue establecida por Browne y Gardner (2004) después de una correlación tentativa de Nelson (1980). Los procesos de erupción y los mecanismos de formación de cráteres resultantes fueron discutidos recientemente por Chertkoff y Gardner (2004) y Browne y Gardner (2004, 2005). Con seis nuevas fechas para los únicos depósitos plinianos conocidos de Ceboruco, restringimos aún más la edad de esta importante erupción.

Las tres edades de radiocarbono publicadas por Nelson (1980) incluyen dos fechas obtenidas en muestras de carbón debajo de la caída de piedra pómez pliniana Jala y una fecha obtenida en una muestra de carbón de un depósito de flujo piroclástico asociado, que ocurre dentro de la serie superior del bloque Marquesado y ventilador de cenizas (ver también la Tabla 1). Nuestros dos fragmentos de carbón encontrados directamente debajo de la lluvia de piedra pómez de Jala en localidades donde la piedra pómez de Jala se encuentra sobre productos del cono de escoria de Molcajetillo (Fig. 3) arrojaron edades de 1055±85 y 1060±55 años AP respectivamente. Estas edades son muy similares a las determinadas (1010±200 y 1030±200 años AP) por Nelson (1980). Las otras cuatro muestras que datan de la erupción pliniana de Jala se obtuvieron en diferentes afloramientos de los 2 cm superiores de paleosuelos directamente debajo de la precipitación de piedra pómez de Jala. Los paleosuelos en las vertientes este y norte de Ceboruco arrojaron edades más antiguas (1200±35, 1280±85/-80, 1540±85 años AP) (Fig. 4, Tabla 1), mientras que un paleosuelo en un afloramiento en la vertiente occidental de Ceboruco cerca del complejo del domo de Cerro Grande arrojó una edad de 960±90 años AP (Fig. 4, Tabla 1).

Si bien la precipitación pliniana se distribuyó principalmente hacia el NE, la mayoría de los flujos piroclásticos asociados se depositaron hacia el SO del volcán.

Nelson (1980) fechó un trozo de carbón encontrado dentro de un depósito de flujo piroclástico del abanico de bloques y cenizas de Marquesado en 1500 ± 300 años AP. La discrepancia de ca. 500 años entre esta edad y las edades ca. 1000 años BP todavía carece de una explicación satisfactoria.

También determinamos una edad de 1905 ± 85 años AP para una secuencia de lahares en el valle entre Uzeta y Las Glorias (Fig. 4) al muestrear la parte superior de un paleosuelo maduro directamente debajo de la secuencia de lahares. Los depósitos de lahar contienen clastos de piedra pómez redondeados, que son visual y geoquímicamente idénticos a las piedras pómez de Jala. La precipitación de piedra pómez de Jala depositada en la ladera sur de Ceboruco se ha erosionado casi por completo debido a su pequeño espesor en esta área y se presenta solo como remanentes en forma de clastos de piedra pómez redondeados en depósitos de lahar de pequeño volumen, y mezclados con suelo en la superficie de terrenos agrícolas, campos en las vertientes sur y suroeste bajas, así como en depósitos fluviales en valles en la vertiente oriental de Ceboruco.

Debido a la relación estratigráfica y las huellas geoquímicas de los depósitos de lluvia radiactiva y de flujo y oleaje piroclástico en los lados norte y sur del volcán (Browne y Gardner, 2005), se supone que, a pesar de las edades más antiguas de los depósitos en el lado sur, fueron producidos por la misma erupción. Tal vez, los flujos piroclásticos y los lahares recogieron madera más vieja durante el transporte antes de su emplazamiento final.

Las edades de AD calibradas se calcularon utilizando el programa CALIB (Stuiver y Reimer, 1986) para todas las edades de radiocarbono existentes que datan de esta erupción más importante de Ceboruco, incluidas las tres edades previamente existentes de Nelson (1980) y las seis nuevas edades obtenidas durante

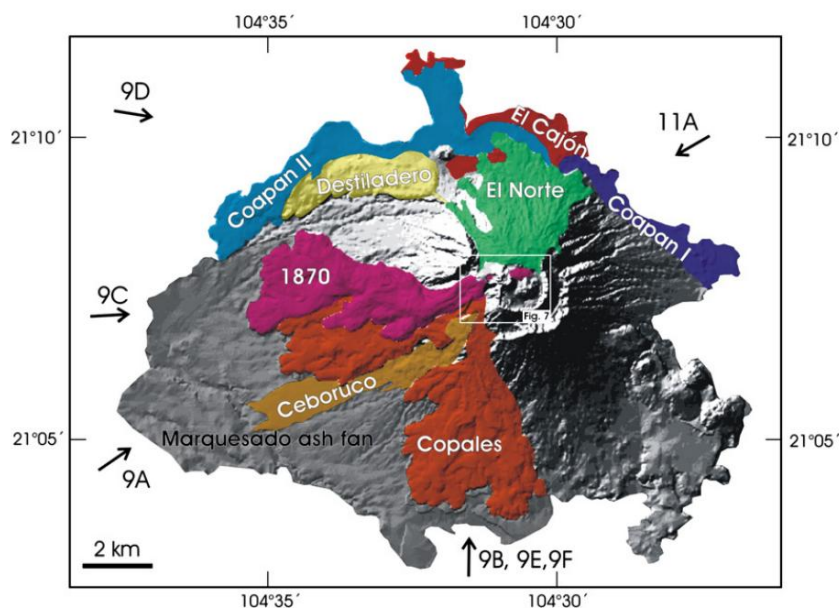


Fig. 6. Modelo en relieve sombreado de Ceboruco que muestra los flujos de lava que brotaron poco antes (Destiladero) y después de la erupción del pliniano Jala (Copales, Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte, Ceboruco y 1870–75; del más antiguo al más joven). El recuadro es el área cubierta en detalle en la Fig. 7. Las flechas indican las direcciones de visualización de las imágenes que se muestran en las Figs. 9A–F y 11A.

este estudio (Tabla 1). La mejor edad de AD se obtuvo comparando gráficamente todos los rangos de edad calibrados determinados estadísticamente (1σ). El área superpuesta es la edad d.C. más probable, que en este caso es 990–1020 d.C. En consecuencia, la mejor edad de radiocarbono convencional proviene de la muestra 03-03-2, que arrojó una edad de 1060 ± 55 años AP y corresponde a 945–1022 d.C. Aunque se trazaron gráficamente todas las edades convencionales disponibles, se ignoraron las edades periféricas y solo se consideraron 5 de las 10 edades. Estos son: 960 ± 90 , 1055 ± 85 y 1060 ± 55 años AP (este estudio) y 1010 ± 200 y 1030 ± 200 años AP (Nelson, 1980).

5. Erupciones históricamente documentadas

La piedra pómez Jala pliniana de 1060 ± 55 años AP (1005 d. C.) es un excelente horizonte marcador. Las relaciones estratigráficas indican que después de su emplazamiento al menos siete grandes flujos de lava (Fig. 6) salieron del área del cráter y descendieron por los flancos de Ceboruco. Además, se colocaron varios domos y conos de lava más pequeños dentro del cráter de la cumbre (Figs. 7 y 8). Estas erupciones jóvenes son difíciles de fechar por radiocarbono debido a la falta de afloramientos que muestren contactos más bajos de sus productos. Además, los cortos períodos de tiempo entre erupciones no permitieron el desarrollo del suelo y la recuperación de la vegetación y, por lo tanto, la formación de materiales datables. Por lo tanto, se emprendió una revisión de documentos históricos.

5.1. La actividad de Ceboruco entre los ca. 1005 d.C. (erupción del Jala pliniano) y 1870 d.C.

La evidencia arqueológica indica que los valles fértiles alrededor del volcán Ceboruco estuvieron poblados desde al menos 200 a 300 aC (Bell, 1971; Zepeda et al., 1993). En el occidente de México coexistió una gran variedad de tribus y no se desarrolló una cultura predominante como la azteca en el centro de México. Esta diversidad cultural también se reflejaba en la variedad de lenguas diferentes habladas en esta zona (Razo-Zaragoza, 1988).

El nombre de Ceboruco hasta la época de la conquista española era "Tonan" (Pérez-Verdía, 1951) que en náhuatl significa "una luz, brillante como el sol" (López-González, 2002). Más tarde, los conquistadores españoles cambiaron el nombre del volcán a "Ceboruco", que era un término aplicado no solo a este volcán específico, sino también de manera más general a

terreno accidentado (como los flujos de lava Aa) que es difícil de cruzar (por ejemplo, Razo-Zaragoza, 1988; López-Portillo y Weber, 1980). La palabra "ceboruco" se usó en Canarias y tiene el mismo significado que la palabra española "vericuetto", que significa "terreno accidentado con obstáculos difíciles de atravesar" (López-Portillo y Weber, 1980; Razo Zaragoza, 1988).

Después de la conquista española en 1521, varios cronistas tempranos (en su mayoría clérigos y soldados) como Fray Antonio Tello, Antonio de Ciudad Real, Lázaro De Arregui y Everardo Peña-Navarro documentaron importantes hechos históricos que ocurrieron desde la primera llegada de los conquistadores a occidente de México. Esta región se denominó Nueva Galicia e incluía los actuales estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Aguascalientes y partes de Sinaloa, Zacatecas y San Luis Potosí.

A diferencia de volcanes con largos períodos de letargo en la TMVB como el Nevado de Toluca o La Malinche (p. ej., Arce et al., 2003; Castro Govea y Siebe, 2007), Ceboruco fue claramente reconocido como un volcán y no solo como una montaña en todos los primeros tiempos. mapas españoles (Gutiérrez Contreras, 1979; Orendain, 1961) y documentos históricos, así como en la memoria de los indígenas.

Aunque no existen documentos históricos que hagan referencia a Ceboruco en la época anterior a la conquista española (1521 dC), han persistido varias leyendas sobre el volcán y sus erupciones. Estas leyendas se transmitieron oralmente de una generación a otra y finalmente fueron escritas por los cronistas españoles. Desafortunadamente, carecen de cualquier referencia a las fechas exactas.

Una leyenda narrada por habitantes de Ahuacatlán y Jala (Fig. 3) en el año 1820, describe al volcán como de perfecta forma y muy alto, hasta que "por los terremotos se hundió por la mitad" (Banda, 1871). Tal vez esta leyenda se refiera a la erupción del Jala o al "derrumbe" del domo Dos Equis, que se había formado tras la erupción del Jala en el centro del cráter pliniano.

Otra leyenda mencionada repetidamente por diferentes cronistas (p. ej. de Mota y Escobar, 1966; Tello, 1968; de Ciudad Real, 1976) se refiere a pueblos al pie del Ceboruco destruidos y sepultados por la lava "porque sus habitantes pecaron". De Arregui, quien publicó la "Descripción de la Nueva Galicia" en 1621, se refiere a una "tradición de los indios" y menciona detalles de una erupción incluyendo "ruido" que fue tan fuerte que las personas que vivían cerca del volcán quedaron sordas y que las aldeas cercanas a los flancos del volcán fueron abandonadas.

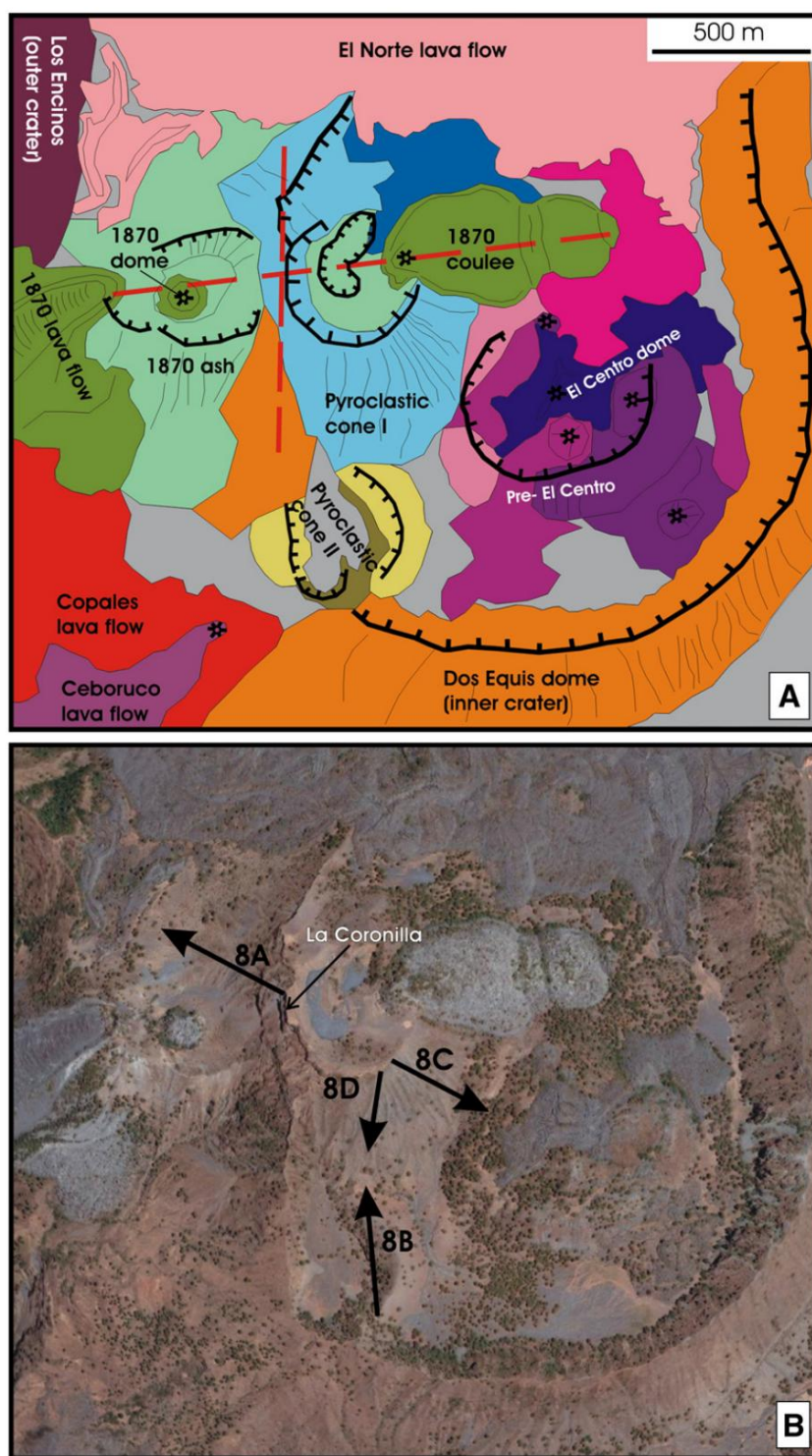


Fig. 7. Mapa geológico (A) e imagen satelital (B) de la zona de cumbres del Ceboruco. Las líneas discontinuas rojas indican fallas inferidas. Las flechas en (B) indican los puntos de vista de las fotografías que se muestran en la Fig. 8. También se muestra el punto más alto del actual edificio de Ceboruco "La Coronilla".

Antonio Tello de la orden de frailes franciscanos escribió sus crónicas en el año 1653 y también menciona esta leyenda. En consecuencia, los pueblos en los flancos del volcán fueron destruidos y sus habitantes asesinados por "fuego y rocas" que fueron "arrojados" por el volcán.

Antonio de Ciudad Real, quien fungía como secretario del Comisario General de la orden franciscana, Alonso Ponce de León, visitó las provincias franciscanas de la Nueva España de 1584 a 1589. También visitó Nayarit y menciona la misma "tradición" contada por los indígenas, quienes Preservado

esa leyenda de sus "abuelos", describiendo el flujo de lava "asombrosamente negro" (probablemente el flujo de lava El Ceboruco, Figs. 2, 5 y 6), que había cubierto un antiguo pueblo.

Además, al español Alonso Ponce de León, quien viajó de pueblo en pueblo, se le mostraron partes de los pueblos destruidos en el lado norte de Ceboruco mientras avanzaba de Jala a Tequepexpan (Fig. 3) (de Ciudad Real, 1976). Curiosamente, una leyenda que le narraron personas que vivían en el lado sur del volcán.

tabla 1

Fechas de radiocarbono para Ceboruco y volcanes monogenéticos circundantes

Edad (año BP) Convencional	Edad (AD) Calibrado (1σ)	δ13C	Número de laboratorio	Numero de muestra	Latitud	Longitud	Altitud (snm)	Material fechado y localidad
1. Erupción de Jala Plinian (cal AD)								
960 ± 90	996–1168	884–1045	1096–					
1055 ± 85	1119–1141– 1147–783– 787–821–842	–18,8 A-13530	–24,4	04-24	21°11'12.6" 104°35'49.4"	1229 m	Paleosol debajo de la piedra pómez de Jala, al W de Cerro Grande.	21°10'42.2"
		A-12900		03-03	104°32'37.4"	1375 m	Carbón vegetal en paleosol, debajo de piedra pómez Jala, encima de Molcayetillo cono de escoria	
1010 ± 200		–		W-3490				Carbón vegetal debajo de piedra pómez de Jala, flanco SE de Ceboruco.
	860-1219							
1030 ± 200	782–789 810–848 855–1189 1197–1207	–		W-3493				Carbón vegetal debajo de piedra pómez de Jala, flanco SE de Ceboruco.
1060 ± 55	898–920 945–1022 945-1023	–23,2 A-12902		03-03_2	21°10'42.2" 104°32'37.4"	1375 m	Carbón vegetal en paleosol debajo de piedra pómez Jala, encima de Molcayetillo cono de escoria	
1200 ± 35	779–874	–23,0 A-12899	–16,2	03-01	21°06'37.2" 104°28'48.9"	1444 m	Carbón vegetal en paleosuelo debajo de la piedra pómez de Jala, flanco E de Ceboruco.	21°04'33.5"
1280 + 85/–80	658–783 788–815 843–859 229–871	A-12903		03-07	104°26'51.0"	1040 m	Paleosol debajo de piedra pómez de Jala, camino pavimentado a Jala.	
1500 ± 300								Carbón vegetal de la unidad inferior del abanico de cenizas de Marquesado, cerca del
1540 ± 85	429–594	–16.1 A-12901		03-04	pueblo de Marquesado. 21°06'27.1" 104°26'57.0"	1100 m	Paleosol debajo de la piedra pómez de Jala, campo	
1905 ± 85	19–220	–13,7 A-12906		03-13	de fútbol de Jala. 21°05'27.1" 104°37'15.8"	750 m	Paleosol entre secuencia piroclástica superior e inferior, E del domo de lava de Tetitlán.	
2. Ventilaciones monogenéticas (cal BC)								
2345 ± 40	504–494 BC	489–461 BC						
		–24.1 A-13527		04-26a	21°11'09.0" 104°34'07.0"	1337 m	Carbón procedente del depósito de flujo piroclástico del anillo de toba de Potrerillo, N del domo de Potrerillo.	
	451–440 a. C. 418–381 a. C.							
2355 ± 110	747–888 a. C. 665–644 a. C. 589–580 a. C. 555–356 a. C. 286-234 a. C.	–14,8 A-12905		03-09	21°04'33.5" 104°26'51.0"	1040 m	Paleosol entre secuencia Pochetero y BC Pedregoso, ruta pavimentada BC a Jala.	
2430 + 50/–45	734–690 a. C.	–26,3 A-13528		04-31	21°10'27.8" 104°34'49.6"	1233 m	Carbón vegetal del depósito de flujo piroclástico de Potrerillo en el flanco de cerro grande.	
	662–650 a. C. 545–407 a. C.							
3550 ± 110	2031-1744 a. C.	–14.3 A-12904		03-08	21°04'33.5" 104°26'51.0"	1040 m	Paleosol entre la lluvia de Pedregoso y el flujo de lava de Balastre, camino pavimentado a Jala.	
9220 + 170/–165	8702–8674 aC	–23,3 A-13529		04-07	21°03'05.8" 104°24'22.1"	1208 m	Paleosol debajo de la precipitación de escoria de Molcajete, cono de escoria de Molcajete.	
	8651–8274 a. C.							
21 075 + 680/–625	24 031–22 756	–12,5 A-12907		03-13_2	21°05'27.1" 104°37'15.8"	750 m	Paleosol entre secuencia piroclástica inferior y conglomerado fluvial, E de Tetitlán.	

1σ= raíz cuadrada de (desviación estándar de la muestra ^2 + desviación estándar de la curva ^2, donde ^2 = cantidad al cuadrado). 1σ= 68.3 (% área encerrada).

Fechas de radiocarbono de Nelson (1980). Las edades calibradas subrayadas son las fechas estadísticamente más probables para el rango de 1σ.

también menciona un pueblo enterrado debajo de la colada de lava de Ceboruco, mientras que una leyenda similar contada por personas que viven en el lado norte de Ceboruco se refiere a las coladas de lava de El Norte o Coapan (Fig. 6).

La erupción (¿o erupciones?) que produjo estos dos flujos de lava (el flujo de lava de El Ceboruco hacia el S y el flujo de lava de El Norte o Coapan hacia el N), debe haber ocurrido mucho antes de la llegada de los españoles en la década de 1520, porque los relatos de sus primeros viajes a esta región (eg de Arregui, 1946; de Ciudad Real, 1976) siempre mencionan el flujo de lava de Ceboruco en el flanco SO del volcán (Fig. 2). Este flujo representaba un importante obstáculo que había que sortear para transitar por el camino real hasta Compostela (primera capital de la Nueva Galicia) o hasta el puerto de San Blas en la costa del Pacífico (de Arregui, 1946; de Ciudad Real, 1976).

Debido a que estos dos flujos de lava son estratigráficamente los más jóvenes y ya fueron colocados en 1528, no se pudo haber producido ningún otro flujo de lava más grande entre 1528 y 1870. Durante este período de tiempo, las erupciones se limitaron a la emisión de pequeños domos en el área de la cumbre. En conclusión, Ceboruco debió estar muy activo durante los primeros 500 años después de la erupción del pliniano Jala. Durante este tiempo se colocaron seis flujos de lava y varias cúpulas más pequeñas antes de la llegada de los españoles en 1528.

Además, descripciones del cronista Lázaro de Arregui publicadas en 1621, mencionan los valles circundantes cubiertos de ceniza negra (de Arregui, 1946). Esto implica que al menos algunas de las erupciones anteriores al siglo XVI no solo fueron efusivas, sino que también estuvieron acompañadas de actividad explosiva. Esta observación es importante para evaluar los estilos de erupción anteriores, que podrían haber sido similares a la erupción de 1870 (ver Sección 5.2).

Además de las leyendas y descripciones generales del paisaje proporcionadas por varios cronistas, también se menciona específicamente que Ceboruco estuvo activo en los años 1542 y 1567. Dos cronistas mencionan una “erupción” en el año 1542 (Mota-Padilla, 1973 ; Peña Navarro, 1946, 1956) que se refieren al viaje de Antonio de Mendoza (a la sazón primer virrey de la Nueva España), a quien acompañaba Cristóbal de Oñate (Gobernador de la Nueva Galicia). Juntos pasaron por el volcán durante ese año (Peña-Navarro, 1946, 1956; Tello, 1968; Pérez-Verdía, 1951). Desafortunadamente, durante este estudio no se encontraron documentos de primera mano que proporcionen más información y detalles de esta erupción, pero podrían estar enterrados en archivos históricos.

Otra fecha mencionada en relación con Ceboruco por al menos dos cronistas y luego recogida por historiadores, son las importantes

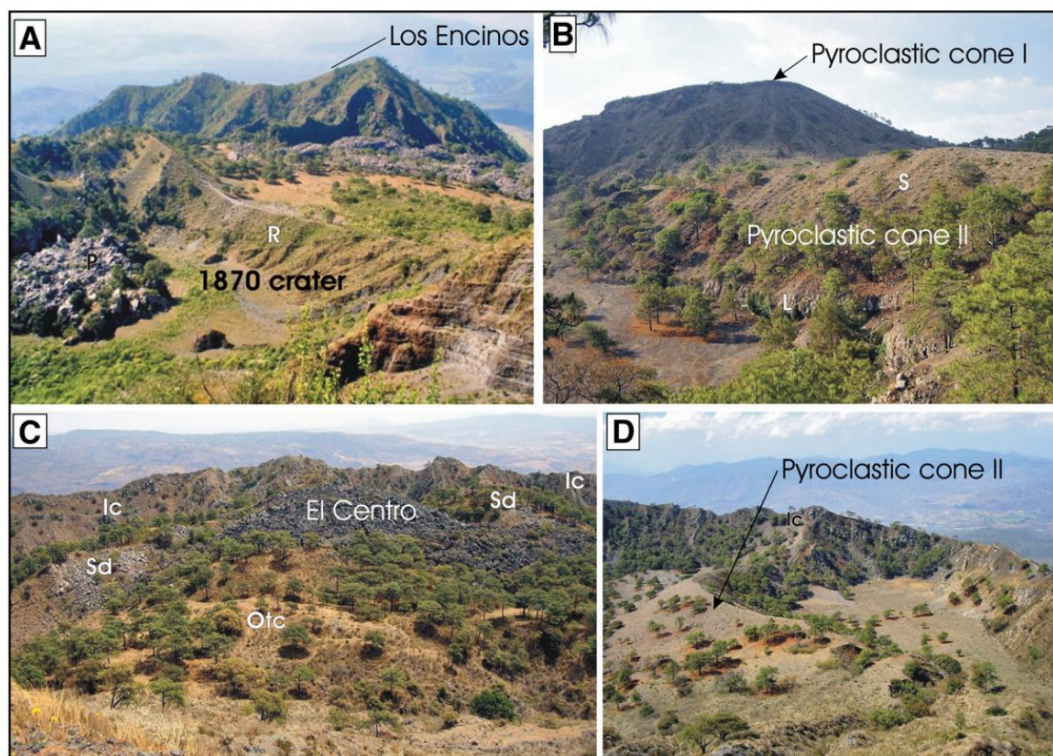


Fig. 8. Fotos de la zona cumbre del Ceboruco. (A) Muestra al fondo el único remanente del borde exterior del cráter NW denominado "Los Encinos". Desde este alto topográfico, los miembros de la expedición de 1875 realizaron la mayoría de sus observaciones. En primer plano está el cráter de 1870 que incluye el pequeño domo de tapón (P) y el anillo piroclástico asociado (R). (B) Muestra el cono piroclástico I (ver también Fig. 7). Este cono representa la elevación más alta de todo el edificio de Ceboruco en la actualidad. En primer plano se muestra el cono piroclástico II con un flujo de lava (L) en la base y una secuencia piroclástica suprayacente (S). El cono piroclástico II es una de las características más recientes dentro del cráter interior de Ceboruco. (C) Muestra el domo gris oscuro de El Centro rodeado por restos de un cono de toba más antiguo (Otc) en primer plano, varios domos más pequeños (Sd) de un color gris claro. El Centro podría ser contemporáneo con el flujo de lava de El Norte. (D) Muestra el cono piroclástico II visto desde la parte superior del cono piroclástico I. En el fondo de las fotos (C) y (D) se muestran partes del cráter interior (Ic). Estos son los únicos restos de la antigua cúpula Dos Equis.

terremotos ocurridos en 1566 (de Ciudad Real, 1976) y 1567 (Tello, 1968; Peña-Navarro, 1946, 1956; Pérez-Verdía, 1951; Banda, 1871). En 1567 ocurrieron al menos dos terremotos de gran magnitud, uno el 15 de julio y otro el 30 de diciembre (Tello, 1968). Se sintieron en toda la provincia de Jalisco, afectando numerosos pueblos, donde se derrumbaron casas e iglesias y se perdieron muchas vidas humanas (Tello, 1968; alcalde de la ciudad de Ameca, citado en Banda, 1871). Además, se describieron la apertura de fracturas y movimientos tan fuertes que los indígenas no podían mantenerse erguidos (alcalde de la ciudad de Ameca, citado en Banda, 1871). El río Ameca fue bloqueado por un derrumbe en la zona entre Ahuacatlán y Ameca formando un lago que luego se secó repentinamente inundando los valles con aguas "con olor a azufre". Los cronistas citados que describen estos devastadores hechos afirman que una erupción del Ceboruco había generado el terremoto. No pudimos encontrar ninguna evidencia que sustente más esta afirmación. Tal vez, en este momento se estaba produciendo una pequeña erupción en la zona de la cumbre y coincidió con terremotos relacionados con la subducción. Dos décadas más tarde, en 1585, se describe que del pie del volcán se originó un riachuelo con "agua tibia con olor a azufre" (de Ciudad Real, 1976) y hacia el año 1600 se menciona una menor actividad fumarólica (de Mota y Escobar, 1966).

Finalmente, en uno de los poemas escritos durante la última década del siglo XVI por Bernardo de Balbuena, quien ejerció primero como clérigo en Guadalajara hasta 1592 y luego como sacerdote en San Pedro Lagunillas (un pueblito no lejos de Compostela), Ceboruco es mencionado como "el gran volcán de Jala, terrible monstruo del mundo y sus maravillas, el más vivo que ahora con su visible luz roja, sirve de antorcha a lo que escribo" (de Balbuena, 1627). De este verso se puede deducir que en ese momento se estaba produciendo lava incandescente (probablemente un pequeño domo) en el cráter de la cumbre del Ceboruco.

5.2. La erupción de 1870-1875

La única erupción histórica bien documentada de Ceboruco comenzó el 23 de febrero de 1870 y duró por lo menos 5 años hasta 1875, cuando todavía pequeñas columnas eruptivas cargadas de ceniza se elevaban a intervalos de 10 minutos y se observó un lento movimiento de lava (García, 1875; Iglesias et al., 1877). Durante este período de tiempo, un flujo de lava dacítica de 7,7 km de largo fue emitido desde el cráter y se emplazó a lo largo de la Barranca Los Cuates, drenando la ladera W del volcán (Figs. 5 y 6). En 1872 el flujo de lava había dejado de moverse lateralmente, pero la inflación estaba provocando un aumento lento pero continuo en la altura de las masas de lava emplazadas (Iglesias et al., 1877). Durante las primeras décadas del siglo XX todavía se observaban fumarolas a lo largo del flujo de lava y dentro del área del cráter (Barrera, 1931).

Siebert y Simkin (2002) clasificaron la erupción de 1870 con un índice de explosividad volcánica (VEI; Newhall y Self, 1982) de 3. Debido a que en el futuro podría ocurrir una repetición de una erupción similar, la reconstrucción de las fases eruptivas y su momento exacto a partir de relatos de testigos oculares se llevó a cabo como parte del presente estudio. Esta reconstrucción podría servir como guía para ayudar a anticipar el posible curso de eventos eruptivos en caso de reactivación de Ceboruco.

Durante el curso de la erupción de 1870-1875, dos expediciones principales dirigidas por Caravantes (1870) e Iglesias et al. (1877) visitó Ceboruco y proporcionó relatos directos de diferentes períodos de tiempo de la erupción en curso. Además de sus propias observaciones, obtuvieron información de habitantes de pueblos cercanos como Ahuacatlán y Jala (ver también Barrera, 1931; Banda, 1871). Información adicional basada en los escritos de Caravantes (1870) y otros informes fue publicada en Alemania por Kunhardt (1870) y Fuchs (1871). En la Tabla 2 se presenta un resumen de los fenómenos informados y su momento.

Tabla 2

Cronología de los fenómenos volcánicos observados por testigos presenciales de la última erupción del Ceboruco (1870 a 1875)

Fecha	Tipo de actividad	Referencia
Año 1870		
15 de febrero	Ruido, sismos de baja magnitud.	Banda (1871)
16 de febrero	Ruido, terremotos.	Iglesias et al. (1877)
18 de febrero	Ruido, sismos más fuertes, emanación de vapor “blanco” cerca de La Coronilla.	Iglesias et al. (1877)
21 de febrero	Actividad fumarólica (“vapor blanco”)	Caravantes (1870) , Kunhardt (1870)
	Después de 2 sismos de baja magnitud, explosión con emisión de vapor y ceniza, luego “columna de fuego”.	Fuchs (1871)
23 de febrero	Columna eruptiva, ruido fuerte, sismos de baja magnitud, emisiones de vapor y cenizas del cráter y dispersión al NE; durante la noche “fuego” y diferentes columnas eruptivas en varios lugares, aparecen primeras lavas, explosiones de ceniza, hasta una distancia de 6 leguas (1 legua = 5,572.7 m), “arena hirviendo” bajando por la barranca Los Cuates “como agua” como la erupción comenzó “con fuerza”.	Caravantes (1870) , Iglesias et al. (1877) , Banda (1871) , Kunhardt (1870) , testigo presencial, en Caravantes (1870)
27 de febrero	La acumulación de lava observada anteriormente en el lado S del cráter comienza a fluir hacia la barranca Los Cuates (primero hacia el S, luego hacia el SO).	Iglesias et al. (1877)
Final de febrero	No una sola columna de ceniza sino “varias”, a lo largo de las fracturas en la barranca Los Cuates, saliendo también lava de estas fracturas.	Iglesias et al. (1877)
6 de marzo	Ruido similar a “olas del mar durante una tormenta”, “silbidos como una locomotora”, gruesas columnas de “vapor” negro, “fuego” en el cráter durante la noche.	Caravantes 1870
7 de marzo	Excursión de Caravantes con gente local a la barranca Los Cuates: examen de los depósitos dejados por el flujo de bloques y cenizas del 23 de febrero (todavía 74 °C caliente), la lava había avanzado desde el cráter hasta la parte superior de la barranca Los Cuates (espesor 80 m), columnas de ceniza y olor a azufre cerca del flujo de lava, en el cráter de 2 a 3 columnas (siendo activas alternas o simultáneas), la lava avanza 5–6 m/día.	Caravantes (1870)
15 de marzo	El flujo de lava que avanza cambia de color de gris a negro.	Caravantes (1870)
mediados de marzo	Erupción aún en curso: “toda erupción va acompañada de una fuerte expulsión de gases con sonidos de tormentas eléctricas; las rocas se lanzan verticalmente; lava muy viscosa fluye a lo largo de la barranca donde forma una pared; altas columnas blancas que llevan ceniza.	Fuchs (1871)
24 de Junio	Ceboruco está activo sin cesar, la ceniza cae con tal densidad que la gente del pueblo de Marquesado (S de Ceboruco) apenas puede ver.	“Civilización de Guadalajara” (periódico), citado en Fuchs (1871)
Año 1871	Grandes áreas cubiertas de ceniza, de hasta 40–50 cm de espesor.	Banda (1871)
Año 1872	El flujo de lava deja de avanzar por la barranca Los Cuates después de poco más de 2 años, alcanzando una distancia final de 7520 m desde el cráter.	Iglesias et al. (1877)
Año 1875		
11 de febrero	Fuerte sismo se sintió en Guadalajara, San Cristóbal destruyó. Posteriormente se ordena a una comisión oficial que investigue a Ceboruco.	García (1875)
20 de marzo al 28 de marzo	“Explosiones” subterráneas, pequeñas columnas cada 10 minutos, a veces cargadas de ceniza que alcanza hasta 15 km (Ixtlán del Río) del cráter, cambiando la forma de la parte central del flujo de lava por la persistencia del movimiento interno. “La nueva parte del flujo de lava, con bloques que caen desde las crestas, son de color rojo durante la noche”.	Iglesias et al. (1877)
Después de 1885	Erupción continua durante 5 años, con mayor actividad hasta 1882, finalmente cesa. Actividad fumarólica.	

Además, incluimos ilustraciones y pinturas dibujadas por testigos oculares. Estos documentos importantes e interesantes se presentan aquí por primera vez a un público más amplio (Fig. 9).

Los primeros signos de reactivación incluyen informes de ruido subterráneo y actividad sísmica observados en los años 1783 y 1832. Los de 1832 se sintieron lo suficientemente fuertes como para causar miedo entre los habitantes de Jala, quienes abandonaron sus hogares por unos días (Iglesias et al. , 1877).

El momento exacto de los signos claros de reactivación difiere entre los autores, pero ocurrió entre el 15 y el 21 de febrero de 1870. Los precursores de la erupción incluyeron ruido, actividad sísmica y vapor blanco que emanaba del área de la cumbre. Todos los autores coinciden en que la erupción comenzó el 23 de febrero con el levantamiento de columnas de vapor y ceniza que estuvieron acompañadas de fuertes ruidos y débiles sismos. Durante la noche, la gente notó que salía “fuego” del cráter en 4 o 5 lugares diferentes. Además, al comienzo de la gran fase eruptiva el 23 de febrero, “arena hirviendo, moviéndose como el agua” descendió de la barranca Los Cuates. Décadas más tarde y después de leer las descripciones de la erupción del Monte Pelée en Martinica en 1902, [Waitz \(1920\)](#) reconoció que las descripciones de Caravantes en Ceboruco se parecían mucho a las de “nuée ardentes” observadas en el Monte Pelée ([Lacroix, 1904](#)). [Caravantes \(1870\)](#) también describió depósitos piroclásticos frescos (depósitos de flujo de bloques y cenizas) emplazados en la barranca Los Cuates que observó durante un ascenso al cráter de Ceboruco el 7 de marzo de 1870. Apparently, estos flujos de bloques y cenizas habían sido desprendiéndose del frente de flujo de lava que avanza poco antes de su ascenso. Además, mientras caminaba cuesta arriba a lo largo de la barranca Los Cuates, Caravantes notó tres sitios

cerca de la cumbre emitiendo columnas eruptivas de vapor y ceniza, ya sea de manera alterna o simultánea. También describió el avance del flujo de lava por la barranca Los Cuates, cuyo frente tenía una altura de 80 m. Todas estas observaciones de Caravantes fueron publicadas pocos meses después e ilustradas con una litografía del célebre paisajista José María Velasco (Fig. 9A) que también se había sumado a esta expedición ([Trabulsee, 1992](#)).

[Banda \(1871\)](#) menciona observaciones de Caravantes y Fuentes, quienes participaron en la primera expedición de 1870, además de relatos de personas de pueblos cercanos que habían escalado el volcán en erupción. Describió el avance del flujo de lava y la extensión de la caída de ceniza, que según él cubrió el terreno hasta una distancia de 15 leguas (1 legua = 5572.7 m) con un espesor de 40 a 50 cm. Además, [Banda \(1871\)](#) publicó dos pinturas que representan la erupción en curso y el avance del flujo de lava. Estas pinturas fueron realizadas durante el año 1870 por un artista no identificado (Fig. 9B y C).

Fuerte actividad sísmica se sintió en Guadalajara y el resto del estado de Jalisco durante los primeros meses de 1875. El sismo más fuerte ocurrió el 11 de febrero ([García, 1875](#); [Palacio, 1877](#)) y destruyó el pueblo San Cristóbal al NE de Guadalajara. Se describió que los terremotos que ocurren casi a diario tienen una "dirección de empuje vertical", cada uno de los cuales dura desde unos pocos segundos hasta casi un minuto. Si estos terremotos estuvieron directamente relacionados con la actividad de Ceboruco está lejos de ser claro y dudoso. Sin embargo, a pocas semanas del fuerte terremoto del 11 de febrero, el gobierno local envió

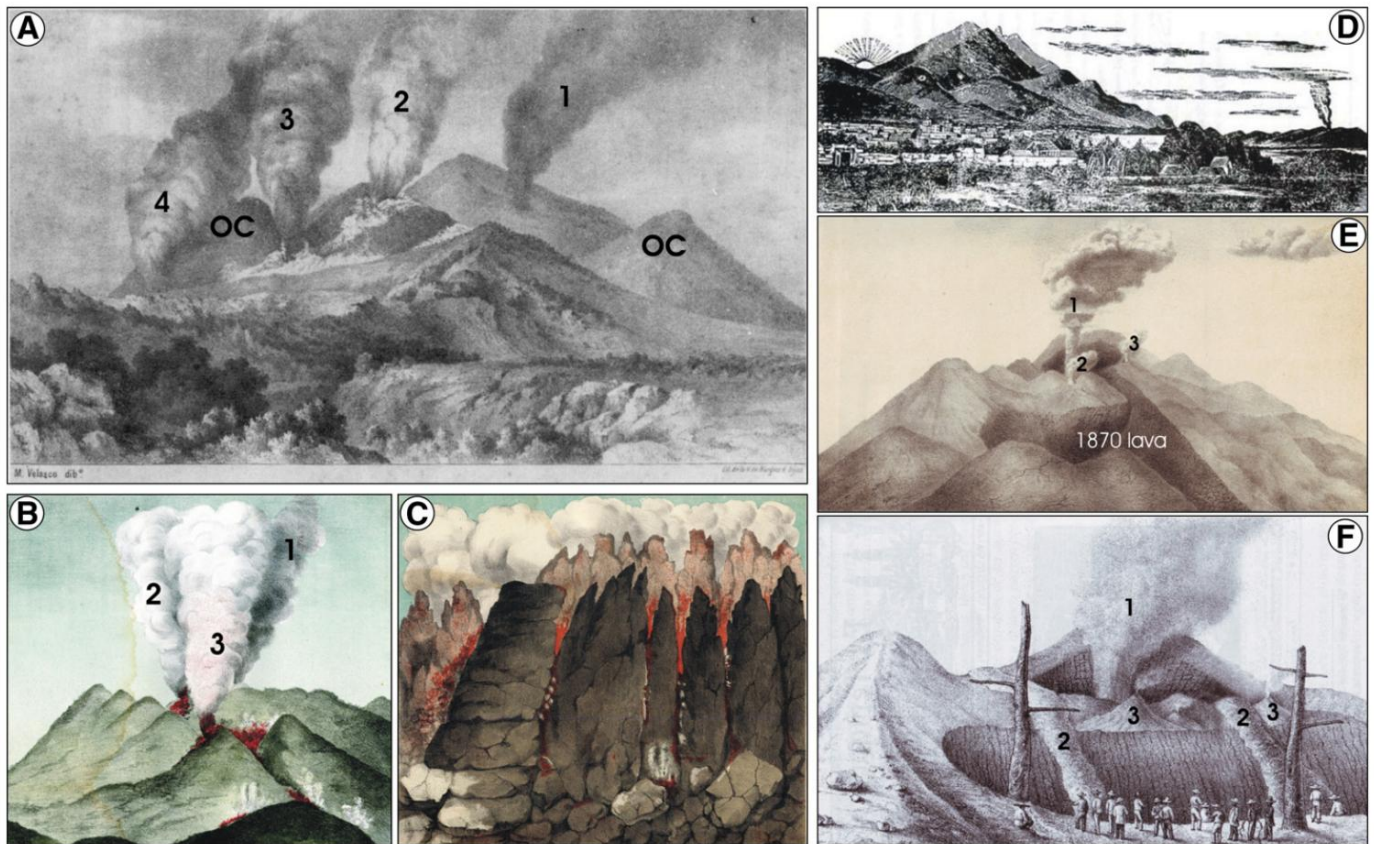


Fig. 9. (A) Litografía de José María Velasco del volcán Ceboruco en erupción visto desde el sur en 1870 (Caravantes, 1870). La litografía muestra la columna eruptiva principal que emana del cráter de 1870 (2), así como las columnas (3 y 4) generadas por el avance del flujo de lava a lo largo de la barranca Los Cuates. El origen de la columna (1) no está claro y podría ser causado por incendios forestales o asociado con el emplazamiento de la coulée de 1870 ubicada al NE del cráter de 1870 (ver Fig. 7). OC indica el borde exterior del cráter. Las litografías (B) y (C) fueron creadas por un artista no identificado y publicadas en Banda (1871). B muestra a Ceboruco del pueblo de Uzeta, que estaba amenazado por el avance de las lavas (Números 1 a 3 como en la Fig. 9A). C parece representar una cúpula espínosa en el cráter o los márgenes del flujo de lava que avanza. Durante más de una década Ceboruco estuvo presente en diarios locales como "Lirismo" o "Lucifer". Una litografía de C. Deave (D) muestra una vista panorámica de Tepic en el año 1875. El sol sale detrás del volcán Sangangüey mientras que al fondo se ve el Ceboruco en erupción con una columna de ceniza saliendo de su cumbre. Esta litografía fue publicada en el periódico local "Lirismo" en 1920. En 1875 varios ingenieros escalaron el flanco W de Ceboruco para observar la erupción en curso. (E) Esta litografía representa una vista desde Los Encinos (ver Figs. 7 y 8), una ubicación en el borde occidental del cráter exterior en el lado W de Ceboruco. También se muestra el cráter de 1870 con una columna eruptiva cargada de cenizas (1) y fumarolas (2 y 3) que emanan de montones de material piroclástico que componen los bordes W del cráter de 1870. El punto más alto del volcán (La Coronilla) está al fondo. (F) Es una litografía basada en dibujos de miembros de la expedición científica del 20 de marzo de 1875 (Iglesias et al., 1877). Muestra una vista desde Los Encinos hacia el SE. Un penacho de ceniza (1) se eleva desde el cráter de 1870 del cual emanaron flujos de lava (2) en años anteriores. También se representan fumarolas que emanan de montones de material piroclástico (3) ubicados en el borde del cráter. En primer plano se puede ver una multitud de 16 personas. Estos son en su mayoría campesinos curiosos de Uzeta y Ahuacatlán que se unieron a la expedición al cráter.

nuevamente un destacamento de ingenieros (Iglesias, Bárcena, Matute, etc.) con el encargo de dar un informe detallado de la actividad de Ceboruco.

En esta ocasión, los ingenieros permanecieron alrededor de dos semanas en el área y produjeron un croquis geológico (Fig. 5), documentación fotográfica que sirvió de base para las litografías (Fig. 9E y F), y una descripción de los trabajos aún en curso. erupción. Se realizó una excursión al borde exterior del cráter en la que participaron no solo los investigadores de Guadalajara sino también los pobladores locales.

El grupo caminó alrededor del flujo de lava recién emplazado y subió a Los Encinos, un punto en el borde exterior del cráter W (Figs. 7 y 8A).

Desde aquí pudieron ver el borde SW del cráter de 1870 y partes del nuevo flujo de lava, pero no pudieron mirar en el interior del nuevo cráter ni observar el pequeño domo de tapón de 1870 ni el coulée de 1870 (Figs. 7A, 8A y 9F). Las litografías presentadas en la Fig. 9 probablemente estén basadas en observaciones y fotografías tomadas durante la excursión de 1875 y fueron publicadas por Iglesias et al. (1877). Muestran el área del nuevo cráter (Fig. 9E) y una vista del área del cráter Ceboruco desde Los Encinos (Fig. 9F). Varios participantes de esta expedición publicaron relatos de este memorable viaje de campo (eg Iglesias, 1875; García, 1875; Bárcena, 1875).

En el momento de la llegada de los ingenieros, las columnas eruptivas cargadas de gas y cenizas seguían elevándose en intervalos de 10 min. nueva lava

la inyección provocó la inflación vertical del flujo de lava, pero ningún movimiento lateral. La lluvia de ceniza se encontró hasta Ixtlán del Río, localidad ubicada a una distancia de 15 km al SE del cráter (Fig. 3).

Iglesias et al. (1877) así como Barrera (1931) reportan descripciones de testigos oculares de la lava emergente, que primero se abultó en el terreno cerca del cráter y en varias otras localidades dentro de la parte superior de la barranca Los Cuates, antes de romper la superficie como "candelabros brillantes", bloques", que luego "caerían a ambos lados de las crestas". De acuerdo con estas descripciones, la lava emergió a lo largo de varias fracturas en el flanco superior SO, así como en el área del cráter de Ceboruco.

Después de 5 años de erupción continua, se reportaron enfermedades de la piel y del tracto respiratorio que afectaron a las personas en los pueblos cercanos. Además, el ganado y los animales salvajes sufrieron la abrasión de los dientes mortales de las plantas de mascar pulverizadas por la ceniza fina. Los cultivos se vieron afectados en parte negativamente (Ahuacatlán) pero también positivamente (Jala).

En 1894 Ordóñez (1896, 1897) visitó el volcán y encontró un xenolito granítico (enclave) cerca de la cumbre del Ceboruco (Rubinovich y Lozano, 1998). En ese año (19 años después del cese de la erupción) dos fumarolas principales seguían activas dentro del área del cráter de 1870 con temperaturas de 96 °C. Se observaron fumarolas adicionales a lo largo del flujo de lava de 1870–72 (Ordóñez, 1896).

Desde 1877 Ceboruco ha permanecido en una etapa fumarólica. Esta actividad ha disminuido continuamente a lo largo del tiempo, pero persiste hasta el día de hoy. Se determinó que las temperaturas de las fumarolas en el área de la cumbre variaron entre 84 °C (cráter exterior) y 92 °C (cráter interior) en 1994 (Venegas, 1995).

6. Actividad eruptiva posterior a Jala (990-1020 d. C.) y volúmenes de flujos de lava

No existen edades de radiocarbono ni registros históricos detallados de la actividad de Ceboruco para el tiempo entre la erupción de Jala en 990–1020 d. C. (1060 ± 55 años AP) y la erupción histórica más reciente de 1870–1875. No obstante, se intentó una reconstrucción de su historia eruptiva para este período de tiempo basada en observaciones de campo, imágenes satelitales, fotografías aéreas y documentos históricos escasos. Además, se estimaron los volúmenes de productos (principalmente flujos de lava) que entraron en erupción durante este período.

Los volúmenes de los flujos de lava se estimaron utilizando el software informático ArcView Geographic Information System (GIS) y el Integrated Land and Water Information System (ILWIS) junto con observaciones de campo (Tabla 3). Primero, se trazaron los contornos de los flujos de lava con la ayuda de ILWIS para obtener la mejor aproximación posible del área de emplazamiento original. El volumen de cada flujo de lava se calculó multiplicando el área superficial (determinada con la ayuda de ArcViewGis) por el espesor promedio de cada flujo de lava (determinado mediante un método que combina observaciones de campo con estimaciones obtenidas con la ayuda de un modelo de elevación digital) (Tabla 3).

Poco antes de la erupción pliniana de Jala, se produjo un cambio composicional de flujos de lava uniformemente andesíticos a magmas más evolucionados cuando el flujo de lava traquidacítico Destiladero (Fig. 6, Tabla 3) se emplazó en el flanco NO de Ceboruco. La colada de lava Destiladero tiene un volumen de 0,42 km3 y está cubierta por piedra pómez Jala.

Después de la catastrófica erupción pliniana de Jala que formó el cráter exterior y expulsó un volumen de 3–4 km3 (DRE) (Gardner y Tait, 2000) con un VEI estimado de 6, un total de 7 flujos de lava (incluido el flujo de lava de 1870–75). flujo) fueron emitidos desde el área del cráter. Además, se colocaron varios domos y conos más pequeños dentro de este cráter (Figs. 6, 7, 8 y 10A).

Aunque Frey et al. (2004) propusieron la existencia de 9 flujos de lava posteriores a Jala, concluimos que un total de solo 7 flujos de lava se produjeron después de la erupción pliniana de Jala (Fig. 6). Son fáciles de identificar porque no están cubiertos por piedra pómez Jala. Dado que Frey et al. (2004) no especificó exactamente qué flujos de lava entraron en erupción después de la erupción de Jala, por lo que no es posible discutir las discrepancias en este momento.

Los flujos de lava posteriores a Jala incluyen (del más antiguo al más joven) los flujos de lava de Copales, Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte, Ceboruco y 1870–75 (Fig. 6). Copales y los flujos de lava de 1870 son dacíticos, mientras que los otros son de composición andesítica.

Dentro del cráter exterior (Jala) se formó el domo Dos Equis (Nelson, 1980) antes de que fuera drenado por el traquidacítico estrechamente asociado

Flujo de lava de Copales. El drenaje lateral del domo Dos Equis condujo a su deflación (por hundimiento), posterior colapso y formación del cráter interior de Ceboruco (Nelson, 1980). Hoy, los restos del domo Dos Equis forman las paredes del cráter interior (Figs. 7 y 8). Los flujos de lava más jóvenes hacia el N y el SO han enterrado por completo otros restos del domo Dos Equis. Se desconoce el momento exacto de la deflación del domo Dos Equis y el posterior emplazamiento del flujo de Copales (Nelson, 1980) por los flancos sur del volcán. La leyenda de la “montaña alta con la forma perfecta” mencionada anteriormente y conservada durante mucho tiempo por los nativos de los pueblos de los alrededores podría tener su origen en este evento o en la anterior erupción pliniana Jala.

Debido a su gran área (26,39 km2) y su considerable espesor, el flujo de lava dacítico Copales tiene con 2,1 km3 el mayor volumen con diferencia (Tabla 3). Aunque el Copales está parcialmente cubierto por flujos más jóvenes, es posible calcular su volumen porque sus márgenes de flujo originales se pueden rastrear debajo de las lavas más jóvenes con la ayuda de modelos digitales de elevación.

Cuatro flujos de lava andesítica (Cajón, Coapan I, Coapan II y El Norte) cubren el flanco norte de Ceboruco y áreas adyacentes al pie del volcán (Fig. 6). Debido a que cada flujo de lava colocado posteriormente cubre parcialmente los flujos anteriores más antiguos, sus volúmenes respectivos se estimaron rastreando su área de emplazamiento original y no considerando solo su área de exposición actual (Tabla 3). El flujo de lava andesítico Cajón (0,07 km3) está cubierto por el flujo de lava traquiandesítico Coapan II (0,31 km3). El flujo de lava de Coapan I (0.08 km3) ciertamente fue emplazado más o menos contemporáneamente con el Coapan II del cual se puede distinguir por su composición basáltica de traquiandesita (Fig. 6, Tabla 3). Los conductos de ventilación de estos tres flujos de lava yacen enterrados debajo del flujo de lava más reciente de El Norte (0,36 km3) en los flancos superiores cerca del borde exterior del cráter.

El Ceboruco (Fig. 2) es la segunda colada de lava más joven, tiene un volumen de 0.16 km3 y fue emplazada en los flancos SW entre los dos lóbulos de la colada de Copales (Figs. 5 y 6). El respiradero de esta andesita gris oscura sin vegetación se encuentra debajo del borde exterior del cráter en los flancos superiores al SO de Ceboruco (Fig. 2).

La evidencia histórica (ver discusión anterior) indica que los dos flujos morfológicamente jóvenes El Norte y Ceboruco fueron emplazados antes de 1528 dC Esto implica que 6 flujos de lava con un volumen total de ca. 3 km3 (Tabla 3) fueron emplazados dentro de los primeros 500 años después de la erupción del Jala (Fig. 10A). A la llegada de los españoles, los indígenas no recordarían haber presenciado ninguna erupción, sino solo leyendas conservadas de sus antepasados. Por lo tanto, el flujo de lava de El Ceboruco (Fig. 6) debe haber sido colocado por lo menos varias décadas antes de 1528 dC (Fig. 10A).

Con la excepción de erupciones menores en la cumbre (ver más abajo) que formaron domos más pequeños y conos piroclásticos dentro del cráter interior del Ceboruco, el volcán permaneció en un estado de relativa inactividad hasta su reactivación más grave en 1870 (ver Sección 5) cuando el flujo de lava de 1870 se detuvo. emplazado La erupción de 1870 fue precedida por phreato

Tabla 3

Parámetros geológicos y morfométricos que caracterizan los flujos de lava de Ceboruco emplazados poco antes (Destiladero) y después (Copales, Cajón, Coapan I, Coapan II, El Norte, Ceboruco y 1870–75; del más antiguo al más joven) la erupción del Jala pliniano de 990–1020 d.C.

Flujo de lava	tipo de roca	SiO2	Área	Espesor	Longitud máxima	Relación de aspecto	Volumen
		(% en peso)	(km2)	(metro)	(km)	(L/T)	(km3)
Destiladero	Traquidacita	63.56	6.97	60	7.54	125.7	0.42
copales	Traquidacita	65.09	26.39	80	7.03	87,9	2.11
El Cajon	Traqui-andesita	61,04	7,07	10	5,00	500	0,07
Coapan I	Andesita basáltica	56,90	4,04	20	6,80	340	0,08
Coapan II	Traqui-andesita	61,10	10,46	30	12,40	413.3	0,31
El Norte	Traqui-andesita	61,70	9,08	40	4,20	105	0,36
Ceboruco	Traqui-andesita	59,16	5,34	30	7,80	260	0,16
1870	Traquidacita	68,58	11,44	100	7,70	77	1,14
							Total: 4,65

Contenido de SiO2 (H2O normalizado).

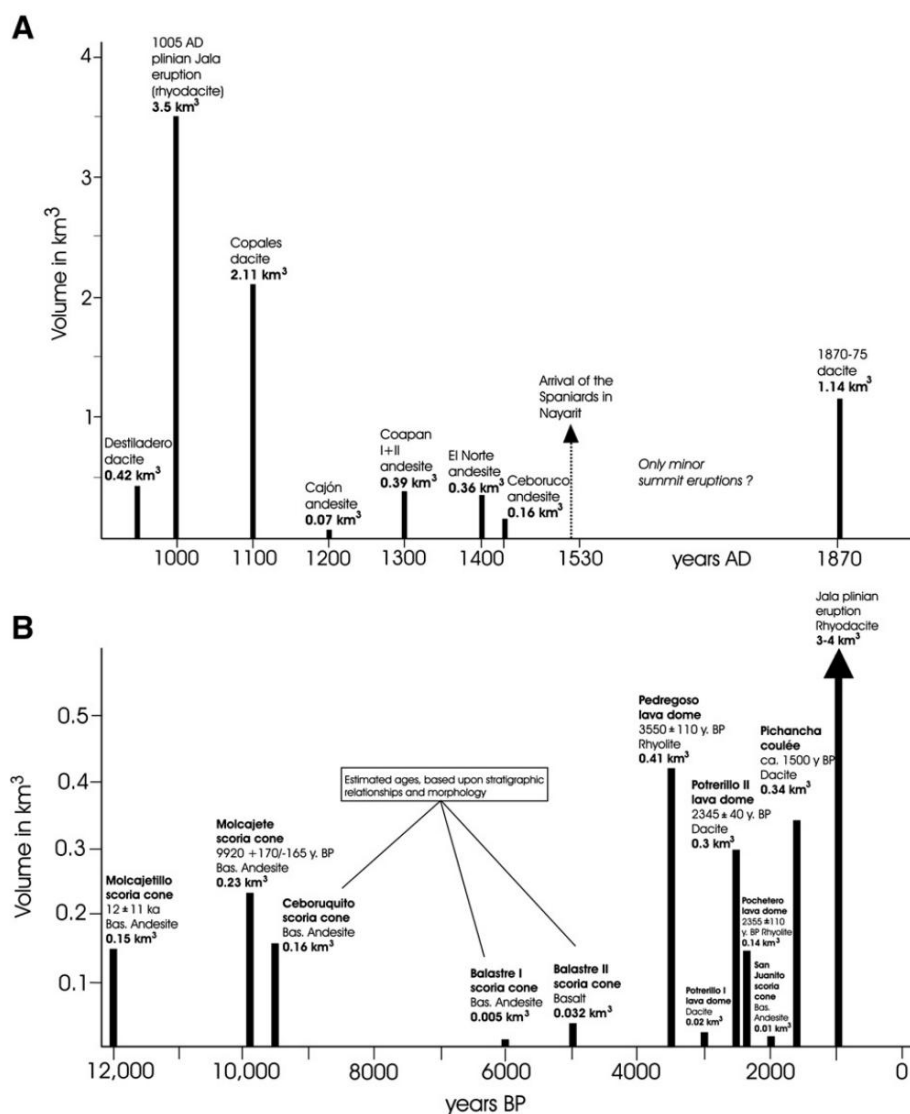


Fig. 10. (A) Diagrama de volumen vs. tiempo de las erupciones de Ceboruco durante los últimos 1100 años, y (B) Diagrama de volumen vs. tiempo de las erupciones monogenéticas del Holoceno en las cercanías de Ceboruco.

actividad magmática que formó un pequeño cráter al W del cono piroclástico I (Figs. 7 y 8A). Esta actividad eliminó parcialmente la pared W del cono piroclástico I, formando el borde E del nuevo cráter de 1870. El flujo de lava de 1870, así como dos domos más pequeños probablemente contemporáneos emitidos dentro del área de la cumbre, son todos de composición traquidacítica con un volumen total de 1,14 km³ (Tabla 3). Se formaron a lo largo de una zona de debilidad y están alineados en dirección SSW-NNE (Fig. 7). El deslizamiento de la parte W del cono piroclástico I también podría haber sido controlado por fallas (Fig. 7).

Los colapsos de las inestables paredes orientales del cráter de 1870 aún eran observables en las etapas finales de la erupción de 1875 (Iglesias et al., 1877). Algunas de estas erupciones productoras de flujo de lava probablemente estuvieron acompañadas por una actividad explosiva menor y el emplazamiento de flujos de bloques y cenizas como lo sugiere la evidencia histórica relacionada con el emplazamiento de El Ceboruco y los flujos de lava de 1870–75.

Dentro del cráter interior, además de los productos de 1870–75, se producen varios domos y flujos de lava pequeños, así como conos piroclásticos (Fig. 7). Un cono piroclástico cerca del borde oriental representa la estructura más antigua dentro del cráter interior de Ceboruco. Aparentemente, la actividad freato-magmática que formó un cráter circular precedió a la extrusión de varios domos pequeños (anteriores a El Centro en las Figs. 7 y 8C) que llenaron y desbordaron el anillo de toba hacia el N, E y S. Mucho más tarde, renovado actividad probablemente contemporánea a la erupción del flujo de lava El Norte (geoquímicamente casi

idénticos), formó la cúpula de El Centro en medio del complejo anterior a El Centro. Desde la cúpula se desprendió una pequeña colada de lava que se extendía hacia el NE.

La siguiente estructura en formarse fue el cono piroclástico I, que se formó en el sector NO del cráter interior de Ceboruco. El cono piroclástico I representa hoy la elevación más alta (La Coronilla en la Fig. 7B) de Ceboruco y fue construido por al menos dos fases de actividad freato-magmática que resultaron en dos secuencias de depósitos de oleaje piroclástico. Los productos de esta actividad incluyen bombas balísticas de hasta 2 m de diámetro. Tras el emplazamiento de la secuencia freato-magmática, se emplaza una pequeña colada de lava hacia el NE. Este flujo se puede observar en la parte superior de las paredes del cráter del cono piroclástico I. La actividad terminó con una tercera fase freato-magmática, que resultó en la formación de un cráter elíptico más pequeño anidado dentro del cráter anterior del cono I. Algo después de la primera fase de actividad del cono piroclástico I, el cono piroclástico II se formó cerca de la pared SW del cráter interior de Ceboruco (Fig. 7). La actividad freato-magmática fue seguida por el emplazamiento de un pequeño flujo de lava, que aflora en la base de la pared interior del cráter. Posteriormente, la actividad freatomagmática se reanuda depositando depósitos de oleaje estratificados en las paredes y el borde del cráter. El cono piroclástico II (Figs. 7, 8B y D) está morfológicamente bien conservado y podría haberse formado durante y poco después de la conquista española (ver también la Sección 5).

Aparentemente, además de las erupciones que produjeron voluminosos flujos de lava, las erupciones más pequeñas dentro del área de la cumbre fueron a menudo acompañadas de actividad freatomagmática. Las tres estructuras más grandes dentro del cráter interior (domo El Centro, conos piroclásticos I y II) (Figs. 7 y 8) presentan evidencia suficiente que atestiguan fases explosivas durante su construcción.

En conclusión, la actividad pospliniana en Ceboruco se caracterizó por una variedad de estilos y productos eruptivos, aunque predominó la emisión de flujos de lava. Durante los últimos 1000 años se colocaron un total de 7 flujos de lava con volúmenes individuales que oscilan entre 0,07 y 2,11 km³. Se produjo un volumen total de ~4 km³ de lava desde la erupción pliniana de Jala. Esto arroja una tasa de erupción de 0,004 km³/año durante los últimos 1000 años. Dado que seis de los siete flujos de lava con un volumen total de ca. Se colocaron 3 km³ durante los primeros 500 años después de la erupción de Jala, se obtiene una tasa de erupción mucho más alta de 0,006 km³/año para este lapso de tiempo.

La última gran erupción (1870–1875) produjo magma dacítico más evolucionado y fue precedida por ca. 400 años de relativa quietud (a excepción de una actividad menor en la cumbre). El reconocimiento de un patrón evolutivo (Fig. 10) podría ser útil para anticipar el momento, la composición y la magnitud de futuras erupciones. Al observar la historia eruptiva de los últimos 1000 años, queda claro que los flujos de lava de composiciones andesíticas se produjeron en una secuencia cercana después de tiempos de reposo breves (≤ 100 años), mientras que los tiempos de reposo de varios siglos (como fue el caso antes de la erupción de 1870) podría resultar en un magma más evolucionado y erupciones más explosivas.

7. Volumen del edificio de Ceboruco y tasas de erupción a lo largo del tiempo

La erupción pliniana Jala de 990–1020 d. C. (1060 \pm 55 años AP) que formó el gran cráter exterior marcó el final de la primera etapa de construcción de Ceboruco. Este período constructivo se inició probablemente en el Pleistoceno tardío, cuando se emitieron lavas andesíticas predominantemente de manera efusiva construyendo un edificio que pudo haber alcanzado ca. 2700 m snm (si se asume una forma cónica, como propone Nelson, 1980).

Nelson (1980) y Frey et al. (2004) calcularon el volumen del edificio actual de Ceboruco en 60 y 47 km³ respectivamente. El volumen determinado por Frey et al. (2004) es más preciso, porque se obtuvo considerando un nivel base inclinado y utilizando ortofotos de alta resolución y otra información no disponible antes.

Proponemos que se produjo un volumen de 46 a 48 km³ de lava andesítica durante la primera etapa de construcción, antes de que ocurriera la erupción del pliniano Jala. Este número se obtuvo adoptando el volumen de 47 km³ para todo el edificio actual (calculado por Frey et al., 2004) y restando ca. 4 km³ de flujos de lava posplinianos (consulte la sección anterior y la Tabla 3), y agregando 2,7 km³ (edificio de cima plana) o 4,5 km³ (edificio cónico) de roca faltante del área de la cumbre anterior.

El volumen total (dependiendo de la forma del área de la cumbre anterior) sería de 45,7 km³ para una cumbre plana o 47,5 km³ para una cumbre de forma cónica, respectivamente. El considerable volumen de roca faltante (2,7 a 4,5 km³) que resultó de la formación del cráter exterior por la erupción pliniana de Jala puede explicarse en gran medida por el hundimiento. Una parte más pequeña del volumen faltante fue eyectada y se presenta como fragmentos líticos en los depósitos plinianos de Jala (Gardner y Tait, 2000; Browne y Gardner, 2004). El volumen de roca perdido por hundimiento se calculó para las dos posibles formas de edificios preplinianos de la erupción, utilizando un cilindro con un diámetro de 3,7 km (diámetro del cráter exterior) y una profundidad de 250 m (ver Nelson, 1980) para el plano (2,7 km³) y el mismo cilindro más un cono (2,7 + 1,8 = 4,5 km³) con una base de 3,7 km y una altura de 500 m, suponiendo un edificio originalmente de 2700 m de altura (ver Nelson, 1980). En conclusión, el edificio prepliniano tuvo un volumen de ~46 a 48 km³ dependiendo de la morfología previa del área de la cumbre.

Los volúmenes de flujo de lava posteriores a la erupción de Jala fueron calculados por (1980) a ~7 km³, por Frey et al. (2004) a ~9,5 km³ ~4 km³. Nelson y en este estudio en . Todos estos valores arrojan altas tasas de erupción de aproximadamente 0,007, 0,0095 y 0,004 km³/año, respectivamente. Estas tarifas están dentro del

mismo orden de magnitud que la tasa de 0.002 km³/año reportada para el volcán de Colima por Luhr y Carmichael (1980). La extrapolación de estas tasas de erupción (obtenidas para el período que abarca los últimos 1000 años) a tiempos pre-Jala implicaría que el edificio prepliniano se formó en 8800 años (60 km³ de edificio prepliniano; Nelson, 1980), 4000 años (38 km³ de edificio prepliniano; Frey et al., 2004), y ~11.500 años (47 km³ de edificio prepliniano; este estudio). Aunque las edades de los edificios hipotéticos resultantes varían en más del 50%, todas se encuentran dentro del mismo orden de magnitud.

Un dique expuesto en las paredes exteriores del cráter corta varios flujos de lava expuestos y, por lo tanto, representa una característica relativamente joven de la etapa de construcción (pre-Jala) de Ceboruco. Este dique fue fechado Ar-Ar en 45 \pm 8 ka por Frey et al. (2004). Tal edad implica esencialmente que la extrapolación de las tasas de erupción no es posible y que las tasas de erupción deben haber variado considerablemente a lo largo del tiempo. De hecho, parece válido suponer que la construcción de Ceboruco ocurrió en ciclos interrumpidos por períodos más largos de inactividad.

En conclusión, las tasas de erupción calculadas determinadas para los últimos 1000 años ciertamente no pueden aplicarse a la etapa de construcción anterior de Ceboruco. Se necesitan fechas radiométricas adicionales de las rocas que forman el edificio más antiguo para calcular las tasas de erupción preplinianas y, por lo tanto, poder obtener una estimación confiable de la edad de Ceboruco.

8. Ventilador de bloque y ceniza Marquesado

El abanico de bloques y cenizas de Marquesado en el pie SW de Ceboruco (Figs. 4, 6, 11 y 12A) llena el valle de Ahuacatlán entre Tetitlán y Ahuacatlán (Figs. 3 y 4). La Sierra El Guamúchil al S limita la extensión de este abanico, el cual experimentó importantes degradaciones durante y después de la erupción del pliniano Jala. Las paredes del cráter de Ceboruco están rotas hacia el N y el SO, lo que facilita el emplazamiento frecuente de depósitos piroclásticos y flujos de lava a lo largo de las barrancas en estas direcciones y, por lo tanto, la formación del abanico Marquesado, que actualmente es drenado por los ríos Tetitlán y Ahuacatlán. Los depósitos más antiguos que contribuyen al abanico de bloques y cenizas de Marquesado solo se pueden observar en sus partes distales (a unos 10 km del cráter de Ceboruco) y en el valle profundamente inciso del río Ahuacatlán, donde están sustentados por un conglomerado fluvial N20 m (Figura 12A). Estos depósitos piroclásticos incluyen caída de piedra pómez, flujo de piedra pómez y ceniza, así como depósitos de lahares hiperconcentrados que se originaron desde el campo volcánico de San Pedro hacia el W (Figs. 1 y 12A) y se entrelazan con los depósitos de Ceboruco desde el NE. El paleosuelo que recubre los conglomerados fluviales y que subyace a esta antigua secuencia piroclástica se fechó en 21 075 \pm 680/–625 años AP (Tabla 1, Fig. 12A). Así, la mayoría de los depósitos de Ceboruco que componen la parte superior del abanico son más jóvenes que esta edad.

Se puede excluir una fuente de Ceboruco para esta secuencia piroclástica más antigua debido a las fuertes diferencias geoquímicas en la composición de los clastos. Comparación de análisis químicos publicados por Petrone et al. (2006) con nuestros resultados químicos obtenidos en clastos de piedra pómez de esta secuencia piroclástica permite una correlación tentativa con la piedra pómez de Las Cuevas del complejo del domo de San Pedro.

La mayoría de los depósitos de flujo piroclástico producidos durante la erupción pliniana de Jala se emplazaron hacia el SW en el abanico Marquesado, donde alcanzan un espesor total de hasta 60 m y un volumen de ~0,2 km³ DRE (Nelson, 1980; Gardner y Tait, 2000). Por lo tanto, en la facies proximal del abanico dominan los afloramientos que muestran depósitos relacionados con la erupción de Jala (Figs. 11 y 12A). Las características sedimentológicas de los depósitos cambian con la distancia a la chimenea.

Los depósitos piroclásticos de facies proximales (por ejemplo, la cantera de Copales, Fig. 11B) incluyen depósitos de flujo de piedra pómez y ceniza ricos en líticos y oleadas cubiertas por depósitos de lahares gruesos. Los depósitos de piedra pómez y ceniza muestran tuberías de segregación de gas que indican un emplazamiento caliente. Las brechas monolitológicas ocurren en la base y como lentes dentro de los depósitos de flujo de piedra pómez y ceniza de las facies proximal y medial. Depósitos de facies medial

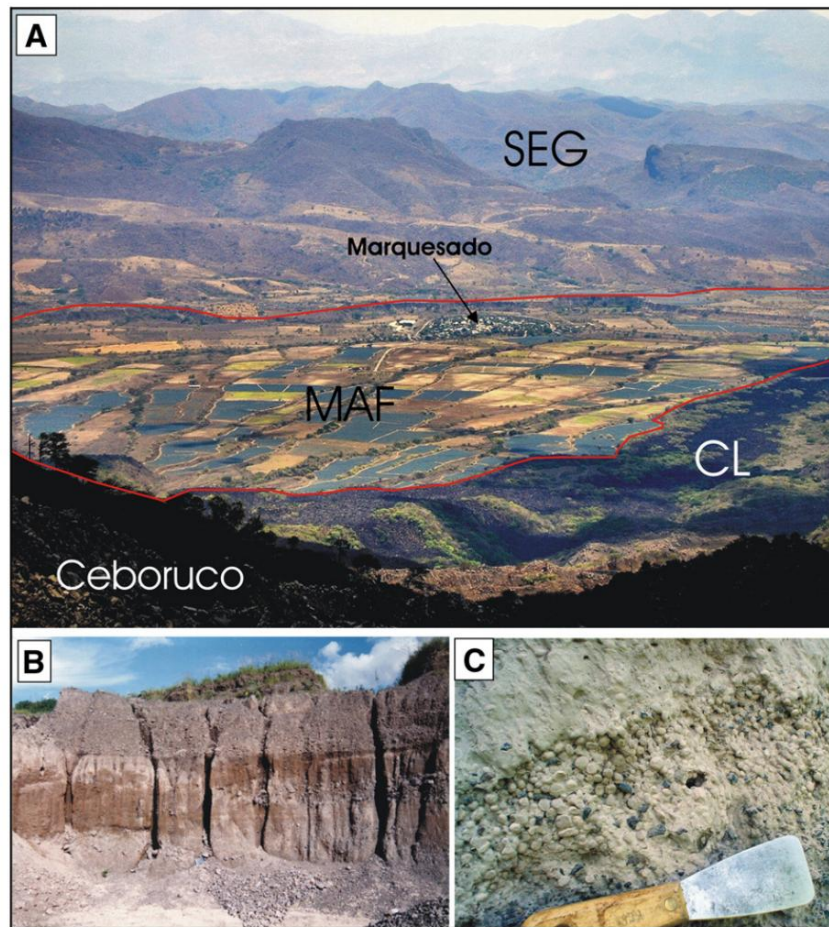


Fig. 11. (A) Vista desde el borde del cráter de 1870 hacia el abanico de cenizas de Marquesado (MAF). También se señalan la Sierra El Guamúchil (SEG) y la colada de lava del Ceboruco (CL). (B) Afloramiento que muestra depósitos de facies proximales del abanico de Marquesado (flujos piroclásticos y oleajes) en una cantera cerca del pueblo de Copales al S de Ceboruco. (C) Primer plano de los depósitos de facies medial a distal del abanico de cenizas de Marquesado que muestra una capa de flujo piroclástico con abundante lapilli accrecionario.

a menudo son reelaborados o erosionados y los depósitos de facies distales incluyen principalmente depósitos de flujo de ceniza con pocos líticos y clastos de piedra pómez redondeados intercalados con capas menores enriquecidas con líticos y lluvia radiactiva con abundante lapilli accrecionario (Fig. 11C).

Los datos sobre el relleno del foso debajo del abanico Marquesado se obtuvieron en el pozo CB-1 (Fig. 4) perforado por CFE en la parte proximal del abanico a una altura de 1100 m snm (Ferrari et al., 2003). Después de perforar 200 m de flujos de lava de andesita de Ceboruco, se encontraron 50 m de riolita sustentados por 160 m de lavas basálticas. Debajo de esa secuencia se alcanzó un conglomerado fluvial de 70 m de espesor a una altitud de 620–690 m snm. Bajo las partes distales del abanico Marquesado ocurren conglomerados debajo de los 750 m snm mientras que debajo de la facies medial del abanico (en los valles profundamente incisos de el río Ahuacatlán), los conglomerados se presentan por debajo de los 850 m snm. Tal distribución implica un cambio de tiempo hacia el sur del río Ahuacatlán. Por lo tanto, los principales conglomerados fluviales parecen formar la base del abanico Marquesado (Figs. 3 y 4). Con este conocimiento es posible estimar el espesor máximo del abanico rastreando la superficie de los conglomerados encontrados en CB-1 hasta los afloramientos en el sistema fluvial actual. Un espesor máximo para los depósitos de abanico de ca. Se obtienen 100 m. De estos, ca. 60 m corresponden a depósitos formados por la erupción del Jala. Multiplicando el área ocupada por el abanico (38.75 km²) con un espesor promedio estimado de depósitos de Ceboruco de ca. 30 m da como resultado un volumen total de 1,1 km³. La morfología actual de la cumbre de Ceboruco con grandes muescas en las paredes exterior e interior del cráter S y SW facilitará aún más el emplazamiento de flujos impulsados por la gravedad hacia el .

Abanico marquesado block-and-ash en el futuro. El alto riesgo asociado para la población que habita en el abanico es evidente.

La disponibilidad de agua de los ríos ha permitido el desarrollo de plantaciones de caña de azúcar, a pesar de la naturaleza areno-gravosa del sustrato del abanico. Además, los pueblos de Marquesado y Uzeta (población total de ca. 2340 habitantes, sin contar ranchos dispersos; censo de INEGI, 2005) están situados dentro de los dominios de depósito del bloque y abanico de cenizas de Marquesado. Además, Ahuacatlán, Valle Verde y Tetitlán (total de 8017 habitantes, censo INEGI, 2005) se ubican a corta distancia de los márgenes del abanico. En este contexto cabe mencionar que el pueblo de Ahuacatlán existe desde hace cientos de años durante los cuales ha sido destruido por inundaciones y posteriormente reconstruido en varias ocasiones (p.ej. Tello, 1968). Tetitlán significa "lugar pedregoso" en náhuatl, pero su ubicación actual sobre fértiles suelos arcillosos no coincide con esta descripción. Los historiadores de Arregui (1946) y de Ciudad Real (1976) insinúan que Tetitlán estuvo ubicado originalmente en el abanico de cantos rodados antes de que fuera abandonado y trasladado a su posición actual. En resumen, el ventilador de bloques y cenizas de Marquesado ciertamente no debería ser la primera opción para futuros proyectos que involucren la construcción de grandes infraestructuras.

9. Ventilaciones monogenéticas

Las erupciones del Cuaternario tardío en el área de estudio no se limitan al cráter de Ceboruco sino que también se concentran a lo largo de 2 km de ancho y ca. Franja de 30 km de largo dentro del graben de Ceboruco. Monogenético

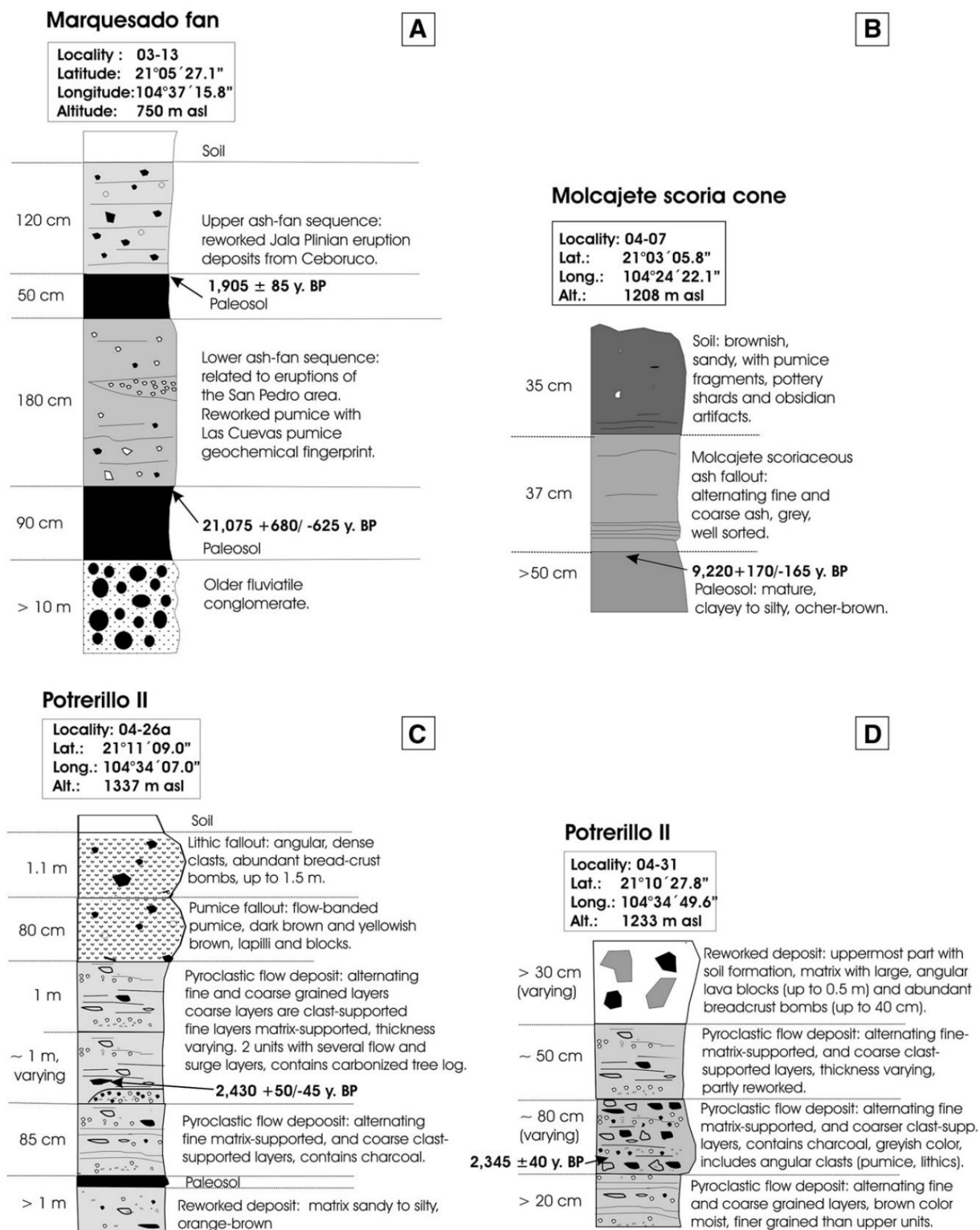


Fig. 12. Secciones estratigráficas de afloramientos donde se obtuvieron muestras de radiocarbono datando el abanico de Marquesado (A), el cono de escoria de Molcajete (B) y el cono de toba de Potrerillo II (C y D).

los volcanes están alineados NW-SE a lo largo de esta zona de debilidad de la corteza que es paralela al límite norte del foso y cruza el área de la cumbre de Ceboruco (Figs. 3 y 4). Incluyen conos de escoria de andesita basáltica, domos de lava silícica y conos de toba piroclástica, cuyos estilos de erupción fueron bastante diversos. Todos los volcanes monogenéticos son más antiguos que la piedra pómez pliniana Jala que los cubre. Las edades K-Ar y Ar-Ar existentes (Petroni et al., 2001; Ferrari et al., 2000, 2002; Frey et al., 2004) lo han confirmado. Los conos de escoria fueron típicamente construidos por un inicial

fase "estromboliana", seguida de la emisión de flujos de lava (Martin y Németh, 2006). Los domos de lava ocurren como edificios aislados o están aglutinados en complejos de domos (Figs. 4, 13 y 14). Algunos domos fueron construidos únicamente por actividad efusiva, mientras que otros fueron precedidos por actividad explosiva magmática freato-magmática y/o subpliniana. Tres conos de toba piroclástica bien conservados (Potrerillo I, Potrerillo II y San Juanito) están ubicados al NW de Ceboruco (Figs. 3, 4 y 13).

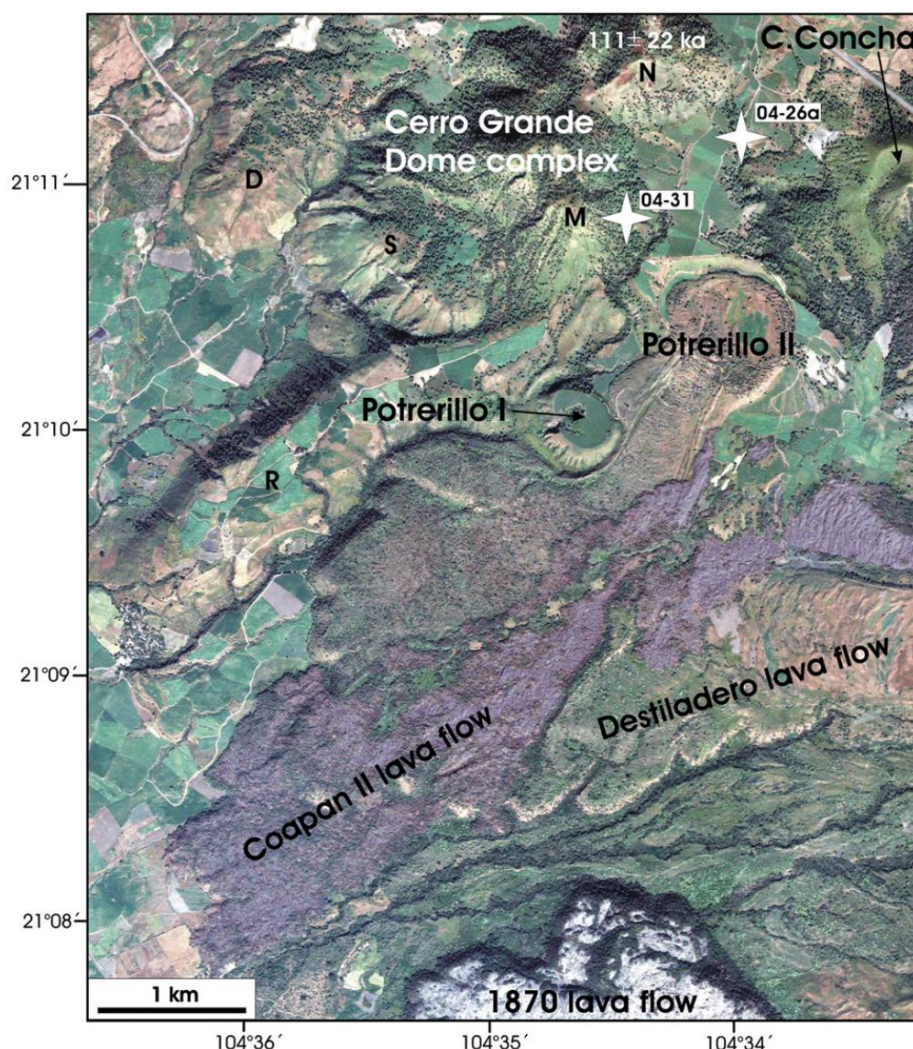


Fig. 13. Imagen de satélite que muestra los conos de toba de Potrerillo y los domos asociados, así como la ubicación de las muestras de radiocarbono 04-31 y 04-26a. También se representan el complejo del domo de Cerro Grande (N, M, S) y los flujos de lava asociados (D y R), así como el flujo de lava del Destiladero, el flujo de lava de Coapan II y el cono de escoria del Cerro de la Concha.

Las relaciones estratigráficas y los productos de los volcanes monogenéticos del Holoceno fechados en este estudio se describirán con más detalle a continuación.

Los parámetros morfométricos determinados siguiendo los métodos descritos por Porter (1972) y Wood (1980), así como las composiciones que caracterizan las fumarolas monogenéticas, se resumen en la Tabla 4.

Los volúmenes de los edificios monogenéticos se calcularon utilizando programas GIS (ILWIS y ArcViewGIS). Cada edificio monogenético fue delineado y su volumen calculado por interpolación TIN (Red Irregular Triangulada) utilizando el programa ArcViewGIS (Tabla 4). Este procedimiento de cálculo de volumen es adecuado para cuerpos geoméricamente regulares con una base más o menos plana. Dado que los flujos de lava a menudo se caracterizan por un área de emplazamiento muy irregular, sus volúmenes se calcularon con un método más simple (de la misma manera que los flujos de lava de Ceboruco, consulte la Sección 6). En la Fig. 10B se muestra un gráfico que representa edades, composiciones y volúmenes de edificios monogenéticos del Holoceno.

9.1. Conos de escoria

Un total de 18 conos de escoria y flujos de lava asociados ocurren en el graben de Ceboruco dentro del área de estudio (Fig. 3). Los volúmenes de los conos varían entre 0,007 y 0,15 km³ y los volúmenes de los flujos de lava asociados varían entre 0,01 y 0,65 km³ (Tabla 4). Sus composiciones también varían considerablemente, desde basalto (Balastre I, Fig. 14) hasta andesita con alto contenido de sílice (Cerro de la Concha, Fig. 13) (ver también Figs. 3 y 4, Tabla 4).

Sus edades (Frey et al., 2004) oscilan entre 521 ± 15 ka (Pedregal

conos, Fig. 15) y 2 ± 31 ka (San Juanito). Con base en las edades C-14 y Ar–Ar existentes se puede decir que durante los últimos 12.000 años se colocaron al menos 6 conos de escoria (Molcasete, Molcasetillo, Balastre I, Balastre II, Ceboruco, San Juanito), lo que arroja un promedio intervalo de recurrencia de ca. 2000 años (Cuadro 5).

Al SE de Ceboruco, en los márgenes del área de estudio, el vulcanismo monogenético reciente dentro del graben de Ceboruco se concentra en el área SE de Ixtlán del Río donde se encuentran seis conos de escoria basáltica-andesítica (Cristo Rey, Pedregal I y II, Pata de Gallo, La Atarjea y Pilareño) se presentan alineados en dirección NW-SE (Fig. 15).

Desafortunadamente, solo hay dos fechas disponibles para los productos de estos conos de escoria. Cristo Rey ubicado dentro del área urbana de Ixtlán del Río fue fechado en 403 ± 15 ka (Frey et al., 2004) y un flujo de lava más antiguo probablemente asociado a La Atarjea (Fig. 15) fue fechado en 521 ± 15 ka (Frey et al., 2004). Este flujo consta de al menos dos unidades de flujo, que cubren una vasta área de ca. 22,30 km² y tienen un volumen total de 1,8 km³ (Figs. 4 y 15). El escudo de lava emitido por el cono de escoria de Pata de Gallo cubre este flujo más antiguo. El cono de escoria del Pedregal II estaba rodeado por las lavas del escudo de Pata de Gallo y, por lo tanto, es más antiguo que Pata de Gallo.

Se necesitan más fechas radiométricas para establecer una cronología eruptiva detallada en esta zona.

Otros conos de escoria más antiguos en el área de estudio son Gavilán (108 ± 22 ka), Molcasetillo, Cerro de la Concha (76 ± 18 ka) y Tunita al NW, y Peña Colorada (85 ± 19 ka) al SE de Ceboruco (Frey et al., 2004). De estos, solo Gavilán produjo un pequeño flujo de lava visible.

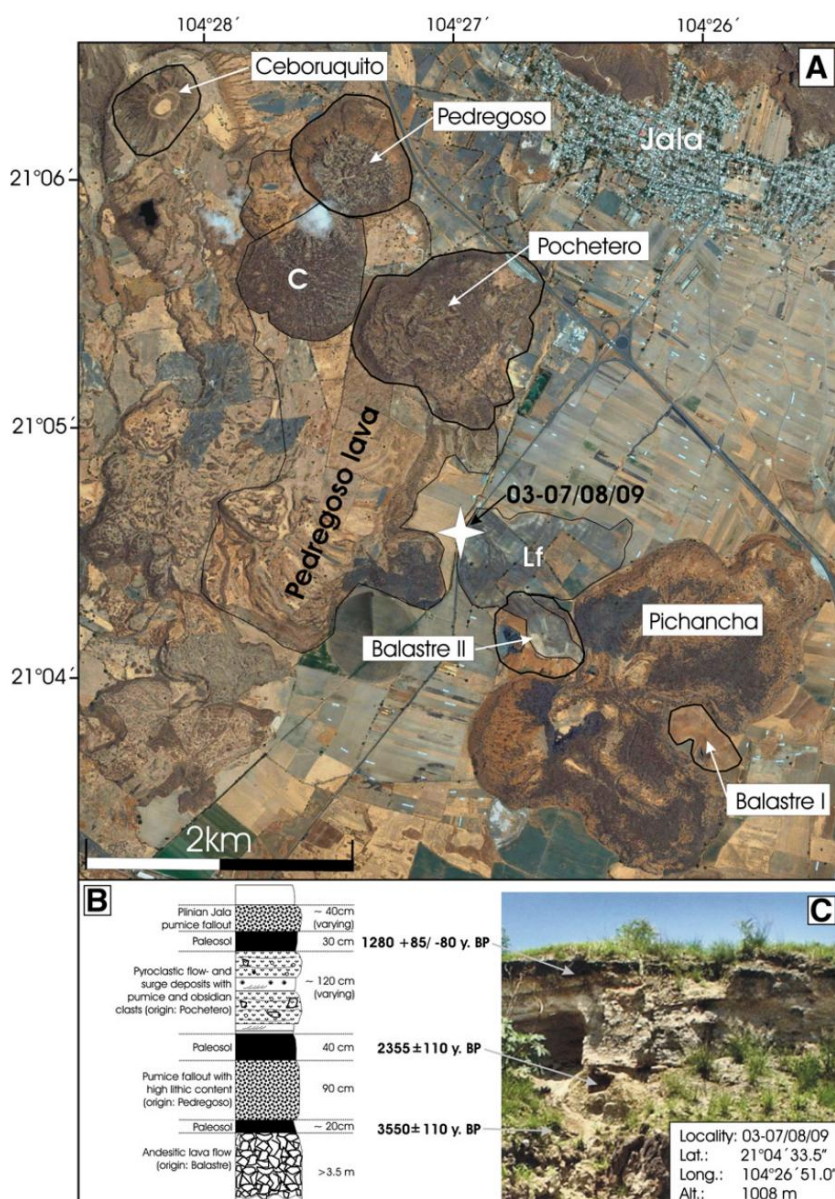


Fig. 14. (A): Imagen de satélite que muestra los respiraderos monogenéticos (cúpulas y conos de escoria) en el flanco SE de Ceboruco. Sección estratigráfica (B) y foto (C) que indican la ubicación de los paleosuelos fechados (ubicación 03-07/08/09 en A).

En contraste, el cono de escoria de Los Amoles (Figs. 3 y 4) datado en 0.14 ± 0.08 Ma (Petrone et al., 2001) produjo al menos dos flujos de lava de hasta 13.4 km de largo con un volumen combinado de ~ 0.6 km³ El Agujerado escoria cono (Figs. 3 y 4) fechado en 34 ± 7 ka (Frey et al., 2004) también emitió un flujo de lava con un volumen de 0,1 km³

Los conos de escoria del Holoceno incluyen Molcajete, Balastre I y II y Ceboruquito (Fig. 14) en el lado este de Ceboruco, y Molcajetillo y San Juanito en el lado oeste (Tabla 4). Fechamos el cono de escoria de Molcajete ubicado a 10 km al SE del cráter de Ceboruco en 9220 ± 170 / - 165 años AP (Tablas 1 y 4, Figs. 3 y 12B). El cono de escoria de Molcajete fue fechado previamente con Ar40/Ar39 en 54 ± 20 ka (Frey et al., 2004). Teniendo en cuenta las incertidumbres inherentes a los diferentes métodos de datación, así como la naturaleza de los materiales fechados, la nueva fecha de radiocarbono para Molcajete es sin duda más precisa y confiable. El cono de escoria de Molcajetillo es morfológicamente similar al Molcajete y por lo tanto podría tener una edad similar.

Edades determinadas por Frey et al. (2004) están disponibles para el cono de escoria de Molcajetillo (12 ± 11 ka) y para San Juanito (2 ± 31 ka). Debido a sus grandes errores, estas edades no son de mucha utilidad para establecer una cronología refinada, pero confirman la juventud de estos conos (Figs. 3 y 4).

Finalmente, vale la pena señalar que el cono de escoria de El Nogal (No. 9 en la Fig. 3) no ha sido mencionado antes en la literatura. Este cono está ubicado en el escarpe de falla que delimita el borde norte del graben cerca de los pueblos de Las Coles y El Nogal (Figs. 3 y 4).

9.2. Conos de toba piroclástica

Además de los conos piroclásticos (Cono piroclástico I, Cono piroclástico II y Pre-El Centro) dentro del cráter interno de Ceboruco (descritos en la Sección 6), un total de tres conos de toba (SW-NE alineados Potrerillo I y II, y San Juanito) ocurren al NW de Ceboruco (Figs. 3, 4 y 13). En el caso de San Juanito una fase freatomagmática inicial produjo un cono de toba cuyo cráter fue ocupado posteriormente por un cono de escoria. De manera similar, los domos de lava de Potrerillo fueron emplazados después de una fase freato-magmática que previamente había formado un anillo de toba (Figs. 12C, D y 13). San Juanito y Potrerillo II también hicieron erupción abundantes bombas de corteza de pan del tamaño de dm de hasta 1,5 m de diámetro. El Potrerillo II es más joven que el Potrerillo I ya que su flujo de lava se vio obligado a rodear el domo de Potrerillo I, lo que fue un obstáculo para su emplazamiento (Fig. 13). Los depósitos freatomagmáticos de Potrerillo II

Cuadro
4 Parámetros morfométricos (determinados siguiendo los métodos de Porter, 1972; Wood, 1980) que caracterizan los respiraderos monogenéticos (conos de escoria y domos de lava) ubicados en las cercanías de Ceboruco (Fig. 3). Fechas radiométricas de Petrone et al. (2001), Ferrari et al. (2003) y Frey et al. (2004)

Conos de escoria														
Nombre	Edad	Composición SiO2	Diámetro basal del cono (WCO)	Altura del cono (Hco)	Diámetro del cráter (Wcr)	hco/ WCO	wcr / WCO	Dirección máx. WCO	Área cubierta por lava	Grosor promedio	Longitud máxima del flujo de lava	Relación de aspecto	Volumen cono	Volumen total
		(% en peso)	(metro)	(metro)	(metro)				(km2)	(metro)	(km)	(L/T)	(km3)	(km3)
cerro Colorado	430 ± 0,17 ka	B 52,00	445	60	182.5	0,13	0,41	NO-SE — —				—	0.009	0.009
cristo rey	403 ± 15 ka	BA 56,78	(430–460) 665	100	(180–185) 200	0,15	0,30	NW-SE	1.88	50	—	—	0.01	0.1
El Nogal	nd		(650–680) 215?	80		? ?	— —	0,13 0,27 NW-SE — —				—	0.003	0.003
Pedregal yo		57,90	640	80	?							—	0.02	0.02
Pedregal III		57,30	(630–650) 680	120	205 (130– 280) 170	0,18	0,26	NO-SE — —				—	0.02	0.02
Gavilán	108 ± 22 ka	A 58,17	(660–700) 665	80	(160–180) 190	0,12	0,32	NNE-SSO 0,9		80	1.7	17	0.02	0.09
Peña Colorada	85 ± 19 ka	AB 54.09	(630–700) 690	100	(180–200) 270	0,14	0,39	NO-SE — —				—	0.02	0.02
Molcajetito nd		57.18	(660–720) 410	80	(240–250) 285	0,20	0,60	— —				—	0.007	0.007
C. de la Concha	76 ± 18 ka	59,30	(740–760) 470	140	(275–295) 140	0,19	0,38	NNE-SSO — —				—	0.05	0.05
La Tunita		BA 53.54	(420–520) 865	80	(240–250) 285	0,17	0,30	NNE-SSO — —				—	0.01	0.01
Los Amoles	~57 ± 50 ka	BA 52.56	(840–890) 705	220	(280–310) 290	0,25	0,34	N-S	18.84	30	13.4	134	0.08	0,65
agujerado	~34 ± 7 ka	B 51,90 (1)	(630–780) 1250	120	(280–300) 495	0,17	0,41	NW-SE	6.61	15	7.03	117.2	0.02	0.12
Molcajetillo 12 ± 11 ka		BA 53.49	(1200–1300) 805	240	(450–540) 215	0,19	0,40	NNE-SSO — —				—	0.15	0.15
Molcajete	9920 ± 170/ ~165 año BP	BA 54.00	(780–1130) 585	240	(210–220) 210	0,25	0,23	NW-SE	6.74	15	7.3	486.7	0.13	0.23
Ceboruquito nd		AB 53.34	(490–680) 705	120	(180–240) 315	0,21	0,36	NNE-SSO 9,93		15	8.5	566.7	0.01	0.16
Balastre II		BA 55.74	(670–740) 460	100	(300–330) 195	0,15	0,45	NW-SE	0.8	15	1.9	126.7	0.02	0.032
Balastre I		B 51.69	(320–600) 300	80	(160–230) 142,5	0,17	0,42	NO-SE — —				—	0.005	0.005
San Juanito	2 ± 31 ka	BA 53.66		80	(135–150)	0,27	0,48	— —				—	0.01	0.01
cúpulas de lava														
Nombre	Edad	Composición SiO2	Área cubierta por lava		Espeor promedio	Longitud máxima del flujo de lava		Domo de volumen		Volumen total				
		(% en peso)	(km2)		(metro)	(km)		(km3)		(km3)		(km3)		
cerro grande norte	111 ± 22 ka	D/67.9(1)	1.44		120	1.44								
cerro grande m		R/70.33	3.26		100	3.26								
cerro grande s		R/—	—											
domo de lava cerro alto	63 ± 7 ka	R 69,82 3550 ± 110	— — 0,14 4,27 (LF)					1,85					2,35	
domo de lava pedregoso	años BP R 70,81				50	4.8		0.2 (Do+C)					0,14	
Domo de obsidiana	2355 ± 110 años AP R 74,14		+1,44 (Do+C) — — 0,14			1.1							0,41	
pochetero Potrerillo I	domo de lava NPotrerillo	D nd	— — 0,02										0.14	
II Potrerillo II	domo de lava 2345 ± 40 años BP D 64.5 2430 + 50/ ~45 años BP		3.34		100	4.05		—					0.3 (Do+LF)	
Pichancha coulée	N1060 ± 55 años BP D 63.4 b2355 ± 110 años							—					0.34	

(1) Contenido de SiO2 de Frey et al. (2004) + contenido de SiO2 (después de la normalización).
Do = cúpula, LF = flujo de lava, C = coulée.
Domo de lava en anillo de toba.
Cono de escoria en anillo de toba.
? Cono destruido por la minería.
basalto B.
BA andesita basáltica.
Una andesita.
D dacita.
R riolita. y
no determinado.

Tabla 5
Volumenes erupcionados, composiciones, intervalos de recurrencia y tasas de erupción para diferentes tipos de erupciones del Holoceno en Ceboruco y áreas aledañas. Tenga en cuenta que el volumen del abanico de cenizas de Marquesado (1,1 km3 en aprox. 21 000 años), así como los volúmenes de oleada piroclástica, lluvia de cenizas, etc., no se consideran en estos cálculos simplificados.

	Nº de erupciones	Volumen total (km3)	Composición	Intervalo de recurrencia (años)	Tasa de erupción (km3 /1000 años)	% de la tasa de erupción total
Conos de escoria	6 en 12,000 años	0,6	Andesita basáltica	2000	0,05	1,11
Domos monogenéticos	5 en 10,000 años	1,2	Dacita y riolita	2000	0,12	2,65
Flujos de lava de Ceboruco	7 en 1000 años	4	andesita y dacita	143	4,0	88,50
Piedra pómez ceboruco pliniana	1 en 10,000 años	3–4	riodacita	10,000 (?)	0,35 (?)	7,74
					totales: 4,52	100%

contienen abundante carbón fechado en 2345±40 años AP en el sitio 04-26a y en 2430 +50/-45 años AP en el sitio 04-31 (Fig. 12C y D) en los flancos del complejo del domo de Cerro Grande (Figs. 3, 4 y 13). La ligera diferencia de estas edades probablemente esté relacionada con la naturaleza de las piezas carbonizadas que incluyen una rama con un diámetro de 4 cm y un tronco más grande con un diámetro de unos 15 cm.

La secuencia del cono de toba de Potrerillo II (Fig. 12C y D) incluye múltiples depósitos de flujo piroclástico y oleaje freato-magmático cubiertos por una secuencia de lluvia radiactiva que contiene piedra pómez en bandas seguida de una segunda secuencia de lluvia radiactiva de piedra pómez con abundantes bombas de corteza de pan traquidacítica. El domo de lava Potrerillo II colocado posteriormente y el flujo asociado también tienen una composición traquidacítica, pero tienen un contenido de sílice ligeramente más bajo (Tabla 4).

9.3. cúpulas de lava

El área al W de Ceboruco está ocupada por los complejos de domos de lava de Tetitlán e Ixletes (Fig. 3) que están asociados al complejo de domos más grande de San Pedro. Los domos de lava en el área de estudio son de composición dacítica a riolítica y sus volúmenes varían entre ca. 0,02 (Potrerillo I) y 0,6 km3 (Cerro Grande).

Los domos de lava más antiguos incluyen un grupo de tres domos que forman el complejo Cerro Grande (Fig. 13) y el domo riolítico de Cerro Alto (Fig. 3) fechados en 64±7 ka (Frey et al., 2004). El domo más al norte del complejo Cerro Grande entró en erupción hace 111 ±22 ka (Frey et al., 2004). Un flujo de lava dacítico y riolítico con un volumen combinado de 0,5 km3 están asociados con este complejo de domos (D y R en la Fig. 13).

Los domos de lava más jóvenes revelan historias eruptivas complejas, como es el caso de los domos de lava de Potrerillo (ver Sección 9.2). Los domos silícicos de Pedregoso y Pochetero (Fig. 14) en los flancos orientales de Ceboruco fueron fechados en 3550 ± 110 y 2355 ± 110 años AP respectivamente (Cuadro 1). La emisión de ambos domos de lava estuvo precedida por actividad explosiva (Fig. 14B) cuyos depósitos están sustentados por paleosoles que se muestran en el afloramiento 03-07/08/09 ubicado en la carretera que conecta Ahuacatlán y Jala (Fig. 14A). Este afloramiento reveló la secuencia eruptiva de los domos monogenéticos cercanos Pedregoso y Pochetero, y el cono de escoria Balastre I. Con base en observaciones directas y fechas de radiocarbono obtenidas en este afloramiento específico (Fig. 14C), la secuencia eruptiva es la siguiente: Después de la formación de los conos de escoria Balastre I y II, y el emplazamiento de un flujo de lava asociado (Lf en la Fig. 14A) a se desarrolló el paleosol. Este paleosuelo fue fechado en 3550±110 años AP. Esta fecha representa una edad máxima para un depósito de precipitación de piedra pómez suprayacente. Los clastos de lapilli analizados de esta precipitación tienen una huella química que apunta hacia el cercano

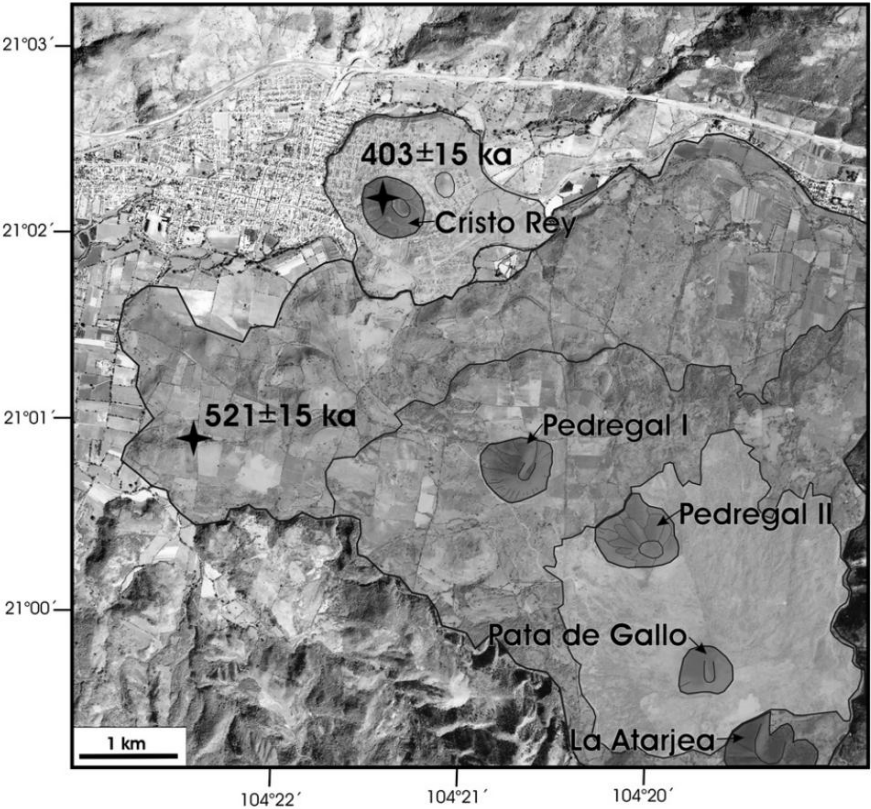


Fig. 15. Fotografía aérea que muestra los conos de escoria alineados NO-SE al SE de Ixtlán del Río (Cristo Rey, Pedregal I, Pedregal II, Pata de Gallo y La Atarjea), así como los límites de dos flujos de lava asociados. Las ubicaciones de las muestras fechadas Ar-Ar (Frey et al., 2004) y K-Ar (Petrone et al., 2001) están indicadas por estrellas.

flujo de lava traquidacítica del Pedregoso (Fig. 14A). Este flujo se emplazó durante las primeras etapas de la erupción del domo de Pedregoso. Especulamos que el respiradero desde el cual se originó la precipitación de piedra pómez es el mismo desde el cual se emitieron el flujo y el domo de Pedregoso durante las últimas etapas de la erupción (Fig. 14). La precipitación de piedra pómez incluye una variedad de clastos xenolíticos que incluyen abundante escoria roja que es similar a la escoria del cercano cono Ceboruquito más antiguo. En resumen, creemos que la precipitación de piedra pómez lapilli corresponde a una fase explosiva subpliniana inicial que precedió al emplazamiento del flujo de lava traquidacítica de Pedregoso y al domo de riolita de Pedregoso posterior. Los clastos de escoria roja fueron recogidos de depósitos más antiguos de Ceboruquito en el respiradero. La granulometría (principalmente lapilli) y la distribución del depósito de caída de piedra pómez, que se presenta alrededor de La Pichancha coulée así como en todo el valle de Jala (Fig. 14) también favorecen un origen de una chimenea enterrada debajo del domo Pedregoso.

Un suelo sobre el depósito de precipitación de piedra pómez (Fig. 14B) fue fechado por radiocarbono en 2355 ± 110 años AP. Este suelo está cubierto por una secuencia de depósitos piroclásticos de flujo y oleaje que se originaron en el domo de riolita de Pochetero (Figs. 3, 4 y 14A). Depósitos de facies proximales de esta secuencia afloran directamente debajo del domo de riolita de Pochetero. Finalmente, la última erupción en esta zona produjo el coulée La Pichancha (Fig. 14), que no está cubierto por depósitos de Pedregoso ni de Pochetero, pero está cubierto por la precipitación pliniana de Jala. Esto significa que La Pichancha es más joven que 2355 ± 110 años AP (Pochetero) pero mayor que 1060 ± 55 años AP (Jala).

De lo anterior se puede concluir que durante los últimos 10.000 años se formaron en los alrededores de Ceboruco un total de 5 domos monogenéticos silíceos (Pedregoso, Potrerillo I, Potrerillo II, Pochetero y Pichancha) con un volumen total de 1.2 km³. intervalo de recurrencia de 2000 años y una tasa de erupción promedio de 0,12 km³ / 1000 años (Cuadro 5). Además, es interesante notar que estos 5 domos fueron emplazados en un período de tiempo que duró solo 2000 años (entre 3550 ± 110 años AP y aproximadamente 1500 años AP).

10. Conclusiones e implicaciones para los estudios de amenazas y la arqueología

Durante este estudio se obtuvieron 13 nuevas fechas de radiocarbono. Los seis que datan de la erupción pliniana de Jala ayudaron a restringir aún más la edad de esta erupción más importante de Ceboruco y, además, determinar una edad calibrada exacta de 990-1020 d.C. También se obtuvieron las edades de un cono de escoria (Molcajete), dos domos de lava (Pochetero y Pedregoso) así como un cono piroclástico (Potrerillo II), que previamente no estaban datados (o las edades tenían grandes errores). Un paleosuelo debajo de la lluvia de cenizas del cono de escoria de Molcajete (SE de Ceboruco) arrojó una edad de 9220 ± 170 –165 años AP, y paleosuelos debajo de depósitos piroclásticos relacionados con los domos riolíticos de obsidiana de Pochetero y Pedregoso arrojaron edades de 2355 ± 110 y 3550 ± 110 años AP respectivamente. Dos muestras de carbón en depósitos de flujo piroclástico del domo dacítico de Potrerillo fueron fechadas en 2345 ± 40 y 2430 ± 50 –45 años AP. Finalmente, la edad más antigua de 21.075 ± 680 –625 años AP se determinó en un paleosol debajo de una secuencia de flujos piroclásticos y lahares que forman la parte estratigráficamente inferior del prominente abanico de cenizas de Marquesado al SO del volcán. Estas nuevas dataciones por radiocarbono, el estudio de los documentos históricos junto con el mapa geológico y los datos estratigráficos, la determinación de los volúmenes erupcionados y las tasas de erupción, ayudaron a contribuir a los datos ya existentes y, por tanto, a avanzar un paso más hacia el importante objetivo de obtener un historia eruptiva más completa apoyada por la edad de Ceboruco y los respiraderos monogenéticos circundantes.

La actividad volcánica se distribuye de manera desigual a lo largo de la TMVB. En el occidente del TMVB las erupciones ocurren con mayor frecuencia en el volcán de Colima, pero este estudio muestra que el volcán Ceboruco debe ser considerado como otra fuente probable de actividad potencial en el futuro cercano.

Aunque la historia eruptiva temprana de Ceboruco aún permanece en gran medida en las sombras, su historia más reciente podría desentrañarse en parte. Respectivamente,

su actividad aumentó sustancialmente y alcanzó su punto máximo alrededor de 990-1020 d. C. en una erupción pliniana sin precedentes de gran magnitud (VEI=6) que expulsó un gran volumen (3-4 km³ DRE) de materiales riodacíticos pómez (Gardner y Tait, 2000).

Durante los siguientes 500 años el volcán permaneció bastante activo hasta la llegada de los españoles a principios del siglo XVI. Durante este lapso de tiempo, se emplazó un total de 6 flujos de lava con actividad de flujo de bloques y cenizas. El volumen y la composición de estas lavas cambiaron sistemáticamente a lo largo del tiempo. El primer flujo de lava (Copales) fue dacítico con un gran volumen de 2,11 km³ mientras que el último flujo de lava (Ceboruco) fue andesítico con un pequeño volumen de solo 0,16 km³ (Figs. 6, 10; Tabla 3). Después de un período de más de 300 años de relativa inactividad, Ceboruco despertó en 1870 y permaneció activo hasta 1875. El principal producto de esta erupción histórica es un flujo de lava dacita de 7,7 km de largo con un volumen de 1,14 km³ (Tabla 3). Su emplazamiento estuvo nuevamente acompañado por la producción frecuente de flujos de bloques y cenizas que se desprendieron del frente de flujo de lava que avanzaba.

Con los antecedentes anteriores en mente, parece seguro asumir que el próximo período de actividad muy probablemente producirá nuevamente un flujo de lava con flujos de bloques y cenizas que lo acompañen. La documentación histórica de la erupción de 1870-1875 arroja algo de luz sobre el posible curso de los acontecimientos y la duración aproximada de una futura erupción hipotética de este tipo, que sin duda será precedida por meses de actividad sísmica y una mayor actividad fumarólica antes de la aparición real de lava viscosa. cerca de la zona de la cumbre. Debido a la morfología actual del área del cráter, lo más probable es que un nuevo flujo de lava de andesita/dacita fluya cuesta abajo en los flancos SO de Ceboruco. Los flujos de bloques y cenizas que lo acompañan también se canalizarán a lo largo de las barrancas que drenan el volcán hacia el SO. Tales flujos piroclásticos letales depositarán su carga principalmente en el área actualmente ocupada por el abanico de cenizas de Marquesado. La evacuación preventiva de las aldeas y el cierre de carreteras (incluida la autopista n.º 15) provocaría graves trastornos.

Una repetición de la erupción pliniana de Jala parece poco probable, pero no debe descartarse por completo. Tal erupción no solo tendría efectos devastadores en los pueblos cercanos (por ejemplo, Jala y Ahuacatlán) y las áreas agrícolas circundantes, que quedarían sepultadas bajo varios metros de piedra pómez y ceniza, sino que también arrasaría la autopista núm. 15 conectando a Guadalajara con la costa del Pacífico. Si los vientos dominantes durante la erupción soplaran hacia el NE (como ocurrió durante la erupción de Jala), cantidades sustanciales de piedra pómez y ceniza se depositarían dentro del área de captación del Río Santiago (Fig. 16), que representa el drenaje más importante del occidente del centro de México hacia el Pacífico. El Río Santiago (Fig. 16) se encuentra a sólo 23 km (distancia más corta al NE) de Ceboruco. Allí, a 34 km de distancia del volcán, se convertirían seguramente la represa y central hidroeléctrica El Cajón (750 MW, una de las más grandes de México) de reciente construcción, así como la represa La Yesca (750 MW, actualmente en construcción). afectado por copiosos lahares derivados de los depósitos plinianos de lluvia radiactiva. Aunque la vida útil de tales represas se limita a varias décadas, tal escenario tendría graves implicaciones y queda por dilucidarse con más detalle en el futuro.

El estudio de los depósitos de lahar de Jala a lo largo de las orillas del Río Santiago representa un proyecto importante que no solo producirá información valiosa sobre posibles peligros futuros, sino que también contribuirá a la arqueología de esta región. En este contexto, debe mencionarse que la erupción pliniana de Jala coincide aproximadamente en tiempo y magnitud con la última erupción pliniana de Popocatepetl, que ocurrió ca. 1100 años AP en el centro de México (eg Siebe et al., 1996a; Siebe y Macias, 2006). Los lahares derivados de la precipitación pliniana primaria de la erupción de 1100 años AP en Popocatepetl arrasaron el valle de Puebla y afectaron severamente a importantes ciudades prehispánicas como Cholula y Xochitécatl (Siebe et al., 1996b).

Ambas erupciones, Jala y Popocatepetl, se enmarcan dentro de la transición del período Clásico al Posclásico de la arqueología mesoamericana. Estos tiempos se caracterizaron por migraciones e importantes cambios culturales. Desafortunadamente, el papel y el impacto de

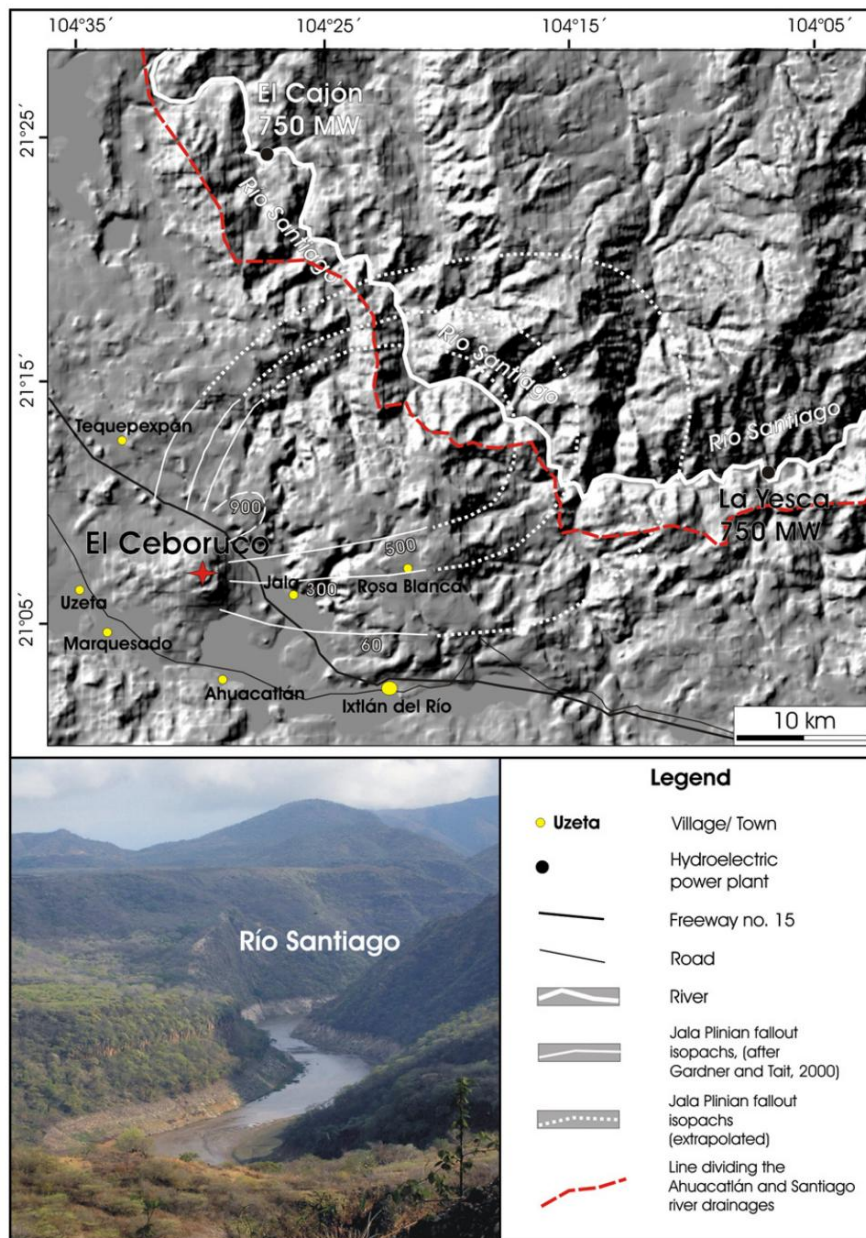


Fig. 16. Mapa croquis que muestra la posición de Ceboruco y las isópacas de precipitación de piedra pómez pliniana de Jala con respecto al área de captación del Río Santiago. Los lahares derivados de la precipitación pliniana primaria podrían afectar seriamente la operación de las centrales hidroeléctricas El Cajón y La Yesca (actualmente en construcción) existentes. La ceniza húmeda que cae sobre las líneas eléctricas también podría causar serios problemas de transmisión y cortes de energía.

erupciones volcánicas sobre el desarrollo de las civilizaciones prehispánicas aún permanece en gran parte inexplorado.

Una erupción pliniana de Ceboruco seguramente también tendría un impacto en lugares más distales. La lluvia de ceniza podría llegar fácilmente a Guadalajara (~1.6 millones de habitantes; censo INEGI, 2005), ubicada a 130 km al E, donde causaría interrupciones en el transporte, más notoriamente en la seguridad aérea, entre otras molestias graves.

A partir del presente estudio, también queda claro que las erupciones futuras no solo deben esperarse del área del cráter de Ceboruco, sino también, en menor medida, de áreas adyacentes al NW y SE. Se han producido al menos 11 erupciones monogenéticas durante el Holoceno a lo largo de un estrecho de 2 km y ca. Franja de 30 km de longitud que corta el cráter del Ceboruco en dirección NW-SE (Fig. 4, Tabla 4). Durante la primera mitad del Holoceno se formaron 6 conos de escoria de andesita basáltica (Fig. 10B). Estas erupciones se iniciaron principalmente de forma "estromboliana" y terminaron con el emplazamiento de flujos de lava. Durante la segunda mitad del s.

La actividad monogenética del Holoceno (últimos 5000 años) consistió en el emplazamiento de 5 domos silíceos, la mayoría de los cuales fueron precedidos por una actividad explosiva violenta que era freato-magmática (p. Potrerillo I y II) o subpliniano (pe Pedregoso) de carácter. Esto significa que, en promedio, ocurrió una erupción monogenética cada 1000 años (Fig. 10B, Tabla 5). Aunque queda por hacer una gran cantidad de dataciones radiométricas, la base de datos existente actualmente permite concluir con toda certeza que el volcán Ceboruco y sus alrededores es uno de los más activos de todo el TMVB. En consecuencia, el monitoreo geofísico (especialmente la instalación de una red sísmica) y la construcción de un mapa de amenazas deberían ser obligatorios. Además, las autoridades de protección civil deberían iniciar un programa orientado a la mitigación de los riesgos volcánicos en esta región. Dicho programa debe incluir legislación sobre el uso de la tierra, implementación de políticas de desarrollo económico racional y una campaña de información pública eficiente.

Han transcurrido más de 130 años desde el final de la última erupción del Ceboruco. Todo este tiempo el volcán se ha mantenido en un estado de débil actividad fumarólica. En este punto, no es posible anticipar el momento de su próximo despertar, pero sería deseable que para entonces se implementaran medidas mínimas de preparación.

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por las becas CONACyT-50677-F y UNAM DGAPA IN-101006 a Claus Siebe. Agradecemos a Chris Eastoe (Laboratorio de radiocarbono, Tucson, Arizona) por fechar muestras de carbón y a Michael Abrams (Laboratorio de propulsión a chorro, Pasadena, California) por proporcionar imágenes Landsat financiadas por la NASA. Este trabajo es parte del trabajo de tesis doctoral de K. Sieron financiado por una beca de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Algunas de las fechas de radiocarbono fueron sufragadas por el proyecto DFG Ma-2440/1 (Ulrike Martin, investigador principal). E. Widom revisó amablemente una versión anterior del manuscrito. Los revisores de la revista, Lee Siebert y Dawnika Blatter, hicieron sugerencias constructivas para mejorar este artículo.

Referencias

Aguirre-Díaz, GJ, Labarthe-Hernández, G., 2003. Ignimbritas de fisura: origen fisura-fuente de ignimbritas voluminosas de la Sierra Madre Occidental y su relación con el fallamiento de Cuencas y Cordilleras. *Geología* 31 (9), 773–776.

Allan, JF, 1986. Geología de los grabens de Colima y Zacoalco, suroeste de México: ruptura del Cenozoico tardío en el cinturón volcánico mexicano. *Toro. Geol. Soc. Amer.* 97, 473–485.

Arce, JL, Macías, JL, Vázquez-Selem, L., 2003. La erupción pliniana de 10,5 ka del Nevado de Toluca, México: estratigrafía e implicaciones de amenazas. *Toro. Geol. Soc. Amer.* 115 (2), 230–248.

Banda, L., 1871. Breves noticias del Volcán del Ceboruco. *Boletín de la Sociedad de Geografía y Estadística de la República Mexicana*, Segunda época, tomo III. Imprenta del Gobierno en el Palacio de México, págs. 26–34.

Bárcena, M., 1875. Geología dinámica: Los terremotos. En Edición oficial., Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II. Tipografía de S. Banda, Guadalajara. 354 págs.

Barrera, T., 1931. Zonas mineras de los estados de Jalisco y Nayarit. *Bol. Inst. Geol. mín.* 51, 5–46.

Bell, B., 1971. Arqueología de Nayarit, Jalisco y Colima. En: Wauchope, R., Ekholm, GF, Bernal, I. (Eds.), *Handbook of Middle American Indians*, vol. 11. Prensa de la Universidad de Texas, Austin, págs. 694–753.

Browne, BL, Gardner, JE, 2004. La naturaleza y el momento del colapso de la caldera indicados por fragmentos líticos accidentales de la erupción del Volcán Ceboruco, México, del año ~1000 d.C. *J. Volcán. Geotermia. Res.* 130, 93–105.

Browne, BL, Gardner, JE, 2005. Transporte y deposición de material piroclástico de la erupción del Volcán Ceboruco, Nayarit, México, que formó una caldera del ~1000 d.C. *Toro. volcán.* 67, 469–489.

Caravantes, A., 1870. El Ceboruco. *La Naturaleza*, Periódico Científico de la Sociedad Mexicana de Historia Natural, Tomo 1. Imprenta de Ignacio Escalante, México, pp. 248–252.

Castro-Govea, R., Siebe, C., 2007. Estratigrafía del Pleistoceno tardío-Holoceno y datación por radiocarbono del volcán La Malinche, México. *J. Volcán. Geotermia. Res.* 162, 20–42.

Chertkoff, DG, Gardner, JE, 2004. Naturaleza y momento de las interacciones del magma antes, durante y después de la erupción del Volcán Ceboruco, que forma la caldera, México. *contribución Mineral. Gasolina.* 146, 715–

735. de Arregui, DL, 1946. En: Van Horne, J. (Ed.), Descripción de la Nueva Galicia. Escuela de Estudios Hispano-Americanos, Sevilla, España. 161 pp. de

Balbuena, B., 1627. El Bernardo. Editado por Jitrik, Noe (1988), Secretaría de Educación Pública, México DF, 172 págs.

de Ciudad Real, A., 1976. Tratado curioso y docto de las grandezas de la Nueva España. Editado por J. Gurriá Lacroix. Tomo II, segunda edición (primera edición, Madrid, 1872), UNAM, México, 272 p (Vol. 1), 482 p (Vol. 2).

de Mota y Escobar, A., 1966. Descripción geográfica de los Reinos de Nueva Galicia, Nueva Vizcaya y Nuevo León. Gobierno del Estado de Jalisco, Universidad de Guadalajara, Guadalajara, 130 p.

DeMets, C., Stein, S., 1990. Cinemática actual de la Placa de Rivera e implicaciones para la tectónica del suroeste de México. *J. Geophys. Res.* 95, 21931–21948.

DeMets, C., Traylen, S., 2000. Movimiento de la Placa de Rivera desde 10 Ma en relación con las placas del Pacífico y América del Norte y el manto. *Tectonofísica* 318, 119–159.

Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994. Tectónica regional del occidente de México y sus implicaciones para el límite norte del bloque Jalisco. *Geofis. En t.* 33, 139–151.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggeli, G., Petrone, CM, Manetti, P., 2000. Vulcanismo del Mioceno tardío y tectónica intraarco durante el desarrollo temprano de la Faja Volcánica Transmexicana. *Tectonofísica* 318, 161–185.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the south Sierra Madre Occidental, western Mexico: implicaciones for the late subduction history of the Farallón plate. *Tectónica* 21 (4) 17–24.

Ferrari, L., Petrone, CM, Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003. Geología de San Pedro-Ceboruco Graben, cinturón volcánico transmexicano occidental. *Rev. Méx. Cienc. Geol.* 20, 165–181.

Frey, MH, Lange, RA, Hall, CM, Delgado-Granados, H., 2004. Tasas de erupción de magma restringidas por cronología 40Ar/39Ar y GIS para el campo volcánico Ceboruco-San Pedro, oeste de México. *Toro. Geol. Soc. Amer.* 116 (3/4), 259–276.

Fuchs, CWC, 1871. Bericht über die vulkanischen Erscheinungen des Jahres 1870. En: von Leonhard, KC, Bronn, HG (Eds.), *Notizen in Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*. Stuttgart, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, págs. 148–161.

García, S., 1875. Una visita al pueblo de S. Cristóbal., Viaje al Ceboruco. Edición oficial., Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II. Tipografía de S. Banda, Guadalajara. 354 págs.

Gardner, JE, Tait, S., 2000. La erupción formadora de caldera del Volcán Ceboruco, México. *Toro. volcán.* 62, 20–33.

Gutiérrez-Contreras, S., 1979. El territorio del Estado de Nayarit a través de la historia. Talleres Linotipográficos "Vera", Guadalajara, Jalisco. 291 págs.

Iglesias, M., 1875. La exploración científica del Ceboruco. Edición oficial., Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II. Tipografía de S. Banda, Guadalajara. 354 págs.

Iglesias, M., Bárcena, M., Matute, JI, 1877. El Ceboruco. Un. ministro de Fom. de México 1, 168–196.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), Censo 2005, II. Cuento de población y vivienda 2005, www.inegi.gob.mx.

Kunhardt, F., 1870. Der Vulkan Ceboruco in México. *Petermanns Geogr. Guante.* 16, 426–429.

Lacroix, A., 1904. La Montagne Pelée après ses éruptions. *Mason, Paris.* 662 págs.

López-González, P., 2002. El Ceboruco: Maravillas y Leyendas, Editorial Amate, Zapopan, Jalisco, México. 70 págs.

López-Portillo y Weber, J., 1980. La conquista de la Nueva Galicia. Consorcio Minero Benito Juárez Peña Colorada, México. 385 págs.

Luhr, J., Carmichael, ISE, 1980. El complejo volcánico de Colima: I Andesitas post-Caldera del Volcán Colima. *contribución Mineral. Gasolina.* 76, 127–147.

Luhr, J., Nelson, S., Allan, J., Carmichael, I., 1985. Fisura activa en el suroeste de México: manifestación de un salto incipiente hacia el este de la cresta expansiva. *Geología* 13, 54–57.

Martin, U., Németh, K., 2006. ¿Qué tan estromboliano es un cono de escoria "estromboliano"? Algunas irregularidades en la arquitectura de conos de escoria del Cinturón Volcánico Transmexicano, cerca del Volcán Ceboruco, (México) y Al Haruj (Libia). *J. Volcán. Geotermia. Res.* 155, 104–118.

McDowell, FW, Wark, DA, Aguirre-Díaz, GJ, 1990. The Tertiary ignimbrite flare-up in western Mexico. *Geol. Soc. Amer. año Encontrarse. Resumen de programas* 22 (3), 366.

Mota-Padilla, M., 1973. Historia del Reino de Nueva Galicia en la América Septentrional. Instituto Nacional de Antropología e Historia, Guadalajara. 626 págs.

Nelson, SA, 1980. Geología y petrología del Volcán Ceboruco, Nayarit, México. *Toro. Geol. Soc. Amer. Parte II*, 91, 2290–2431.

Newhall, CG, Self, S., 1982. El índice de explosividad volcánica (VEI): una estimación de la magnitud explosiva del vulcanismo histórico. *J. Geophys. Res.* 87 (C2), 1231–1238.

Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., Guzmán de la Campa, A., 1992. Fallamiento lístrico y rifting continental en el occidente de México: un estudio paleomagnético y estructural. *Tectonofísica* 208, 365–376.

Núñez-Cornú, FJ, Marta, RL, Nava, FA, Reyes-Dávila, G., Suárez-Plascencia, C., 2002. Características de la sismicidad en la costa y norte del Bloque Jalisco, México. *física Planeta Tierra. En t.* 132, 141–155.

Ordóñez, ME, 1896. Itinerarios geológicos. En: Aguilera, JG (Ed.), *Bosquejo geológico de México. Oficina Tipografía de la Secretaría de Fomento.* 270 págs.

Ordóñez, ME, 1897. Les volcans Colima et Ceboruco. *Mem. Soc. Cient. qAntonio Alzateq* 19, 325–333.

Orendain, L., 1961. Cartografía de la Nueva Galicia. Banco Industrial de Jalisco, Guadalajara. 102 págs.

Palacio, R., 1877. Memoria de la comisión exploradora del volcán del Ceboruco. Un. del Ministerio. de Fom. de México 1, 115–167.

Pardo, M., Suárez, G., 1993. Subducción empinada de la placa Rivera debajo del bloque Jalisco en el oeste de México. *Geofísico. Res. Letón.* 20 (21), 2391–2394.

Peña-Navarro, E., 1946. Estudio histórico del Estado de Nayarit: De la Conquista a la Independencia. Gobierno del Estado de Nayarit, Tepic, Nayarit. 336 págs.

Peña-Navarro, E., 1956. Estudio histórico del estado de Nayarit: De la Independencia a la erección del Estado. Junta Auxiliar en Nayarit de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, Tepic, Nayarit. 551 págs.

Pérez-Verdía, L., 1951. Historia particular del Estado de Jalisco, 2ª ed. Tomo I, Guadalajara, 199 págs.

Petrone, CM, Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A., Sudo, M., 2001. Sistema volcánico en el graben San Pedro-Ceboruco (Nayarit, México) a la luz de nuevos datos geocronológicos K-Ar. *geoquímica J.* 35, 77–88.

Petrone, CM, Francalanci, L., Ferrari, L., Schaaf, P., Conticelli, S., 2006. El complejo volcánico San-Pedro-Cerro Grande (Nayarit, México): inferencias sobre vulcanología y evolución del magma. En: Siebe, C., Macías, JL, Aguirre-Díaz, GJ (Eds.), *Neogene– Cuaternario Continental Margin Vulcanism: A Perspective from Mexico.* *Geol. Soc. Soy. Especificaciones. Papel*, vol. 402, págs. 65–98.

Porter, SC, 1972. Distribución, morfología y frecuencia de conos de ceniza en el volcán Mauna Kea, Hawai. *Toro. Geol. Soc. Amer.* 83, 3607–3612.

Razo-Zaragoza, JL, 1988. Conquista hispánica de las provincias de los Tebles Chichimecas de la América Septentrional. ed. Universidad de Guadalajara. 97 págs.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, VH, Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Límites continentales del bloque Jalisco y su influencia en la cinemática plioceno-cuaternaria del occidente de México. *Geología* 24 (19), 921–924.

- Rubinovich, R., Lozano, M., 1998. Ezequiel Ordóñez: Vida y obra (1867–1950). El Colegio Nacional, México. 315 págs.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995. Truncamiento del margen continental paleógeno en el suroeste de México: evidencia geocronológica. *Tectónica* 14, 1339–1350.
- Siebe, C., Macías, J.L., 2006. Amenazas volcánicas en el área metropolitana de la Ciudad de México por erupciones en los estratovolcanes Popocatepetl, Nevado de Toluca y Jocotitlán y conos de escoria monogenéticos en el campo volcánico Sierra Chichinautzin. En: Siebe, C., Macías, J.L., Aguirre, G. (Eds.), *Neogene–Quaternary Continental Margin Volcanism: A Perspective from Mexico*. Geol. Soc. Soc. Especificaciones. Papel, vol. 402, págs. 253–329. Boulder, Colorado.
- Siebe, C., Abrams, M., Obenholzner, J., 1996a. Repetidos desastres volcánicos en la época prehispánica en Popocatepetl, Centro de México: ¿Pasado clave para el futuro? *Geología*, vol. 24(5). Sociedad Geológica de América, Boulder, Colorado, págs. 399–402.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Obenholzner, J., 1996b. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: Un suceso en la historia eruptiva del Popocatepetl. *Revista Ciencias*, vol. 41. Facultad de Ciencias, UNAM, págs. 36–45.
- Siebert, L., Simkin, T., 2002. *Volcanes of the World: un catálogo ilustrado de los volcanes del Holoceno y sus erupciones*. Institución Smithsonian, Serie de información digital del Programa de vulcanismo global, GVP-3, (<http://www.volcano.si.edu/world/>).
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1986. Un programa de computadora para el cálculo de la edad del radiocarbono. *Radiocarbono* 28 (2b), 1022–1030.
- Tello, A.F., 1968. Crónica miscelánea de la Sancta Provincia de Xalisco. Exégesis A. Corona Ibarra. Libro segundo, Universidad de Guadalajara, INAH, Guadalajara, Vols. I, 374 pág. y III 507 p.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., 1975. Volcán Ceboruco: un gran volcán compuesto en la Faja Volcánica Mexicana. *Toro. volcán*. 54, 201–213.
- Trabulsi, E., 1992. José María Velasco: Un paisaje de la ciencia en México. Inst. Mexiquense de Cultura, Toluca, México. (Impreso en Singapur) 332 págs.
- Venegas, S., 1995. Resultados de la exploración geotérmica en el Volcán Ceboruco en el Estado de Nayarit, México. *Geotermia* 11 (2), 71–86.
- Waitz, P., 1920. "Nubes ardientes" observadas en las erupciones del Jorullo (1759), del Ceboruco (1870) y del Volcán de Colima (1913). *Mem. Soc. Cient. qAntonio Alzateq* 37, 267–313.
- Wood, C.A., 1980. Análisis morfométrico de la degradación del cono de ceniza. J. Volcán. *Geotermia*. Res. 8, 137–160.
- Zepeda, G., Samaniega, F., Rodríguez, A., Huerta Bahena, M., Viart Muñoz, M., Becerril, R.E., Pérez Blas, D., Socorro de la Vega, D., 1993. Informes trimestrales del proyecto "Rescate arqueológico Autopista Ixtlán-Tepic, Nayarit, INAH, inédito.