

Evolución volcánica del maar Joya de Los Contreras, San Luis Potosí México, a partir de estratigrafía y análisis de facies

Gastón Venegas Rodríguez¹, Pablo Dávila Harris^{2*}, Vsevolod Yutsis² y Ricardo Saucedo Girón³

Abstract

The Joya de Los Contreras is one of four phreatomagmatic structures in the Santo Domingo Volcanic Field, a Pleistocene intraplate monogenetic field related to extensional faulting and cortical thinning, located north of San Luis Potosí state (Mexico). Previous publications include mainly geochemical and petrological studies on its lavas and abundant lower-crust xenoliths but lack a description of the volcanic evolution in detail. The Joya de Los Contreras is an elliptical crater excavated in upper Cretaceous limestone terrain (El Abra Formation), nearly 1,160 m in diameter and 210 m deep. It exposes mafic lavas at the base (basanites), a well-preserved tuff ring with good exposures, and also mafic lavas at the top of the sequence. To better know the volcanic processes that originated it, we performed stratigraphic logs, facies analysis, petrography, granulometry, componentry, and geochemistry. Resulting in the following sequence: 1) Pre-maar units, mafic and basanite lavas at the base; 2) Maar forming units, tuffs forming the crater ring; and 3) Post-maar units, mafic lavas at the top of the sequence. One of these lavas was dated at 447 ± 11 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Although there is no direct evidence of the existence of a diatreme, we infer the presence of a diatreme based on some geomorphological diagnostic criteria, like the high volume of limestone lithics in the tuff ring (excavation and re-filled - recycling), the aspect ratio of the crater and the crater fill.

Key words: phreatomagmatism, intraplate volcanism, palagonite, basanite, lithic tuffs.

Resumen

La Joya de Los Contreras es una de cuatro estructuras freatomagmáticas que forman parte del Campo Volcánico Santo Domingo, un campo volcánico monogenético asociado a magmatismo intraplaca del Pleistoceno al norte del estado de San Luis Potosí (México), relacionado a fallamiento extensional y adelgazamiento cortical. Estudios previos incluyen geoquímica de lavas y xenolitos, pero no abundan en la evolución volcánica de la secuencia piroclástica. La Joya de los Contreras es un cráter volcánico excavado en calizas (Formación El Abra, Cretácico superior), de forma elíptica y dimensiones de 1,160 m de diámetro por 210 m de profundidad. Expone lavas máficas en la base (basanitas), un anillo de tobas muy bien preservado y expuesto, y también lavas máficas en la cima de la secuencia. Con el objeto de conocer los procesos magmáticos y freatomagmáticos que le dieron origen, se desarrolló un levantamiento estratigráfico y análisis de facies, petrografía, granulometría, componentes y geoquímica. La secuencia se compone de 1) Unidades pre-maar, lavas máficas, basanitas y aglomerados; 2) Unidades formadoras del maar, tobas conformando el anillo; y 3) Unidades post-maar, lavas coronando la secuencia. Se fechó una de estas últimas en 447 ± 11 ka (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total). La historia volcano-estratigráfica resultó en la reconstrucción de 5 fases eruptivas que van de efusiva-estromboliana pre-maar a freatomagmática explosiva, con variaciones en proporciones de interacción agua-magma y cerrando estromboliana-efusiva post-maar. Aunque no hay evidencia directa de una diatrema a profundidad, se infiere su existencia en base a diversos criterios geomorfológicos, tales como el alto volumen de material calcáreo lítico en el anillo de tobas (excavación y relleno – reciclaje), la relación de aspecto del cráter y su relleno.

Palabras clave: freatomagmatismo, volcanismo intraplaca, palagonita, basanita, tobas líticas.

Received: November 30, 2023; Accepted: April 26, 2024; Published on-line: July 1, 2024.

Editorial responsibility: Dra. Marie-Noëlle Guilbaud

* Corresponding author: Pablo Dávila Harris, pablo.davila@ipicyt.edu.mx

¹ IPICYT, Posgrado en Geociencias Aplicadas, San Luis Potosí, México

² IPICYT, División de Geociencias Aplicadas, San Luis Potosí, México

³ Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, San Luis Potosí, México

Pablo Dávila Harris, Gastón Venegas Rodríguez, Vsevolod Yutsis, Ricardo Saucedo Girón

<https://doi.org/10.22201/igeof.29544336xe.2024.63.3.1761>

1. Introducción

Los depósitos asociados a sistemas volcánicos juegan un rol significativo en el registro geológico, por lo que estudios detallados de estos proporcionan información importante acerca del ambiente físico en el cual fueron depositadas (p. e. paleoclimatología, ambiente eruptivo; subaéreo vs subacuático, estructura de la cuenca sedimentaria y condiciones hidrológicas), así como la evolución tectónica de la región en la cual están localizadas. Las erupciones hidromagmáticas forman parte del volcanismo monogenético, y suelen registrar historias eruptivas complejas (Freda *et al.*, 2006; Németh *et al.*, 2001; White & Ross, 2011; Kereszturi & Németh, 2013; Kurszlauskis & Fulop, 2013), abarcando una serie de condiciones eruptivas resultantes de mezcla efectiva de magma, regularmente de baja viscosidad con agua subsuperficial, transferencia rápida de calor del magma al agua, y subsecuentemente la explosión disparada por la interacción agua-magma definida como interacciones de combustible fundido-refrigerante o MFCI (Molten Fuel Coolant Interaction, por sus siglas en inglés; Lorenz, 1973, 1987; Zimanowski *et al.*, 1986, 1997; Zimanowski, 1998; Büttner *et al.*, 1999; White & Valentine, 2016). Materiales resultantes de tales erupciones comprenden variedad de partículas incluyendo piroclastos juveniles que generalmente consiste en fragmentos del magma pobres en vesículas, que poseen morfologías de bloque (*equant*), con estructuras de enfriamiento rápido (fracturas dendríticas), escalonadas y partículas adheridas (Büttner *et al.*, 1999), fragmentos del basamento preexistentes (líticos) en hasta 80% (Zimanowski *et al.*, 1986), gas magmático, vapor, y con frecuencia agua (White & Houghton, 2000). Además, es común que los magmas asociados a erupciones freatomagmáticas sean portadores de xenolitos mantélicos (Németh & White, 2003; Shaw *et al.*, 2005; Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Chako-Tchamabe *et al.*, 2013) o de xenolitos procedentes de niveles inferiores de la corteza debido a su rápido ascenso.

Los sistemas basálticos intraplaca, con frecuencia ocurren como campos con desarrollo de pequeños volcanes monogenéticos como los del Campo Húngaro Occidental (Németh, 2010; Németh & Kereszturi, 2015), y La Garrotxa en España (Planagumà *et al.*, 2023) que están dominados por erupciones de basaltos alcalinos, que varían desde nefelinita/basanita a transicional/subalcalino (Brenna *et al.*, 2021). En el marco de la teoría de tectónica de placas, las erupciones de los volcanes intraplaca no están afectados de manera directa por cualquiera de los límites de placas, ya sean convergentes o divergentes. Los magmas expulsados en ambientes intraplaca tienden a estar enriquecidos en Elementos de Alta Intensidad de Campo y Elementos de Baja Intensidad de Campo (HFSEs; High Field Strength Elements y LFSEs; Low Field Strength Elements por sus siglas en inglés, respectivamente), mostrando relaciones relativas de Elementos

de Tierras Raras (REE; Rare Earth Elements por sus siglas en inglés) ligeras o, ETRL y pesadas o, ETRP (Clague & Frey, 1982; McDonough & Sun, 1995).

El freatomagmatismo es comúnmente responsable de la formación de estructuras llamadas maars, anillos de tobas y conos de tobas, comprendiendo un fenómeno común en los sistemas volcánicos terrestres (Wood, 1980; White, 1996; White & Ross, 2011; Lorenz & Kurszlauskis, 2007), considerándose el segundo tipo de volcanismo más común tanto en ambientes continentales, como de islas, relacionados al volcanismo monogenético (aunque también a volcanes poligenéticos, que llegan a presentar alguna fase freatomagmática durante alguno de sus lapsos eruptivos). El desarrollo de estructuras freatomagmáticas a través de rocas calcáreas, no es tan común, aunque se ha reportado en México previamente en Joya Honda (Labarthe-Hernández, G., 1978; Aranda-Gómez *et al.*, 2005a, 2005b; López-Loera *et al.*, 2008; Saucedo-Girón *et al.*, 2017), Joya Prieta (Dávila-Harris *et al.*, 2013; Aranda-Gómez & Dávila-Harris, 2014), el maar Atexcac (Carrasco-Núñez *et al.* 2007; López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015), y en otras partes del mundo, como el maar Lechmine n'Ait el Haj en Marruecos (Mountaj *et al.* 2020), entre otros. Las estructuras tipo maar se caracterizan por tener un cráter dentro del terreno circundante, por lo que parte del basamento preexistente puede estar expuesto en las paredes internas del mismo (Lorenz, 1973), y suelen presentar formas circulares a elípticas, rara vez irregulares (debido al tipo de sustrato en el cual se emplazó). Los maars son generalmente asociados a una estructura más profunda conocida como diatrema (Lorenz, 1973), aunque no siempre se desarrolla una diatrema debajo de un maar, o, al contrario, una diatrema se puede originar sin estar relacionada a un maar. Estudios recientes de los mecanismos eruptivos que originan una estructura maar (Valentine, 2012; Graettinger & Valentine, 2014, 2017) explican la migración del *punto de explosión* vertical y lateralmente, generando explosiones escalonadas y produciendo múltiples centros de eyección en profundidad, mientras que una diatrema se define como una estructura que corta el sustrato rocoso (White & Ross, 2011 y referencias ahí citadas). La potencia de la energía liberada durante la interacción agua-magma, la profundidad de las explosiones y la naturaleza del basamento pre-eruptivo son determinantes en cuanto a las características morfométricas resultantes, manifestándose en su diámetro, profundidad y morfología final (Graettinger & Valentine, 2017; Ross *et al.*, 2013; Sonder *et al.*, 2018). Macorps *et al.* (2018), indican que la influencia de las propiedades del sustrato hospedante, son importantes solamente en la etapa temprana de un maar-diatrema y decrecen conforme el número de explosiones incrementan. Los cráteres-maar están rodeados por anillos de tobas de bajo perfil con depósitos piroclásticos que oscilan desde brechas de toba masiva a tobas con estratificación paralela o cruzada y tobas de lapilli, con abundantes clastos emplazados desde

trayectorias balísticas (Valentine *et al.*, 2017). Estos depósitos ricos en líticos son frecuentemente sugerentes de erupciones dominadas por explosiones discretas, de corta duración, en lugar de erupciones sostenidas por columnas y fuentes, regularmente con productos interestratificados.

Con el objeto de reconstruir la historia eruptiva y procesos de emplazamiento de los productos de las erupciones que formaron la Joya de Los Contreras (JLC), esta investigación presenta un nuevo mapa geológico y estratigrafía, estudio de facies, granulometría y componentes, micromorfometría de partículas, geoquímica de roca total y geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar . Con ellos, se establece un marco hidrovolcánico para la Joya de Los Contreras, y se discuten los procesos de emplazamiento y el ascenso de magmatismo intraplaca, el cual pudiera estar asociado a procesos de adelgazamiento de corteza en la zona más suroriental de la provincia de la Sierra Madre Oriental (SMOr).

2. Marco Geológico

La Joya de Los Contreras se ubica 3 km al norte del poblado Santo Domingo, y 105 kilómetros al noreste de la capital de San Luis Potosí (Figura 1a), México, que en conjunto con otras tres estructuras freatomagmáticas, conforman el Campo Volcánico Santo Domingo (CVSD), el cual es un campo monogenético de aproximadamente 450 km². Incluye los cráteres Joya Prieta,

El Banco y Santo Domingo (Labarthe-Hernández, 1978; Luhr *et al.*, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 2005b) relacionados a magmatismo intraplaca, ligado a esfuerzo extensional y adelgazamiento cortical, siendo de tipo inusual en la Provincia Mexicana de Cuencas y Sierras (PMCS; Aranda-Gómez & Luhr, 1996; Aranda-Gómez *et al.*, 2005b). También en el conjunto del CVSD y próximos al área están emplazados varios flujos de lava aislados, un cono cinerítico bien preservado (Cerro El Apaste) y tres pequeños volcanes escudos (lava extensos): San Juan sin Agua, Cerro Colorado y Cerro Sarnoso (Figura 2a). La zona se ubica en la Sierra Madre Oriental (SMOr), hacia la parte centro-oriental de México, al N de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP) y próximo a la zona limítrofe con la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) hacia el N-NE (Carrillo-Bravo, 1971; Barboza-Gudiño *et al.*, 2002; López-Doncel, 2003). La PVSLP representa un elemento paleogeográfico positivo de rocas precámbricas y paleozoicas metamorizadas sobreyacidas discordantemente por sedimentos clásticos del Jurásico Inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012), que a su vez les sobreyace una secuencia sedimentaria marina de evaporitas del Jurásico Tardío y calizas del Cretácico, alcanzando su máximo desarrollo durante el Albiano-Cenomaniano (Carrillo-Bravo, 1971; Basáñez-Loyola *et al.*, 1993).

Localmente, la geología del área (Figuras 2a y b) comprende rocas sedimentarias calcáreas marinas post-arrecifales de la Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano) con un espesor acu-

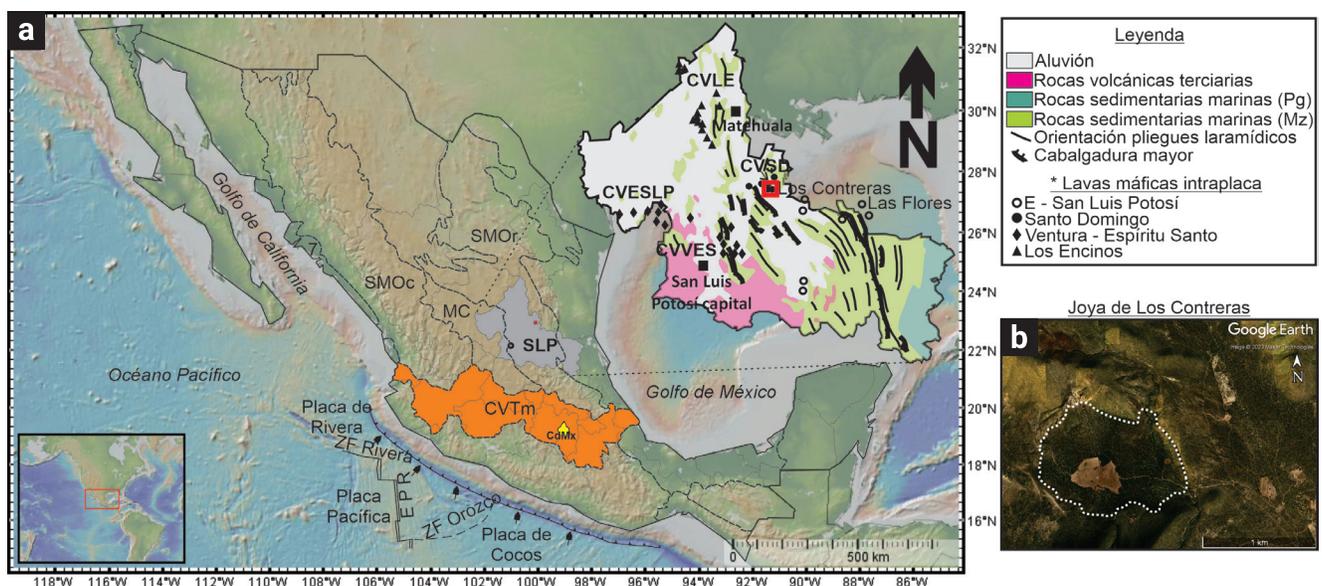


Figura 1. a) Localización del maar Joya de Los Contreras (recuadro rojo), perteneciente al Campo Volcánico Santo Domingo (CVSD), ubicado al NE de San Luis Potosí, México. Otros campos volcánicos intraplaca en la región incluyen: CVLE (Campo Volcánico Los Encinos), CVESLP (Campo Volcánico del Este de San Luis Potosí) y CVVES (Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo). Provincias fisiográficas: SMOr. Sierra Madre Oriental, SMOc. Sierra Madre Occidental, MC. Mesa del Centro, CVTm. Cinturón Volcánico Transmexicano. b) Imagen satelital que muestra la morfología del cráter Joya de Los Contreras.

mulado de 1,500 a 2,000 m (Suer, 1987 *op. cit.* Aranda-Gómez *et al.*, 2000), puntualmente 2,720 metros (Basáñez-Loyola *et al.*, 1993) y constituye el borde de la plataforma, como capas gruesas de carbonatos de aguas someras con fragmentos de organismos bentónicos retrabajados (Carrasco-Velázquez, 1970; López-Doncel, 2003). Los límites de la Formación El Abra están parcialmente bordeados por material erosionado y depositado en sus márgenes como coluvión, mientras las porciones centrales de las depresiones y pequeños valles están rellenas por material aluvial reciente. Sobre las calizas y en

discontinuidad, existen rocas volcánicas alcalino-basálticas del Plio-Cuaternario (Aranda-Gómez *et al.*, 1993). La zona del maar está formada por tobas heterolitológicas y brechas tobáceas masivas a estratificadas, así como horizontes de aglomerados palagonitizados. Puntualmente, se encuentran pequeños centros de emisión volcánica de carácter basáltico tipo escoriáceo al NW, SE y W del cráter, resultado de episodios finales del volcanismo. Superficialmente, la región está recubierta por una capa delgada de conglomerado cementado por material calichoso (Figura 2b). La morfología del cráter es

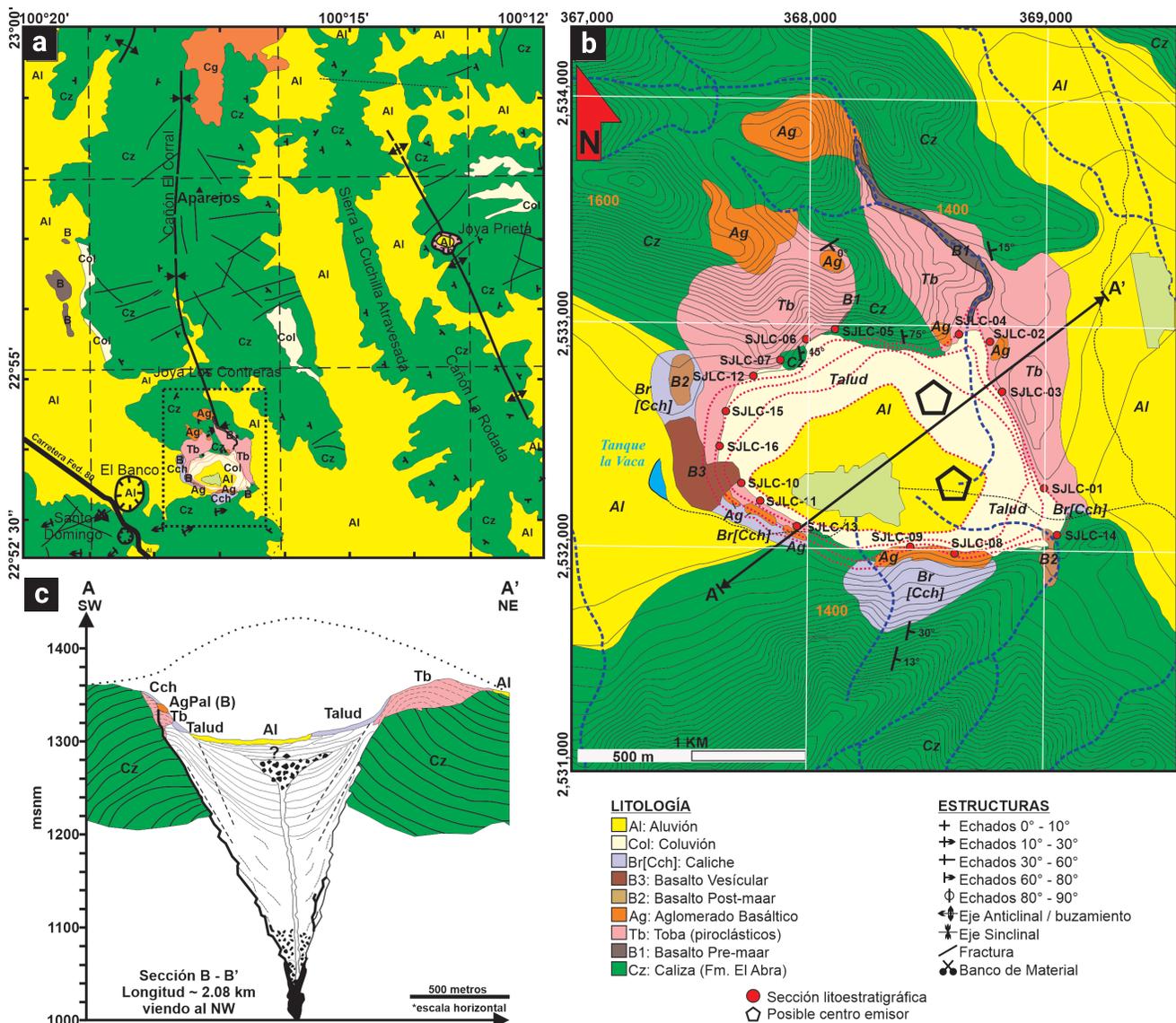


Figura 2. a) Mapa geológico-estructural semiregional del Campo Volcánico Santo Domingo, al sur de la Sierra El Coro. La tendencia de la estructura (sinclinal) es de rumbo NNW, presentando un fracturamiento perpendicular al eje principal del sinclinal, el cual está afectando calizas de la Formación El Abra. b) Plano Geológico a detalle del maar Joya de Los Contreras mostrando las unidades que conforman la estratigrafía de la zona. c) Sección geológica transversal A-A' de rumbo NE-SW (viendo al NW) mostrando la disposición de las unidades preexistentes y resultantes del proceso eruptivo freatomagmático en corte, así como la interpretación esquemática de la estructura a profundidad.

semi-elipsoidal, con diámetro promedio de 1,160 m y dirección de elongación preferencial casi ESE-WNW (Figura 1b).

Variaciones en el espesor cortical han sido propuestas para la región central de México, específicamente para la Mesa Central (MC) y Sierra Madre Oriental (SMOr). Peredo *et al.* (2021) realizaron comparativa de tres modelos previamente publicados, describiendo la distribución de espesores de la corteza entre los paralelos 22° y 24°N, concluyendo la estimación derivada de profundidades de 34 a 38 km de profundidad a través del Punto de Curie, gradiente geotérmico y flujo de calor, revelando existencia de corteza fresca por debajo de una gran porción de la meseta. El manto litosférico del cual se infiere que se originó el CVSD, es de carácter heterogéneo evidenciado por presencia de peridotitas con metasomatismo modal (Dávalos-Elizondo *et al.*, 2016), a su vez que, otras sin metasomatismo aparente ocasionalmente exponen una señal geoquímica de metasomatismo críptico. Los xenolitos del CVSD poseen textura porfidoclástica y una abundancia de megacristales de kaersutita (Aranda-Gómez *et al.*, 2000, 2005b; Dávalos-Elizondo *et al.*, 2016).

La tectónica local está definida por un estilo de deformación laramídico (Cretácico Tardío-Terciario Temprano) contrastando entre las rocas de cuenca y plataforma. En la primera, los pliegues son cerrados, asimétricos y generalmente recostados, y en la segunda suelen ser abiertos, simétricos y raramente recostados (Figura 2a). Los volcanes del CVSD se ubican en un área que exhibe un cambio pronunciado en la tendencia de las estructuras (Aranda-Gómez *et al.*, 1993, 2000; Dávila-Harris *et al.*, 2013; Aranda-Gómez & Dávila-Harris, 2014), interpretándose como la influencia sobre la deformación Laramide de una estructura basal más vieja con tendencia general N50W. La región S de todo el lineamiento NW del pliegue Laramide presenta una tendencia N45W, mientras que, al N del lineamiento, ellos tienden N-S a N12E. En JLC la estructura sinclinal es simétrica, y abierta con un plano axial próximo a la vertical y ancho de pliegue estimado del orden de varios kilómetros (Figuras 2a y c).

La tendencia regional estructural de las áreas con debilidad cortical en favor de ascenso de material magmático sigue el sistema de fracturamiento NNE-SSW similar al reportado por Almaguer *et al.* (2023), que originó los cráteres freatomagmáticos Joya Honda y La Joyuela en el Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo (CVVES), donde la falla E-W y el sistema de fracturamiento NNE-SSW complementan el rol de la Falla Matehuala-San Luis.

El CVSD se ubica en la región hidrológica Matehuala-Huizache, donde las aguas subterráneas se emplazan en rellenos aluviales, ocupando las partes bajas, y en el sistema kárstico y de fracturamiento de calizas de la Formación El Abra (INEGI, 2002). El rango del nivel estático varía de 5 a 135 m, con dirección predominante de flujo subterráneo N-S, sin embargo, en

las rocas calcáreas de la Formación El Abra, específicamente en la zona del CVSD no fue posible determinar el nivel estático por ausencia de información. A 8.8 km de JLC, 60° al NW se ubica el cono de escoria La Pólvara, el cual fue de carácter totalmente “seco”, sin aparente interacción con ningún cuerpo freático, donde Mota-Gómez (2020), reporto a través de gravimetría y magnetometría, una procedencia del material magmático a través de una fisura o dique de orientación NW-SE, a profundidad de entre 500 a 1,300 metros.

3. Métodos

3.1 Levantamiento geológico, secciones litoestratigráficas e identificación de facies

Se realizó un trabajo de campo exhaustivo, mapeando una superficie de 15 km², en donde se levantaron y midieron 16 secciones litoestratigráficas (Figura 2b, Tabla 1) en el perímetro del anillo de tobas, identificándose las facies que conforman cada depósito a través de la secuencia, describiendo los depósitos, su geometría, espesor, continuidad, contactos y estructura. Las características sedimentarias observadas en depósitos volcánicos tienen su base en los criterios de clasificación propuestos por Cas & Wright (1987; *op. cit.* in Murcia *et al.*, 2013) a su vez basados en los resultados de Walker (1971) y actualizados bajo los conceptos de Branney y Kokelaar (2002). Al tiempo que se levantaban las secciones litoestratigráficas, se realizó un muestreo sistemático de las diferentes unidades que conforman la secuencia eruptiva en general. Se obtuvieron en total 20 muestras para este estudio (13 muestras de rocas piroclásticas de litificación baja a nula para granulometría, conteo de componentes y morfología de partículas, y 7 muestras para análisis de geoquímica (seis muestras de material basáltico y una de toba; Figura 3).

3.2 Análisis de balísticos

Se realizó un análisis de impactos de materiales balísticos, entre los que se identificaron materiales de basalto, fragmentos de caliza preexistente y peridotitas de olivino. Se tomaron 17 datos de impacto de balísticos (quince incluyen el material original y su estructura de impacto o bolsa, y dos carecen del material que origina la estructura de impacto; Tabla 2). Se midió la dirección de la bolsa de impacto, su inclinación y se obtuvo la densidad (kg/m³) y diámetro (m) de las litologías mencionadas, y estos datos se procesaron en el programa *Eject 1.4*, obteniéndose una distancia promedio del material eyectado desde el posible conducto emisor al punto de impacto, una velocidad final que pudo alcanzar el balístico y una altura máxima promedio, entre

Tabla 1. Lista de secciones litoestratigráficas con sus respectivas ubicaciones y tipo de muestra colectada.

Sección	Coordenadas	Tipo Muestras
SJLC-01	N: 2 532 239 E: 0 368 997	Aglomerado, traquibasalto, clastos (pómez, caliza), toba lítica.
SJLC-02	N: 2 532 910 E: 0 368 778	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica.
SJLC-03	N: 2 532 664 E: 0 368 825	Toba lítica masiva.
SJLC-04	N: 2 532 920 E: 0 368 596	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica.
SJLC-05	N: 2 533 007 E: 0 368 126	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica, toba brechoide, peridotita, granulita.
SJLC-06	N: 2 532 944 E: 0 367 962	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica, peridotita.
SJLC-07	N: 2 532 810 E: 0 367 869	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica.
SJLC-08	N: 2 531 975 E: 0 368 626	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica.
SJLC-09	N: 2 532 030 E: 0 368 476	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica, toba brechoide.
SJLC-10	N: 2 532 256 E: 0 367 695	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica.
SJLC-11	N: 2 532 150 E: 0 367 785	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica.
SJLC-12	N: 2 532 747 E: 0 367 745	Toba lítica, peridotita.
SJLC-13	N: 2 532 054 E: 0 367 936	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica masiva.
SJLC-14	N: 2 532 087 E: 0 369 026	Basalto alcalino, escoria, toba masiva.
SJLC-15	N: 2 532 616 E: 0 367 649	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica.
SJLC-16	N: 2 532 495 E: 0 367 649	Aglomerado, basalto alcalino, toba lítica estratificada.

las que algunos materiales alcanzaron un máximo de 156.7 m de altura. También se triangularon los datos de direcciones de los balísticos, evidenciando al menos 2 posibles centros eruptivos (Figura 2b). El material balístico analizado corresponde a depósitos previos a los formadores del maar, y algunos a depósitos de la parte basal de la secuencia formadora del maar.

3.3 Granulometría, componentes y caracterización morfológica y textural

Las trece muestras de rocas piroclásticas de litificación baja a nula se procesaron para análisis de granulometría (Figura 3), conteo de componentes y observación bajo microscopio

electrónico de barrido (MEB). De las trece muestras, ocho corresponden a depósitos de caída con litificación baja, cuatro a depósitos de toba lítica de muy baja litificación y una a productos de escoria basáltica. Se tamizaron en el Laboratorio de Geología Aplicada, Petrografía y Petrofísica (Lab Geo-APP) de la División de Geociencias Aplicadas (DGA) del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), utilizando las mallas de apertura -5Φ a 3Φ (fracción de lapilli grueso a ceniza fina). Previo al tamizado, cada muestra se pesó en una báscula de precisión, así como individualmente las fracciones obtenidas de cada tamiz, recuperándose en la mayoría de las muestras un 99% del total del peso inicial. Se generaron histogramas de distribución granulométrica por medio del software *Gradistat Ver. 8.0*

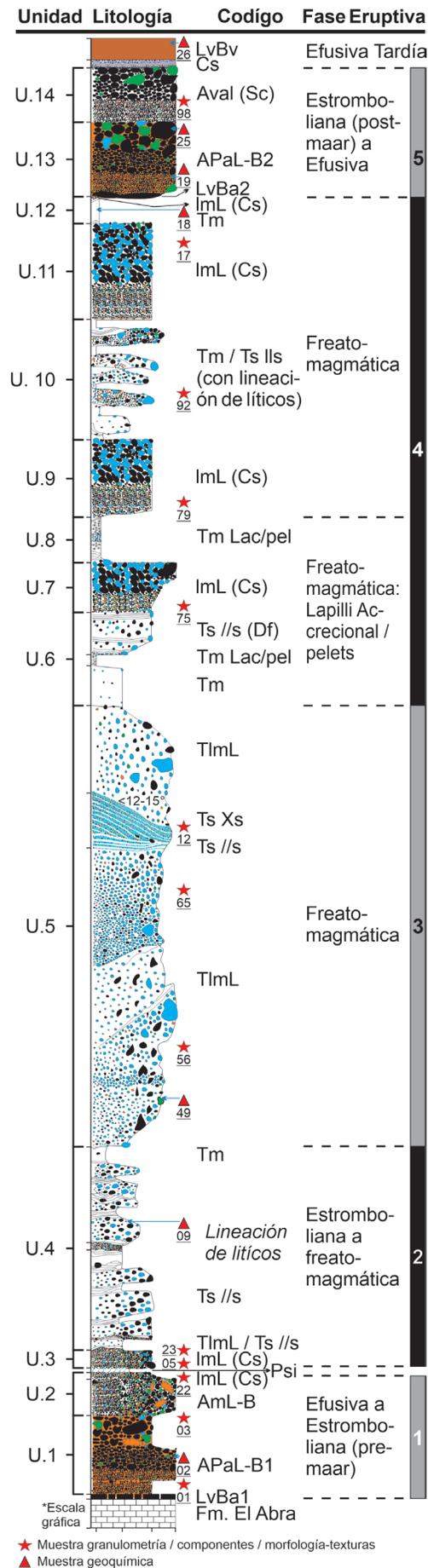


Figura 3. Columna estratigráfica general (compuesta) de Joya de Los Contreras, integrada a partir de secciones litoestratigráficas individuales (SJLC-01 a SJLC-16). Contiene orden de unidades (U-1 a U-14), escala de tamaño de grano y litología (ver leyenda en Figura 5a; incluye códigos de facies, ubicación de muestras y fases eruptivas).

Tabla 2. Datos de balísticos colectados en el cráter de Joya de Los Contreras, para determinación de distancias desde la fuente y alturas de eyección.

# de muestra	Litología	Diámetro (cm)	Coordenada N	Coordenada E	Altitud (msnm)	Rumbo (Az°)	Inclinación	Distancia (m)	Velocidad final (m/s)	Altura máxima balístico (m)
JLC-PROF-01	Caliza	21	2532310	368980	1336	60	12	259.2	77.3	13.9
JLC-PROF-02	Caliza	23	2532454	368941	1323	60	10	218.6	77.6	9.7
JLC-PROF-03	Xenolito Ol	16	2532669	368786	1382	60	10	218.0	77.3	9.7
JLC-PROF-04	Basalto	25	2532844	368742	1382	80	45	605.2	74.3	156.7
JLC-PROF-05	Xenolito Ol	14	2532724	368817	1361	10	6	133.4	78.0	3.5
JLC-PROF-06	Basalto	8	2531947	368720	1339	165	18	260.9	49.0	25.2
JLC-PROF-07	Caliza	26	2531974	368637	1333	170	28	516.9	75.5	70.3
JLC-PROF-08	Basalto	17	2531995	368607	1345	190	31	543.1	73.0	88.0
JLC-PROF-09	Basalto	27	2532030	368498	1324	168	20	404.9	76.2	37.5
JLC-PROF-10	Caliza	28	2532024	368467	1321	135	3	67.9	79.4	0.9
JLC-PROF-11	Basalto	15	2532028	367980	1343	220	35	559.9	72.2	102.3
JLC-PROF-12	Caliza	13	2532120	367824	1335	230	45	579.6	71.4	152.9
JLC-PROF-13	Basalto	17	2532145	367787	1322	230	7	155.0	77.8	4.8
JLC-PROF-14	Caliza	11	2532198	367718	1326	240	20	387.5	71.9	36.7
JLC-PROF-15	Basalto	17	2532210	367683	1329	205	36	573.7	73.3	108.2

(Simon J. Blott. 2010) para calcular los parámetros estadísticos tales como Media, Mediana, Clasificación (desviación estándar), *Skewness* (sesgo) y *curtosis*.

El análisis de componentes consideró clastos preexistentes (basálticos), juveniles (pómez, escoria y algunos palagonitizados), accidentales (caliza, fresca y alterada), fenocristales/xenocristales sueltos, alterados, materiales aglutinados y otros varios como accesorios (9 en total). Previamente, las muestras se lavaron con agua destilada en una tina ultrasónica de 3 a 4 ciclos de 10 minutos y secadas en horno de 8 a 10 horas a 70° – 80° C), obteniéndose una vista limpia de cada componente, identificado bajo el microscopio binocular óptico (NIKON SMZ800N con cámara digital acoplada Nikon Digital Sight DS-Fi2). Se aplicó el conteo de 1000 componentes (granos) por fase granulométrica en -2, -1, 0.25, 0.75 y 1Φ, y posteriormente se promediaron los conteos a porcentaje para obtener un valor representativo de cada componente por muestra.

Para el estudio de morfologías se tomaron micrografías de componentes a través del Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), para determinar partículas juveniles (fracción de ceniza fina a media de diámetro 0.75Φ y 1Φ respectivamente), identificando características morfológicas y texturales, además de algunos otros. Se seleccionaron de 20 a 30 partículas por

muestra y se montaron en pines, adhiriendo los componentes con cinta carbón y se impregnaron con oro (Au), analizando las muestras en alto vacío a una aceleración de voltaje de 15 kV. Los componentes se analizaron en el Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN) del IPICYT, con un equipo FEI – ESEM QUANTA FEG-250 de emisión de campo (Field Emission Gun, FEG), con una presión de trabajo de 6×10^{-4} Pa (4.5×10^{-6} Torr). En algunos componentes se utilizó la espectrometría de energía dispersiva de Rayos X (EDS), para detectar de manera cualitativa, la manifestación de rayos X característicos de elementos químicos presentes en la superficie de la partícula.

3.4 Petrografía

Fueron seleccionadas cuarenta muestras representativas de las unidades que conforman la secuencia de JLC (pre-maar, formadora del maar y post-maar) para realizar láminas delgadas y caracterizarlas. Las secciones delgadas fueron preparadas en el Laboratorio de Geología Aplicada, Petrografía y Petrofísica (Lab Geo-APP) de la División de Geociencias Aplicadas (DGA) del IPICYT, en conjunto con el Laboratorio de Laminación del Instituto de Geología de la UASLP (Universidad Autónoma de

San Luis Potosí). Las secciones delgadas fueron estudiadas bajo un microscopio petrográfico binocular Nikon (Modelo NIKON ECLIPSE Ci-POL que integra una cámara Digital-Sight DS-U3).

3.5 Geocronología por Ar^{40}/Ar^{39}

Se colectó una muestra de basalto post-maar para determinar la edad isotópica por Ar^{40}/Ar^{39} (Anexo 1 y Anexo 2), obtenida a partir de la selección de matriz de la roca de fracciones del tamaño de 420-595 μm y 250-420 μm a través de separación magnética y recolección manual. La muestra (JLC-25) fue irradiada en paquete JUR07 en la posición 8C del reactor de estudio enriquecido en U de la Universidad de McMaster (Ontario, Canadá). Durante la irradiación, el monitoreo de muestras y flujo de neutrones fueron recubiertas con una capa de Cd para bloquear los neutrones térmicos. El estándar FCT-2 de sanidino de la Toba Fish Canyon se utilizó (28.198 ± 0.044 Ma; Kuiper *et al.* 2008) como monitor de fluencia. Las muestras de matriz fueron analizadas en el Laboratorio Interinstitucional de Geocronología de Argón (LIGAr), Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM (México), con un espectrómetro de masas de gases nobles tipo multicolelector Isotopx NGX, usando un láser de CO₂ Fusions 10.6 Teledyne-CETAC de 55 W para extracción de gas, y una línea de limpieza de gas automatizada con un corredor frío y dos captadores SAES GP-50. Haces de iones fueron medidos sobre un contador de iones (m/z 36), y cuatro colectores de Faraday con amplificadores de $10^{12} \Omega$ (m/z 37 a 40). Repetidas mediciones de aire intercaladas con muestras desconocidas fueron usadas para la corrección de la discriminación masiva y contaminación por Ar atmosférico, utilizando una relación $^{40}Ar/^{36}Ar$ atmosférico de 295.5. Cada paso y medición fueron precedidos por la medición de un blanco.

3.6 Geoquímica de roca total

Se seleccionaron siete muestras de roca juveniles (cinco de lava, una de pómez y otra de escoria) para análisis de elementos mayor y traza. Su procesamiento consistió en triturado y posteriormente molienda en un molino planetario de ágata (Planetary Mono Mill Pulverisette 6). Del material pulverizado se produjeron pastillas a través de prensado mecánico, para análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X dispersivos de longitud de onda (WD-XRF por sus siglas en inglés) a través de un espectrómetro modelo Rigaku ZSX Primus II en el LINAN del IPICYT. Los procedimientos analíticos, exactitud, y precisión fueron proporcionados por Verma *et al.* (2018). 20 mg de polvos de las mismas muestras también fueron sometidos a análisis de espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado (ICP-MS por sus siglas en inglés) para elementos traza, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos – LEI del Centro de Geociencias del Campus Juriquilla en Querétaro, de la UNAM, utilizando un espectrómetro de masas modelo Thermo Scientific iCAP-Qc. La metodología para la preparación de soluciones analíticas se encuentra referenciada en Möri *et al.* (2007).

4. Resultados

4.1 Litofacies

El análisis vulcano-sedimentológico de JLC agrupa las litofacies en tres secuencias principales que corresponden a las unidades pre-maar, formadoras del maar (Figura 4) y

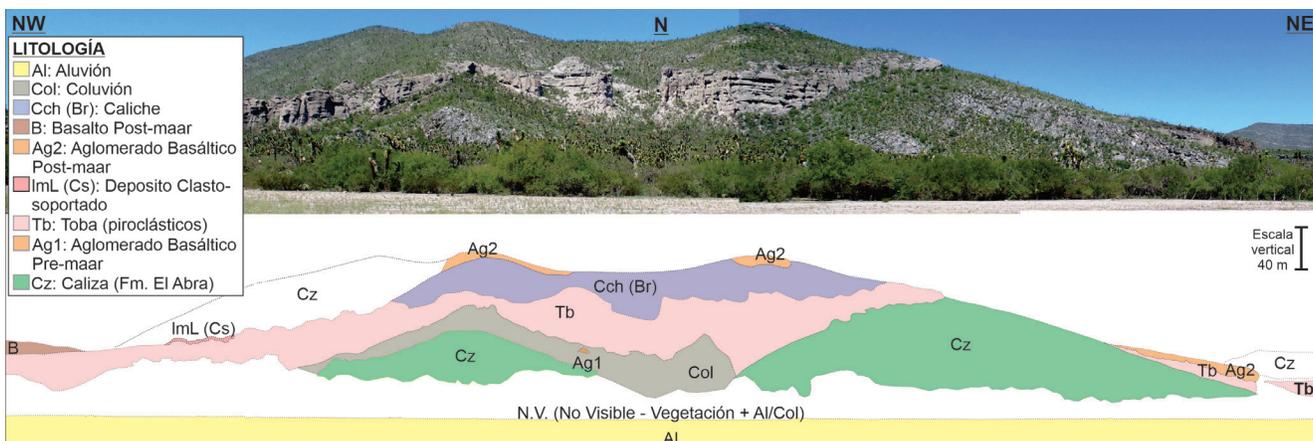


Figura 4. Vista panorámica del sector N del cráter Joya de Los Contreras, exponiendo la secuencia de tobas masivas, y su relación litológica con las rocas preexistentes y posteriores. Fotografía realizada desde la parte central del cráter, viendo al N.

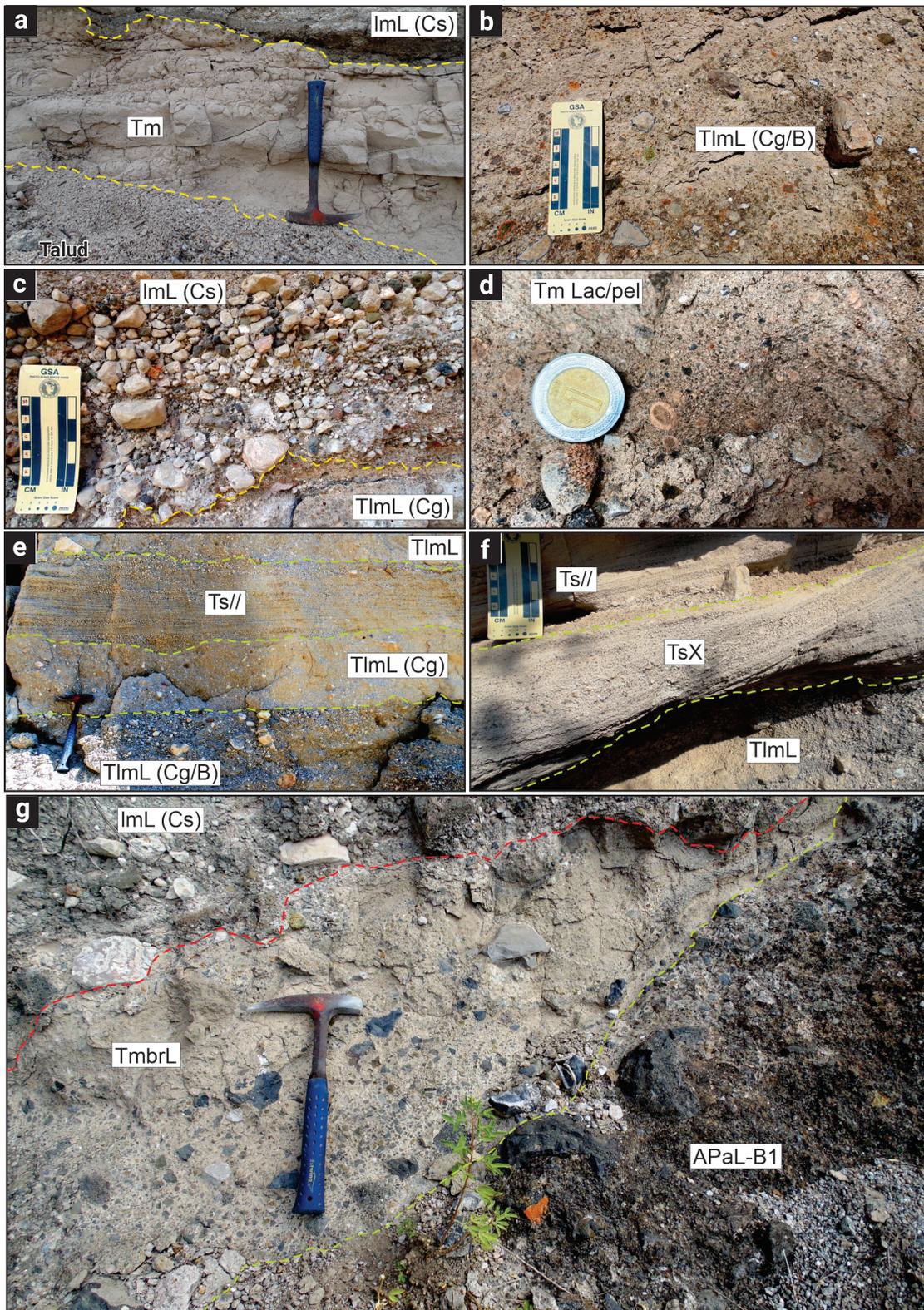


Figura 5. Litofacies principales de las unidades piroclásticas del maar Joya de Los Contreras: a) Toba masiva (Tm) con variación de grano fino a grueso y escasa presencia de lapilli. b) Toba lítica masiva de lapilli (TImL) con proporciones variables de ceniza gruesa (Cg) y/o bloques b). c) Toba clasto-soportada, principalmente de líticos de caliza y basalto del tamaño de lapilli (ImL-Cs), además de fracciones del rango de ceniza gruesa y esporádicos bloques. d) Toba masiva con lapilli acrecional y pellets (TmLac/pel) emplazados entre material fino de ceniza y una toba rica en lapilli y ceniza gruesa. e) Toba con estratificación paralela (Ts//), intercalada entre facies de toba lítica masiva con variaciones de rango de clastos. f) Toba de estratificación cruzada (TsX), erosionando un depósito previo de Ts//. G. Toba masiva brechada de lapilli (TmbrL) localmente emplazada en la parte basal de la secuencia piroclástica en el sector N del cráter.

post-maar. Las litofacies (Figura 5) reconocibles en el anillo de tobas de JLC se describen de manera extensa en la Tabla 3. De manera sintetizada consisten en, tobas masivas (Tm) y tobas estratificadas (Ts), así como facies de brechas tobáceas (TmBrL), depósitos de caída, y lavas y aglomerados en las unidades pre y post-maar. Facies clasto-soportadas (ImL) se emplazan en la parte basal y superior de la secuencia. Se incluyen facies masivas de toba rica en lapilli acrecional y pellets, (Tm Lac/Pel). Las facies estratificadas incluyen estratificación paralela (Ts//s) y estratificación cruzada (TsX). Muchas de estas rocas presentan una litificación alta, incluyendo también las clasto-soportadas.

4.2 Estratigrafía

La medición de dieciséis columnas litoestratigráficas en JLC, y su consiguiente correlación (Figura 6, Figura 7) dio lugar a la construcción de la columna vulcanoestratigráfica general (Figura 3), identificándose catorce unidades, que a su vez se encuentran distribuidas en tres secuencias principales que comprenden las unidades pre-maar (U1 y U2; secuencia 1), formadoras del maar (U3 a U12; secuencia 2), y post-maar (U13 y U14; secuencia 3), además de una lava basáltica que cubre parcialmente la secuencia eruptiva (fase efusiva tardía). La descripción de dichas unidades se refiere de manera sintetizada en la Tabla 4.

Tabla 3. Lista de litofacies identificadas en los depósitos piroclásticos que conforman Joya de Los Contreras, que incluye masivas y estratificadas.

Facies	Código	Características	Distribución
Masiva	m	Estructura masiva sin gradación. Clasificación buena a regular. Rango de ceniza fina-media. Bajo contenido de clastos líticos (juveniles, accidentales y xenolitos).	Sectores NE, S, SE y SW. Parte media y superior de la secuencia.
Lítica masiva de lapilli (variaciones de Ceniza Gruesa y Bloques)	ImL (Cg y B)	Estructura masiva con/sin gradación (normal o inversa). Clasificación regular a mala. Presenta granulometría que varía de ceniza gruesa, lapilli a bloques. Alto contenido de componentes líticos (juveniles, accidentales y xenolitos) soportados en matriz.	Toda la periferia del cráter. Parte inferior, media y superior de la secuencia.
Lítica masiva clasto-soportada	ImL - Cs	Estructura masiva con soporte de clastos, sin gradación. Clasificación mala a muy mala. Rango de partículas de ceniza gruesa, lapilli y bloques. Componentes juveniles, accidentales en su mayoría y xenolitos.	Toda la periferia del cráter. Parte inferior y superior de la secuencia.
Masiva de lapilli acrecional	mLac	Estructura masiva, gradación inversa. Clasificación buena a regular. Rango de ceniza fina-media. Moderado contenido de líticos (juveniles, accidentales y xenolitos) en la parte superior. Presencia de lapilli acrecional de 0.3 a 2.0 cm diámetro.	Sectores NE, S y SW. Parte media superior de la secuencia.
Masiva de pellets	mpel	Estructura masiva, gradación inversa. Clasificación buena a regular. Rango de ceniza fina-media. Moderado contenido de líticos (juveniles, accidentales y xenolitos) en la parte superior. Presencia de pellets de 0.3 a 2.0 cm diámetro.	Sectores NE, S y SW. Parte media superior de la secuencia.
Estratificada paralela	s//	Estructura estratificada/laminar paralela a sub-ondulada. Clasificación regular a mala. Granulometría de lapilli y ceniza gruesa. Componentes incluyen juveniles, accidentales y xenolitos.	Toda la periferia del cráter. Parte inferior y superior de la secuencia.
Estratificada cruzada	sX	Estructura estratificada/laminar cruzada. Clasificación regular a mala. Clastos del rango de lapilli y ceniza gruesa. Componentes incluyen juveniles, accidentales y xenolitos.	Sectores N, NE, S y SW. Parte media y media superior de la secuencia.
Masiva brechoide de Lapilli	mbxL	Estructura masiva de textura brechoide. Clasificación mala. Heterolitológica en matriz fina tobácea. Componentes juveniles, accidentales y xenolitos. Fragmentos angulosos - subangulosos.	Sectores N y S. Parte inferior de la secuencia.

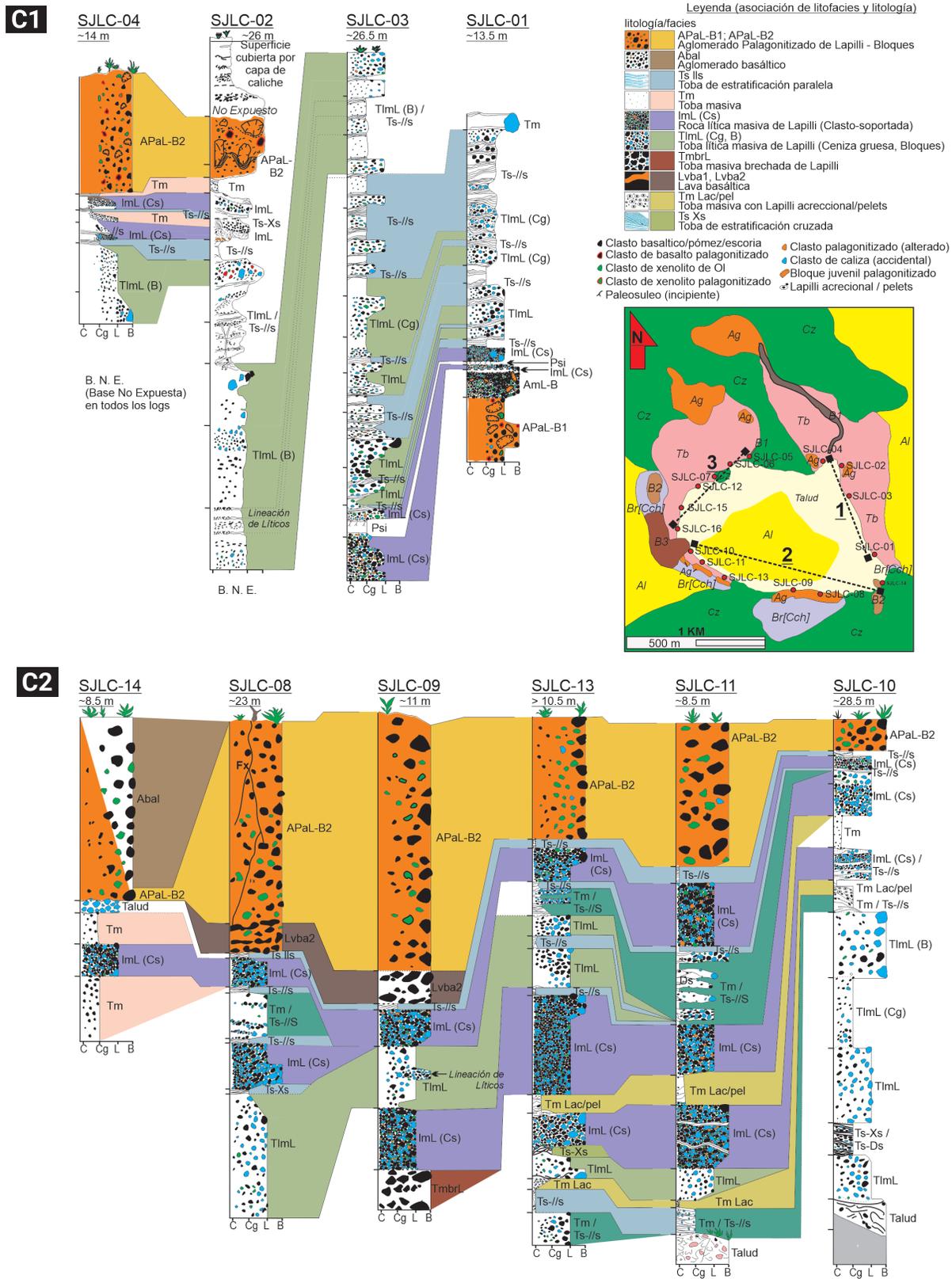


Figura 6. Correlación litoestratigráfica y de facies de los tres sectores principales del maar (ver croquis), en los cuales se exponen las rocas preexistentes, las unidades volcánicas pre-maar, las unidades piroclásticas formadoras del anillo de tobas y las unidades post-maar. C1; Sector ENE-ESE que involucra las secciones SJLC-01 a SJLC-04 exponiendo las unidades pre-maar y parte basal-media de la secuencia piroclástica. C2; Sector SSE-SSW que comprende las secciones SJLC-08 a SJLC-14 (excepto SJLC-12) exhibiendo las unidades de la parte media y superior del anillo de tobas, además de las unidades post-maar (flujos de lava). Espesor aproximado de sección en la parte superior.

C3

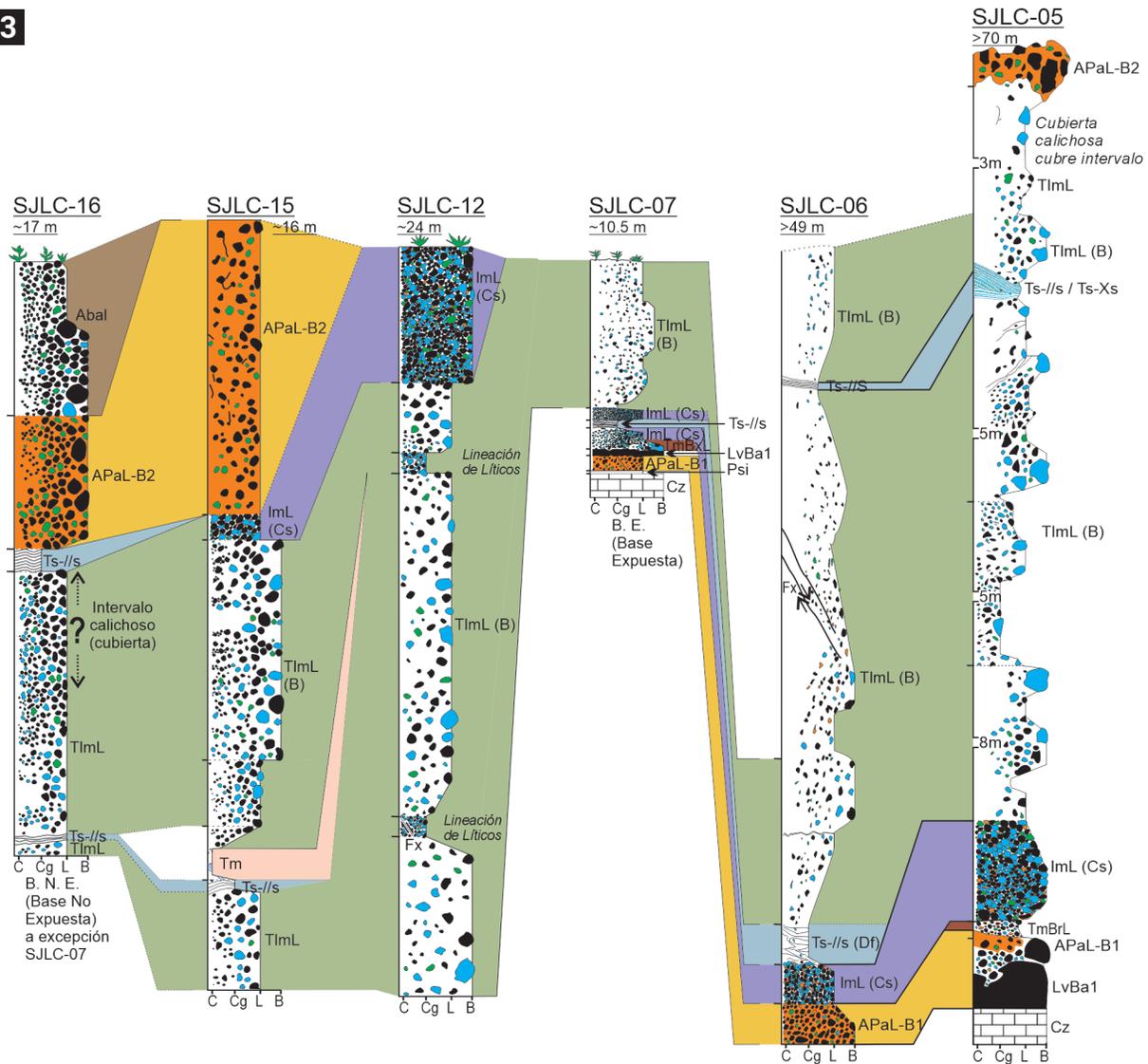


Figura 7. C3; Sector NNW a W que incluye las secciones SJLC-05 a SJLC-07, SJLC-12, 15 y 16, presentando en las primeras, la secuencia pre-maar (puntualmente denotando el emplazamiento de una unidad de toba brechada y el contacto con las rocas calcáreas del basamento), seguidas de un potente espesor de tobas líticas masivas ricas en lapilli. SJLC-05, 15 y 16 muestran las unidades post-maar, reflejadas en depósitos aglomeráticos palagonitizados, y escoria basáltica. Espesor aproximado de sección en la parte superior.

4.2.1. Unidades Pre-Maar

Los depósitos que integran la secuencia pre-maar comprenden la Unidad 1 (U1, aglomerado basáltico palagonitizado por salpicadura o de tipo *spatter*) y Unidad 2 (U2, aglomerado sin palagonitización), que se infiere, sobreyacen discordantemente una lava basáltica previa, la cual está expuesta en el arroyo ubicado hacia el sector N-NE del cráter, y que al mismo tiempo cubre de manera discordante a las calizas cretácicas de la Formación El Abra (Figura 2b).

4.2.2 Unidades formadoras del Maar Joya de Los Contreras

Las unidades que componen esta secuencia incluyen desde la Unidad 3 a la Unidad 12 (Figura 8, Figura 9). La U3 (Figura 8a y e) consiste en una brecha escoriácea clasto-soportada, la U4 (Figura 8a y f) son tobas estratificadas con lentes de toba masiva lítica, la U5 (Figura 4 y Figura 8a) es una toba masiva lítica con variaciones del tamaño de clastos, la U6 corresponde a una toba masiva con intercalación de facies ricas en lapilli acrecional y pellets, la U7 a un depósito clasto-soportado, la

Tabla 4. Unidades estratigráficas que conforman la Joya de Los Contreras.

Fase	Unidad	Descripción y distribución
Pre-maar	U1	Aglomerado palagonitizado de lapilli y bloques (ApaL-B1) color naranja, masivo y clasto-soportado (Figura 8a, 8b), con fragmentos subredondeados y angulosos. Compuesto por basalto alcalino a traquibasalto, escoria y xenolitos de olivino y clastos accidentales de caliza alterada. Expuesta únicamente en el sector E y NE, con un espesor de 2 a 2.4 m y disposición subhorizontal. El contacto inferior no se observa, pero en la base se observan relictos en bloques de lava basáltica de hasta un metro de longitud. Contacto superior ligeramente abrupto, de tipo ondulante a irregular. Corresponde a un depósito tipo spatter de salpicadura.
	U2	Depósito masivo, pobremente clasificado, clasto-soportado por fragmentos de lapilli, y bloques, pobre en finos (Figura 8c). Incluye clastos basálticos preexistentes, juveniles de pómez, escoria y palagonitizados, accidentales calcáreos y xenolitos. Espesor varía de 1 a 1.2 m, emplazado sub-horizontalmente (sector E y NE) y continua de manera transicional a un depósito de brecha escoriácea (Figura 8d) pobremente clasificada. El contacto superior es hacia un paleosuelo incipiente (Figura 8d).
Formadora de maar	U3	Brecha escoriácea clasto-soportada (Figura 8e), pobremente clasificada, Contiene juveniles como escoria y basalto alcalino, accidentales de caliza y xenolitos de olivino y material palagonitizado, aglutinados y fenocristales máficos sueltos. Contacto inferior con el paleosuelo es abrupto y erosivo, mientras el superior también es marcado, tipo ondulatorio. El espesor varía de 10 a 40 cm, en disposición horizontal a subhorizontal.
	U4	Secuencia de tobas estratificadas paralelas y con estratificación cruzada (Figura 7f), con horizontes de toba masiva de ceniza fina-media, pobremente clasificada. Su espesor varía de 6 a 12 m, dispuesta horizontalmente al ENE. El contacto superior es marcado, pero no abrupto y de superficie horizontal a sub-ondulada. Contiene lineación de líticos, además de balísticos (basalto y caliza) y estructuras de impacto. Hacia la parte superior gradúa a facies de toba masiva (ceniza).
	U5	Toba lítica masiva (Figura 3) de ceniza gruesa y lapilli, contenido bajo de bloques de hasta 80 cm diámetro de caliza y basalto, escasos xenolitos de olivino (a veces envueltos en costra basáltica), y granulitas feldespáticas de hasta 20 cm, clastos retrabajados de basalto, juveniles (pómez, escoria y palagonita), accidentales calcáreos y aglutinados. En la parte media superior presenta facies estratificadas, mientras al NW paralela, y al N pasando a cruzada. Espesor máximo de 40 m al NNW, mientras al ENE solo aparece parcialmente (depósitos erosionados en la parte superior). Facies estratificadas de espesor entre 30 a 50 cm, clasto-soportadas, en disposición horizontal-subhorizontal (cruzada), con bajo contenido de material fino intraclasto. Contacto superior difuso a transicional, contrastada por toba masiva de ceniza fina.
	U6	Toba masiva de ceniza fina-media interdigitada con facies de lapilli acrecional y pellets. Bajo contenido de líticos de lapilli. Moderada litificación. Puntuales lineaciones de líticos (resultando en estratificación difusa a cruzada). Lapilli acrecional y pellets de 0.2 a 0.5 cm diámetro, emplazados en toba masiva de ceniza media-gruesa. Parte superior de unidad, combina toba de facies masiva rica en líticos de lapilli y ceniza gruesa con estratificada. Espesor de 1 m, facies de lapilli acrecional y pellets de 10 a 15 cm de espesor. Contacto superior marcado, de ondulante a interdigitado.
	U7	Toba masiva de lapilli y ceniza gruesa clasto-soportados, marrón grisáceo, porcentaje bajo de matriz fina intraclasto, sutil gradación inversa. Pobremente clasificada. Componentes incluyen clastos juveniles de pómez, escoria y material palagonitizado, basalto retrabajado, accidentales de caliza y xenolitos de olivino y abundante material aglutinado. Con espesor de 50 a 60 cm. Contacto superior varía de abrupto a difuso, presentando una aparente interestratificación con unidades suprayacentes.
	U8	Toba de lapilli acrecional y pellets (Figura 9a-9b). Espesor de 10 a 15 cm y disposición subhorizontal. El contacto superior con la unidad sobreyacente es marcado y ondulante, a erosional. El porcentaje de lapilli acrecional y pellets se acrecienta en relación con U6 casi ~50% y presenta escasas estructuras de impacto en la parte superior. Se identificó visiblemente en las secciones litoestratigráficas del área NE, S, y SW del anillo de tobas (Figura 5-c3).
	U9	Toba masiva de lapilli, ceniza gruesa y esporádicos bloques clasto-soportados, porcentaje bajo de finos intraclasto. Pobre clasificación (Figura 9a-9c). Presenta gradación inversa, y litificación moderada. Componentes incluyen juveniles (pómez, escoria y palagonita), basálticos retrabajados, accidentales calcáreos (frescos y alterados), xenolitos de olivino, trazas de xenocristales máficos y aglutinados. Al igual que U6, U7 y U8, está expuesta al NE, S-SE y SW del cráter. Contacto superior con U10 es franco, horizontal y ondulante a veces.
	U10	Intercalación de toba masiva de ceniza media-gruesa (en la base), con lineación de líticos clasto-soportados, tobas masivas ricas en líticos de lapilli y ceniza gruesa (parte intermedia), y lentes con estratificación paralela (Figura 9a-9d). Espesor ~80 cm, disposición horizontal-subhorizontal, con alta litificación. Contiene juveniles (pómez, escoria y palagonita), basalto retrabajado y accidentales calcáreos frescos y alterados, xenolitos de olivino y aglutinados, además de componentes accesorios. Expuesta solo al NE, S-SE y SW del cráter. Contacto superior ondulante a muy ondulante y marcado más no erosivo.

Formadora de maar	U11	Depósito de facies masiva, rica en líticos de lapilli y ceniza gruesa, clasto-soportados con finos intraclasto, beige a grisácea (Figura 9A-9E-9F). Pobremente clasificada, incluyendo bloques aislados. Incluye componentes juveniles, basalto retrabajado, accidentales calcáreos, xenolitos de olivino, material aglutinado, y accesorios (fenocristales máficos sueltos, vidrio volcánico y CaCO ₃ de precipitación secundaria, entre otros). Espesor de 30 a 35 cm. Se identificó al NE, S-SE y SW de la secuencia piroclástica. Contacto superior ligeramente transicional y suave a ondulante contrastado por la granulometría contigua.
	U12	Toba masiva de ceniza fina-media, rosácea. Ocasionalmente muestra en la zona limítrofe superior con los depósitos post-maar una capa delgada de líticos de lapilli fino y ceniza media-gruesa clasto-soportados (Figura 9f) marrón pardo. Litificación media a alta. Espesor de 10 a 40 cm (sectores S-SE/SW y NE) con disposición horizontal-subhorizontal. Ocasionalmente, el espesor se ve disminuido por impactos de bloques balísticos (bolsas de impacto), o erosión del depósito sobreyacente. El contacto superior con la secuencia post-maar es abrupto y erosivo.
Post-maar	U13	Flujo basáltico parduzco (con bloques de 50 a 80 cm diámetro) con aglomerado basáltico palagonitizado como soporte (Figura 9f-9g). Bloques con textura fluidal, y vesicular en bordes. Contiene xenolitos de olivino con bordes de reacción palagonitizados, y ocasionales clastos calcáreos. Bloques en disposición subhorizontal. Presente al NE, S-SE y SW del cráter. Contactos varían, siendo irregular, abrupto y erosivo en la base, e irregular y difuso el superior (Figura 5a). El aglomerado basáltico de lapilli y bloques, con ceniza intraclasto (Figura 9f), constituida por basalto, peridotitas de Iherzolita, algunas granulitas y escasos clastos calcáreos y trazas de fenocristales máficos sueltos. Espesor de 10 a 20 m y cubre parte de los depósitos del maar.
	U14	Escoria basáltica que constituye pequeños conos cineríticos, con material de ceniza gruesa, lapilli y esporádicos bloques basálticos y xenolitos de olivino, moderadamente clasificados. Compuesto predominantemente de escoria, basalto, y algunos xenolitos de olivino, accidentales calcáreos alterados y material palagonitizado en bajo porcentaje, además de trazas de fenocristales máficos sueltos, vidrio volcánico, entre otros (Tabla 3). Localizados al SE y W del cráter (Figura 2b).

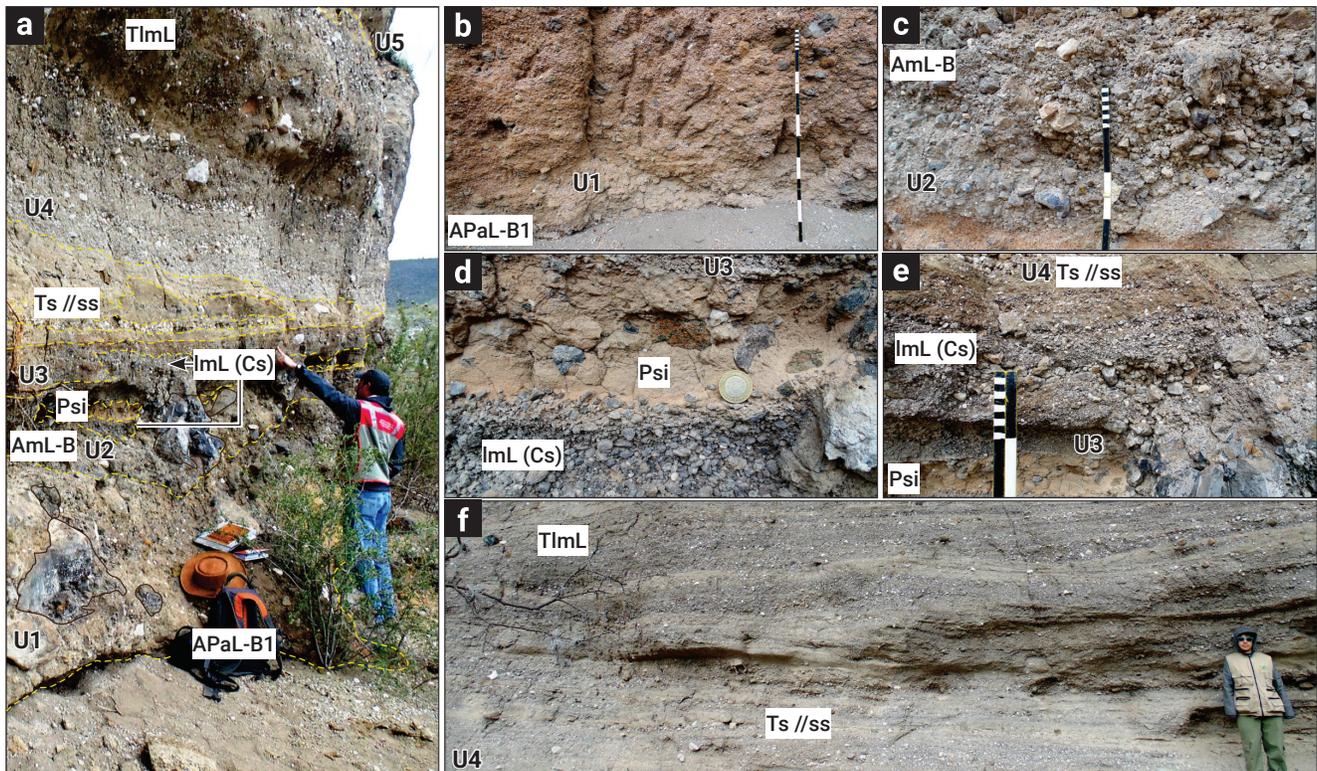


Figura 8. Litologías y facies características de la sección basal de la secuencia a), b) y c); Unidades pre-maar (U1: APaL-B1, U2: AmL-B y ImL Cs), siendo separadas por d); un depósito de paleosuelo incipiente (Psi), al que le sobreyacen, e) y f); las facies primarias formadoras del maar (U3: ImL Cs, Ts //s y U4: TImL). Líneas amarillas remarcan la subdivisión de unidades litológicas.

U8 (Figura 9a) es una toba masiva intercalada con facies ricas en lapilli acrecional y pellets (Figura 9b), la U9 es un depósito clasto-soportado (Figura 9a y c), la U10 es una intercalación de toba masiva con toba de estratificación paralela (Figuras 9a y d), la U11 trata de un depósito clasto-soportado (Figuras 9a y e), y finalmente la U12 una toba masiva (Figura 9f). Una descripción detallada de cada unidad se presenta en la Tabla 4.

4.2.3. Unidades Post-Maar

La Unidad 13 y Unidad 14 (U13, bloques de lava y U14, aglomerado basáltico palagonitizado) corresponden a depósitos volcánicos basálticos post-maar que cubren inmediatamente la secuencia piroclástica formadora del maar (Figuras 9a, f y g; Tabla 4). La disposición de U13 es subhorizontal y no presenta una continuidad constante, por lo que puntualmente puede estar ausente en algunas zonas de la periferia del cráter. La U14 del aglomerado basáltico solo cubren de manera puntual algunos sectores del cráter, siendo al N-NE, S-SE y SW.

La secuencia piroclástica y depósitos aglomeráticos post-maar, hacia el sector oeste, está cubierta por un flujo de lava

basáltica altamente vesicular color marrón oscuro, con vesículas de 0.5 a 2.0 cm de diámetro. Se extiende en una superficie de casi 80 × 100 m y posee un espesor de 0.30 a 1.2 m de manera horizontal, cubriendo de forma abrupta y erosional a la U13, hacia el sector W-SW del cráter, así como al subsecuente anillo de tobas. Entre la U14 y el flujo de lava basáltica tardía está emplazado una capa de material calichoso (Figura 3) color beige blanquecino de 20 a 30 cm espesor, con una brecha de contacto interdigitada.

4.3 Petrografía

La petrografía (Figura 10a) comprende rocas máficas, con matriz de textura traquítica de abundantes microlitos de plagioclasa tabular elongada (de 10 hasta ~30%), y generalmente bordeando fenocristales automorfos de minerales como olivino (3 a 5%) y máficos (anfíboles, clinopiroxenos; 10 a 20%), los cuales ocasionalmente presentan halos de alteración o bordes de reacción. En algunos especímenes de la secuencia pre-maar (U1, muestra JLC-04) se identificó contraste de texturas, estando la traquítica interdigitada con criptocristalina de carácter

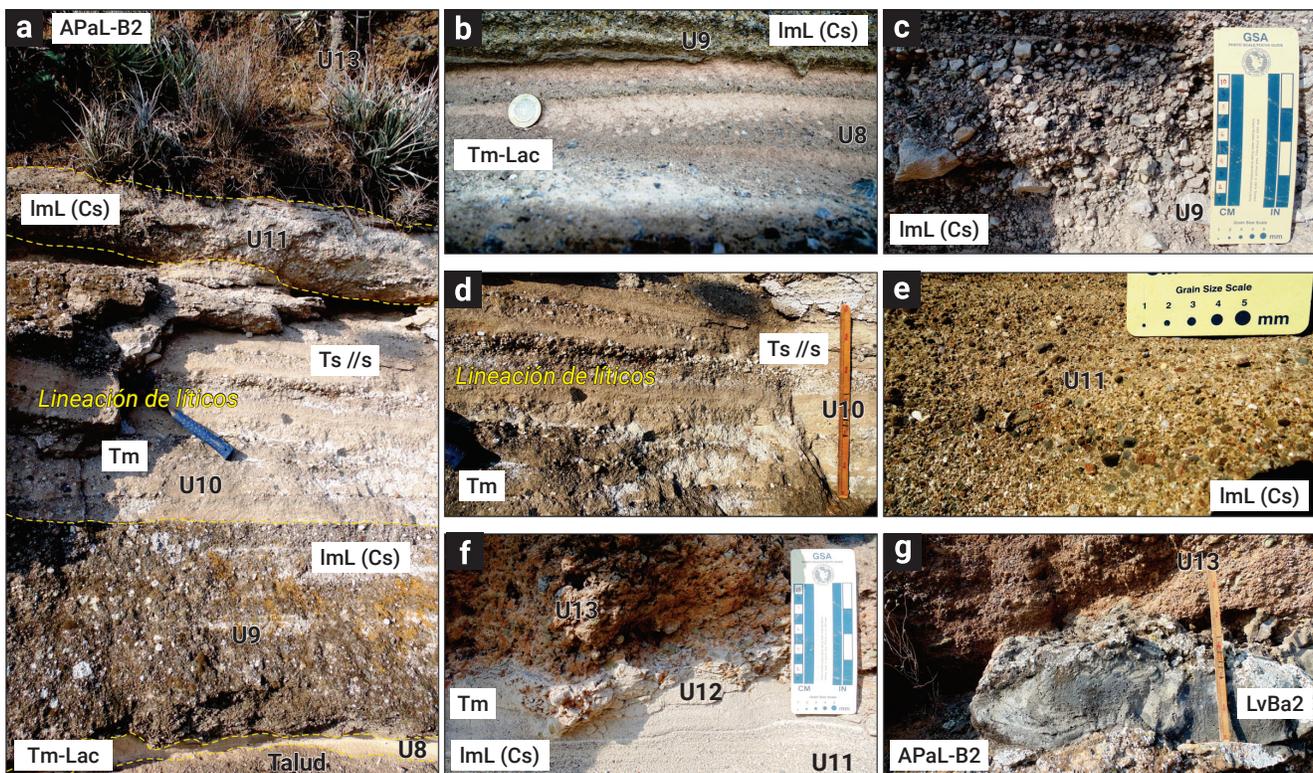


Figura 9. Conjunto de fotografías que exponen la secuencia superior a) de las unidades formadoras del maar. b) con alta humedad y presencia de lapilli acrecional y pellets (U8: Tm Lac/pel), c); seguida de depósito de caída con estructura clasto-soportada (U9: ImL Cs), d); toba masiva intercalada con facies de estratificación paralela a ligeramente difusa (U10: Tm, Ts //s), e); y nuevamente presencia de depósito clasto-soportado (U11: ImL- Cs), y f); finalmente de toba masiva (U12: Tm). f) y g); unidad post-maar, de bloques de basalto subcalcinico y aglomerado basáltico altamente palagonitizado (U13: LvBA2 y APaL-B2). Líneas amarillas remarcan la subdivisión de unidades litológicas.

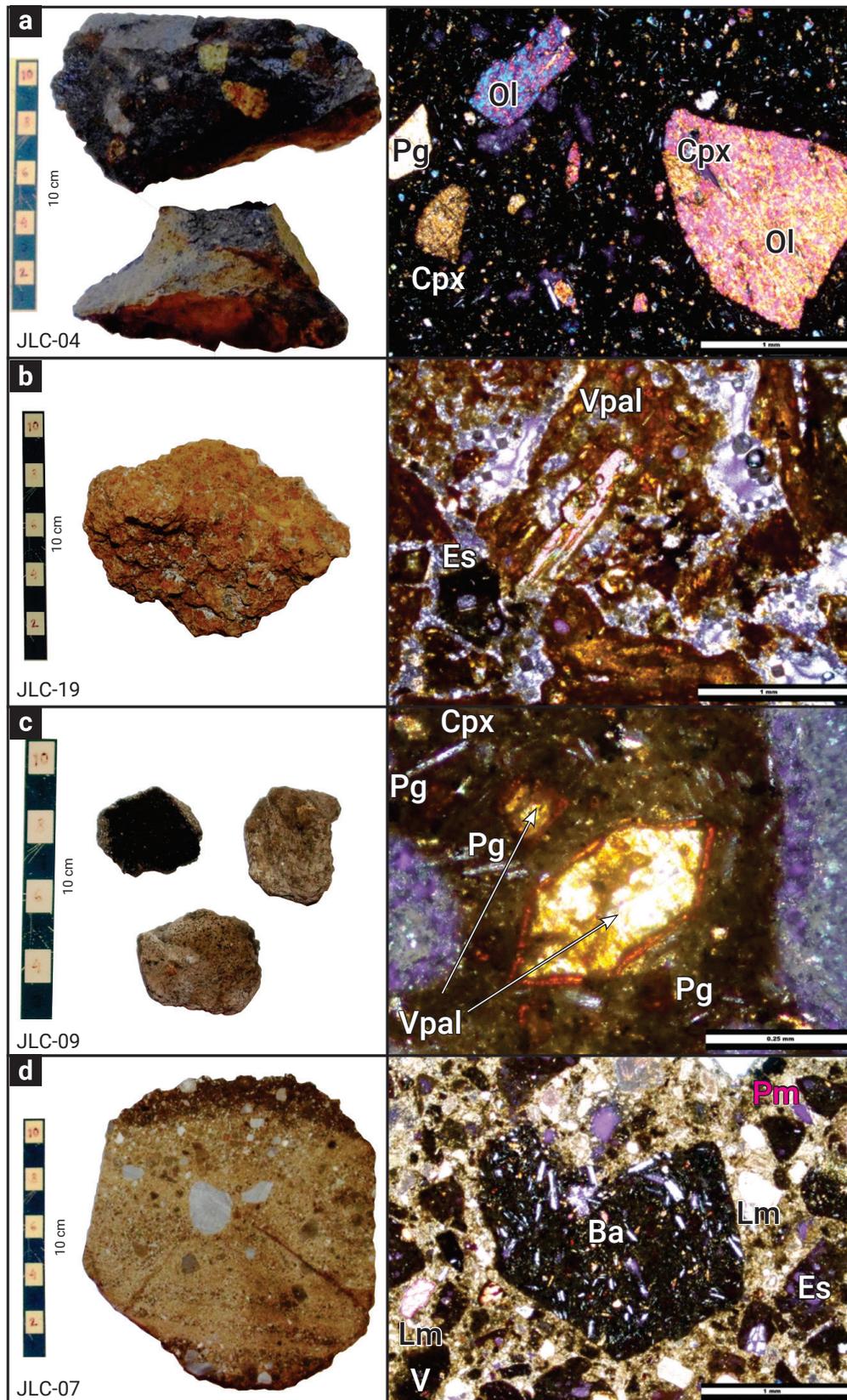


Figura 10. Muestras de mano y correspondiente fotomicrografía de unidades litológicas de la Joya de Los Contreras. a) Basalto alcalino pre-maar; lámina delgada con escala gráfica de 1mm (4x; luz polarizada). b) Aglomerado palagonitizado post-maar; lámina delgada con escala gráfica de 1mm (4x; luz polarizada). c) Pómez; lámina delgada con escala gráfica de 0.25mm (20x; luz polarizada). d) Toba lítica masiva de lapilli; lámina delgada con escala gráfica de 1mm (4x; luz polarizada).

anisotrópico, y presenta contenido puntual de minerales opacos ferromagnéticos. Algunas muestras de roca basáltica palagonitizada (como la muestra JLC-19, de la U13) presentan en menor grado, textura vesicular con vesículas presentando bordes con emplazamiento de palagonita (Figuras 10b y c), siendo en general basaltos alcalinos traquíticos.

Las rocas piroclásticas son tobas de grano fino-medio a grueso (Figura 10d); líticas y con algunos bloques y depósitos de caída clasto-soportados compuestos de fragmentos juveniles como pómez y escoria (de hasta 50% de ellos, y en ocasiones afectados por palagonitización), que a su vez incorporan minerales máficos (píroxeno-clinopíroxeno; enstatita, augita principalmente, anfíbol; hornblenda y kaersutita; y olivino), feldespato cálcico (como bitownita, labradorita) y minerales opacos-metálicos (ferromagnetita, titanomagnetita, magnetita) como accesorios. Petrográficamente, las tobas líticas están soportadas por matriz fina criptocrystalina (variando aproximadamente del 20-25 al 60%), mientras las de caída están clasto-soportadas, contando con escasa a nula matriz intraclasto (<5%), cuyos espacios pueden estar a veces rellenos por material arcilloso post-genético de propiedades isotrópicas, o composición calcárea. Otro componente importante de estas tobas son los clastos accidentales de caliza (del 10 al 30%) con textura micrítica con eventual desarrollo de cristales de CaCO_3 romboédricos, miliólidos, oolitas y pellets. Estos componentes proceden de la Formación El Abra. Finalmente, otro de los componentes importantes que constituyen a las rocas del área, son fragmentos de lherzolitas de espinela, granulitas feldespáticas y cristales sueltos de kaersutita (<1% a poco más).

4.4 Granulometría, componentes y morfología

La granulometría de los depósitos de JLC (Figura 11) son pobremente clasificados, tanto los de caída, como las tobas que se analizaron (Figura 3). Los depósitos formadores de maar, granulométricamente se interpretaron como la variación de los mecanismos de corrientes de densidad piroclástica (CDP) que transportaron predominantemente partículas de entre -1ϕ a -4ϕ , siendo el lapilli medio dominante. Material en suspensión, como la ceniza fina ($>4\phi$) se observó en porcentajes mínimos debido a su fácil elutriación durante el transporte del material. Los parámetros de tamaño de granos fueron calculados usando el “Método de los Momentos” en lenguaje de programación “Microsoft Visual Basics” y están calculados aritmética, geométrica (micrones) y logarítmicamente (escala ϕ ; Krumbein & Pettijohn, 1938). La interpolación lineal también fue aplicada para el cálculo de parámetros estadísticos por el método gráfico de Folk & Ward (1957). Adicionalmente, los datos de tamaños de clastos fueron apoyados de características texturales y estru-

cturales de los depósitos, para así interpretar los procesos de transporte y depositación de CDP, generalmente relacionados a turbulencia, corrientes de baja densidad, que se desarrollan en la carpeta de tracción basal (Pardo *et al.*, 2009). El material en suspensión presenta rasgos de agradación, con concentración de partículas gruesas hacia la cima del depósito, mostrando gradación gradualmente inversa.

Las muestras clasto-soportadas de la parte basal de la secuencia, reflejan variaciones heterogéneas, observándose un depósito pobremente clasificado, y polimodal, pero que empezó con una curva de probabilidad muy platicúrtica y un sesgado grueso y terminó con una curva de probabilidad leptocúrtica y sesgado fino (Figura 11). Los depósitos de U5 (Figura 3 y Figura 4) son tobas de facies ricas en líticos de lapilli, pobremente clasificados y de comportamiento trimodal a polimodal. Es común la presencia de bloques $> -5\phi$, observados en los sectores NNW y ENE del área de manera regular, sin embargo, estos rangos de clastos no fueron considerados para el análisis granulométrico. Las unidades U7, U9 y U11 clasto-soportadas (Figura 3), varían de comportamiento polimodal a trimodal, caracterizándose por gradación inversa.

El análisis de distribución de componentes (Figura 11), en los depósitos pre- y post-maar, involucra los componentes de la Tabla 5 (ver porcentajes). Los xenocristales de olivino señalan alta concentración de $\sim 10\%$ de ellos, transportados desde el manto superior y/o base de la corteza al momento del ascenso magmático, mientras que los clastos calcáreos alterados hasta 16%, remarcando un grado de influencia de la explosión afectando intensamente la roca encajonante. Material palagonitizado incluye clastos de escoria, basalto y aglutinados de color naranja intenso (hasta casi 18%).

En la U2 varía considerablemente el volumen de material basáltico previo (retrabajado), denotando reciclamiento constante mientras se sucedían los mecanismos eruptivos, y particularmente la base de la unidad muestra aumento de más de 60%, si se compara a la parte superior, de material juvenil (pómez), pero la caliza alterada disminuye aproximadamente 6%. Los contenidos de material palagonitizado y de aglutinados mantienen un porcentaje similar a U1 ($\sim 10\%$ y 7% respectivamente), reflejando condiciones de humedad propensas durante un proceso freato-magmático favorable.

Los depósitos intermedios (Figura 3; U4 y U5), presentan variación de componentes (Tabla 5), con distribución de juveniles menor a 2% en relación con el material basáltico retrabajado de cerca de 47%, mientras la relación de caliza alterada/fresca está en $\sim 18\%$, aumentando considerablemente al doble la caliza fresca sobre la alterada (U5; parte superior). Xenocristales de olivino en 2-3% y aglutinados en $\sim 13\%$, y los materiales palagonitizados disminuyen en 1:3 a la secuencia previa post-maar (U1 y U2)

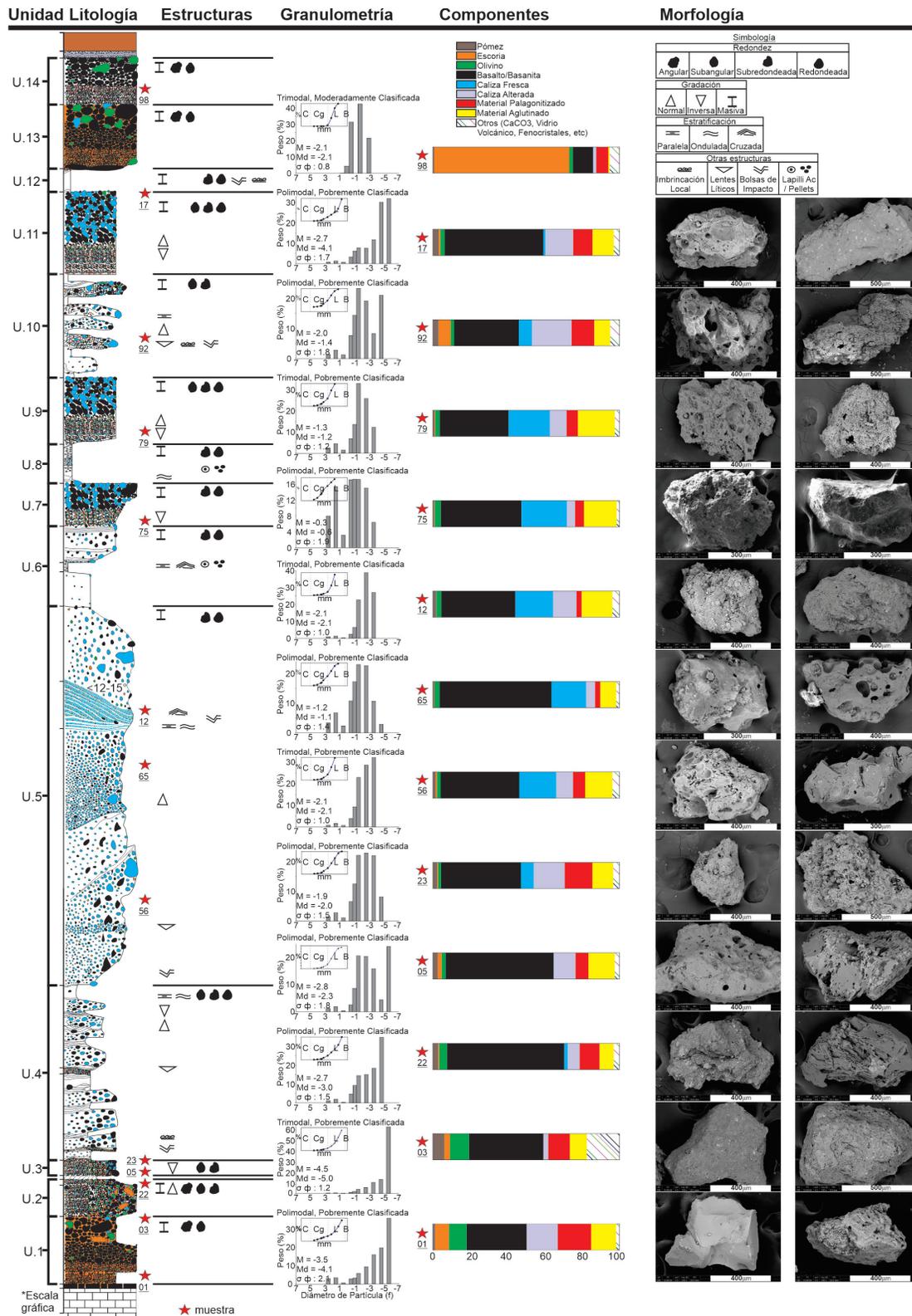


Figura 11. Columna estratigráfica acompañada de datos de estructuras, granulometría, componentes y morfología de clastos. Resultados de granulometría muestran unidades con comportamiento trimodal a polimodal, son pobremente a muy pobremente clasificadas, predominando las fracciones de ceniza gruesa y lapilli fino. En las barras porcentuales de componentes se observan cambios en función del estilo eruptivo, siendo los componentes predominantes el basalto alcalino pre-maar y juvenil, líticos de caliza (fresca inalterada y/o alterada/descarbonatada), y material palagonitizado y aglutinado. Las imágenes de MEB, exhiben formas de bloques (a veces con fracturas concoideas) en la parte basal. De la parte basal superior a media, y media superior, la presencia de vesículas de formas esféricas a semiesféricas, además que frecuentemente muestran adhesión de partículas muy finas.

Tabla 5. Lista de componentes contabilizados para obtención de porcentajes, en muestras de caída, o con baja o débil litificación.

Muestra	Pómez	Escoria	Olivino	Basalto	Caliza Fresca	Caliza Alterada	Material Palagonitizado	Material Aglutinado	Otros	Total	Unidad
JLC-01 (%)	0.93	7.45	9.49	32.15	0.00	16.67	17.91	13.40	2.00	100	U1
JLC-03 (%)	6.21	3.09	10.29	39.85	0.00	2.42	11.65	9.08	17.41	100	U2
JLC-22 (%)	2.77	0.71	4.26	62.78	1.93	6.39	10.67	7.63	2.86	100	
JLC-05 (%)	2.47	2.20	2.12	57.84	0.17	11.64	6.96	14.09	2.51	100	U3
JLC-23 (%)	2.26	0.60	1.61	42.83	6.90	16.67	14.95	11.18	3.00	100	
JLC-56 (%)	1.35	0.82	1.98	42.15	19.80	9.05	6.57	14.65	3.63	100	U5
JLC-65 (%)	0.57	0.05	2.74	59.95	18.60	4.79	2.83	8.58	1.89	100	
JLC-12 (%)	1.67	0.05	2.70	39.74	20.18	12.59	2.85	16.42	3.80	100	U7
JLC-75 (%)	0.50	0.25	3.29	43.16	24.35	4.47	4.82	17.56	1.60	100	
JLC-79 (%)	0.84	0.42	2.37	36.86	22.14	8.99	6.12	19.81	2.45	100	U9
JLC-92 (%)	2.93	6.62	1.86	34.63	7.09	21.22	12.15	8.50	5.00	100	U10
JLC-17 (%)	2.92	0.96	2.30	52.91	1.21	14.95	10.41	11.48	2.86	100	U11
JLC-98 (%)	0.66	72.31	1.91	10.87	0.03	1.60	6.54	0.79	5.29	100	U14

y basal (U3), con contenidos bajos, pero el material aglutinado aumenta ligeramente.

El comportamiento en la secuencia superior (U7 a U12), presenta aumento de material juvenil (pómez y escoria; casi 4%). Los porcentajes de basalto retrabajado preexistente están en casi 42%, al igual que el olivino en ~2.5%, disminuyendo levemente. Los contenidos de caliza fresca mantienen tendencia similar, a excepción de la U11 (16%), siendo el evento de caída final de la secuencia formadora del maar. La caliza alterada presenta variaciones de casi 4.5% a 21%. Los componentes palagonitizados se mantienen próximos a 7.5%, con leve aumento en el contenido de aglutinados (~13.5%).

Finalmente, la U14 contiene escoria basáltica post-maar hasta en 72%, seguido de componentes basálticos en ~10% y escasos xenocristales de olivino menor a 2%. Accidentales calcáreos están en ~1.5%, siendo bajo, mientras el material palagonitizado conserva un porcentaje de ~6.5%.

Se aplicó al rango granulométrico de 1Φ y 2Φ (ceniza media a ceniza fina), y se seleccionaron clastos de pómez principalmente para determinar y caracterizar el tipo de fragmentación (Wohletz, 1983; Delino & La Volpe, 1996; Ersoy *et al.*, 2007; Nurfiani & Bouvet, 2018: Figura 11), que derivó en el proceso magmático al momento de la erupción magmática-hidromagmática. Las características morfológicas de las partículas como la forma del bloque, si es vesicular (con superficies irregulares redondeadas), de musgo, esféricas y/o forma de gota o de placa (Büttner *et al.*, 1999; 2002) y texturales de las cenizas dan indicaciones sobre el tipo de fragmentación del magma, proceso por el cual, magma en movimiento relativamente lento tornó en un flujo de gas violento (Martí *et al.*, 1999).

La U1 y U2 (secuencia pre-maar; Figuras 8a y d) presentan clastos con afinidad a fragmentación magmática, siendo de morfologías elongadas angulosas con vesículas tabulares a irregulares (Figura 11), y muestran en ocasiones contornos cóncavos y convexos correspondientes a las paredes de vesículas grandes quebradas. La U3 (depósito de caída basal) presenta características de fragmentación similares a la U1 y U2, más, sin embargo, también se observaron clastos con desarrollo de características freatomagmáticas que incluyeron formas de bloque (o *equant*), subredondeados, con texturas de superficies escalonadas y adherencia de partículas. En U5 predominaron las partículas con morfologías y texturas de tipo freatomagmático por sobre las de tipo magmático, notando que la relación entre la interacción magma/agua aumentó en comparación con los depósitos previos de la secuencia. Los depósitos de la parte superior de la secuencia se diferencian por presentar morfologías y texturas predominantemente concordantes con la fragmentación freatomagmática, imperando de bloques o *equant* subredondeados, con nítidas texturas escalonadas y de visibles grietas de enfriamiento, además de abundantes partículas adheridas (característico de condiciones húmedas). Las características de fragmentación magmática aumentan en las unidades U10 y U11, con el aumento de vesículas esféricas a subesféricas.

4.5 Geoquímica de roca total

La composición química de las rocas volcánicas de JLC (Tabla 6), comprende principalmente basaltos subcalinos, traquibasaltos, tefritas y basanitas (Figura 12a; LeBas *et al.*, 1986). Una muestra proveniente de la toba, mostro valores altos

Tabla 6. Elementos Mayores en Óxidos (wt%) en norma CIPW y abundancia de Elementos Traza y Tierras Raras (ppm) para muestras de Joya de Los Contreras.

Composición de tipo de roca	JLC-02 (U1)	JLC-09 (U4)	JLC-18 (012)	JLC-19 (U13)	JLC-25 (U13)	JLC-26 Fase Tardía	JLC-49 (U5)
	Traquibasalto	Tefrita	Toba Lítica	Basalto Sub-alcálido	Basalto Sub-alcálido	Basalto Sub-alcálido	Basanita
<i>Lat N</i>	2,532,239	2,532,239	2,532,910	2,532,910	2,532,111	2,532,246	2,532,944
<i>Long W</i>	368,997	368,997	368,778	368,778	369,093	367,644	367,962
SiO ₂	49.21	47.92	31.02	48.42	48.73	50.92	46.23
TiO ₂	1.47	1.98	0.80	1.74	1.76	0.70	2.05
Al ₂ O ₃	17.86	10.50	3.58	16.87	17.05	20.49	18.73
Fe ₂ O ₃ T	7.83	12.97	6.16	8.99	9.02	8.04	8.47
MnO	0.16	0.17	0.11	0.17	0.17	0.08	0.16
MgO	5.91	6.05	6.08	7.01	6.51	5.02	6.92
CaO	9.66	10.85	46.77	11.09	11.67	9.83	10.08
Na ₂ O	2.65	1.97	0.25	1.32	1.33	2.10	3.24
K ₂ O	3.84	5.10	1.89	2.80	2.82	2.03	2.93
P ₂ O ₅	0.81	1.04	0.41	0.89	0.90	0.30	0.87
LOI	-0.01	0.68	1.52	0.38	0.03	0.02	0.01
Total	99.39	99.23	98.59	99.68	99.99	99.53	99.69
Elementos Trazas (ppm)							
Sc	16.82	10.92	6.22	15.94	12.42	20.23	15.82
Be	2.41	2.16	1.34	2.24	3.17	1.26	2.37
V	175.88	147.38	74.88	174.15	118.49	179.36	227.85
Ba	377.46	234.74	145.81	388.67	477.06	168.64	385.12
Sr	745.79	799.19	403.74	742.50	900.27	324.60	775.19
Y	27.24	22.81	13.19	25.57	31.11	22.24	27.11
Zr	259.45	229.22	116.61	233.47	343.44	129.02	250.04
Cr	287.01	151.55	68.38	218.53	236.94	275.02	91.04
Co	46.24	36.92	18.83	47.74	37.29	52.97	50.11
Ni	219.37	162.47	74.07	216.99	197.30	200.12	97.93
Cu	57.70	47.00	22.17	60.00	52.40	58.64	69.70
Zn	109.07	94.05	50.57	106.34	117.37	105.16	119.83
Ga	21.44	17.98	12.41	20.19	23.24	20.22	22.63
Rb	27.91	39.00	18.39	27.01	40.73	19.63	28.25
Nb	59.95	55.96	26.71	56.20	78.12	17.29	61.34
Mo	3.96	0.73	1.50	1.75	4.51	1.49	3.71
Sn	1.92	3.87	1.02	1.82	2.37	1.31	1.91
Sb	0.12	0.15	0.50	0.07	0.18	0.25	0.11
Cs	0.44	0.24	1.61	0.32	0.51	0.65	0.40
Er	2.57	2.10	1.18	2.37	2.93	2.07	2.47
Yb	2.04	1.58	0.94	1.85	2.31	1.78	1.80
Lu	0.29	0.22	0.13	0.25	0.32	0.25	0.24
Hf	5.66	4.96	2.47	5.15	7.30	3.09	5.55
Ta	3.70	3.43	1.58	3.45	4.87	1.09	3.74
W	0.48	0.32	0.56	0.32	0.64	0.39	0.50
Tl	0.07	0.04	0.12	0.06	0.08	0.09	0.06
Pb	3.21	4.89	3.02	2.73	4.19	2.63	2.81
Th	4.03	3.56	2.43	3.61	5.70	2.19	3.73
U	1.33	1.38	1.12	0.80	1.37	0.67	1.24
Tierras Raras (ppm)							
La	35.39	32.09	18.46	32.27	47.81	14.39	33.82
Ce	72.86	66.24	35.94	67.24	96.75	30.63	71.08
Pr	8.98	8.19	4.39	8.33	11.74	3.88	8.95
Nd	35.75	32.53	17.50	33.47	45.34	16.87	36.37
Sm	7.68	6.90	3.67	7.31	9.33	4.40	8.10
Eu	2.22	1.96	0.97	2.13	2.65	1.32	2.36
Gd	7.11	6.31	3.37	6.72	8.32	4.59	7.51
Tb	1.03	0.90	0.48	0.98	1.20	0.71	1.08
Dy	5.54	4.74	2.54	5.23	6.30	4.26	5.70
Ho	1.00	0.84	0.47	0.93	1.13	0.81	1.00

de CaO (46.7%), por lo que se reconoce un aporte extraordinario de los clastos de caliza en la misma. Las rocas volcánicas corresponden al traquibasalto pre-maar (U1), pómez juvenil (U4), basanita juvenil (U5), toba de grano fino (U12), basalto subcalino post-maar (U13) y un flujo de lava (basáltica subcalina) tardío. Diagramas de discriminación tectónica fueron aplicados, sobresaliendo el de Zr/Ti (Pearce, 1982), mostrando una clara afinidad de las muestras en su mayoría a material magmático intraplaca (Figura 12b).

También se graficaron una serie de diagramas binarios, y se utilizó el de Th vs CaO, Al₂O₃ y CaO/Al₂O₃ (Figuras 13a, b y c), para comparar con aquellas muestras de volcanismo intraplaca del Cuaternario documentadas por Aranda-Gómez *et al.* (2005), notándose cierta afinidad y comportamiento a las aquí estudiadas, además de diagramas binarios de variación en base a las relaciones Mg versus Sr, Zr y Cr (Figuras 13d, e y f). En los diagramas multi-elementos de normalización a condritas (Nakamura, 1974; Figura 14a) y manto primitivo (McDonough & Sun, 1995; Figura 14b) para identificar el comportamiento de las tierras raras, se observa una tendencia negativa de los elementos con fuerte incompatibilidad (cristalización fraccionada)

como son las Tierras raras ligeras (ETRL; La, Ce, Pr, Nd, Pm y Sm) con un decrecimiento leve pero constante. Mientras que, en los elementos con alta compatibilidad, es decir las tierras raras pesadas (ETRP; Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu) continua la tendencia negativa, pero constante y poco gradual con empobrecimiento de los elementos denotando que estos magmas son poco evolucionados, aunado a que no se observó ninguna anomalía de Eu. Para el caso del diagrama de elementos trazas normalizados a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), se observó un patrón similar entre las muestras de rocas máficas pre-maar, basálticas juveniles y post-maar (JLC-02, JLC-49, JLC-19 y JLC-25), donde se interpreta de igual manera un magma poco evolucionado, sin embargo con anomalías negativas en Ba para las muestras JLC-09 (pómez), JLC-26 (basalto vesicular) y JLC-18 (toba lítica), en Pb para las muestras JLC-25 (basalto post-maar), JLC-02 (basalto pre-maar), JLC-49 (balístico de basalto) y JLC-19 (aglomerado basáltico) y Ti en todas las muestras (evidenciando la cristalización de minerales ricos en Ti; Tabla 6), con un enriquecimiento de elementos poco compatibles que gradualmente van decreciendo hacia los elementos altamente compatibles.

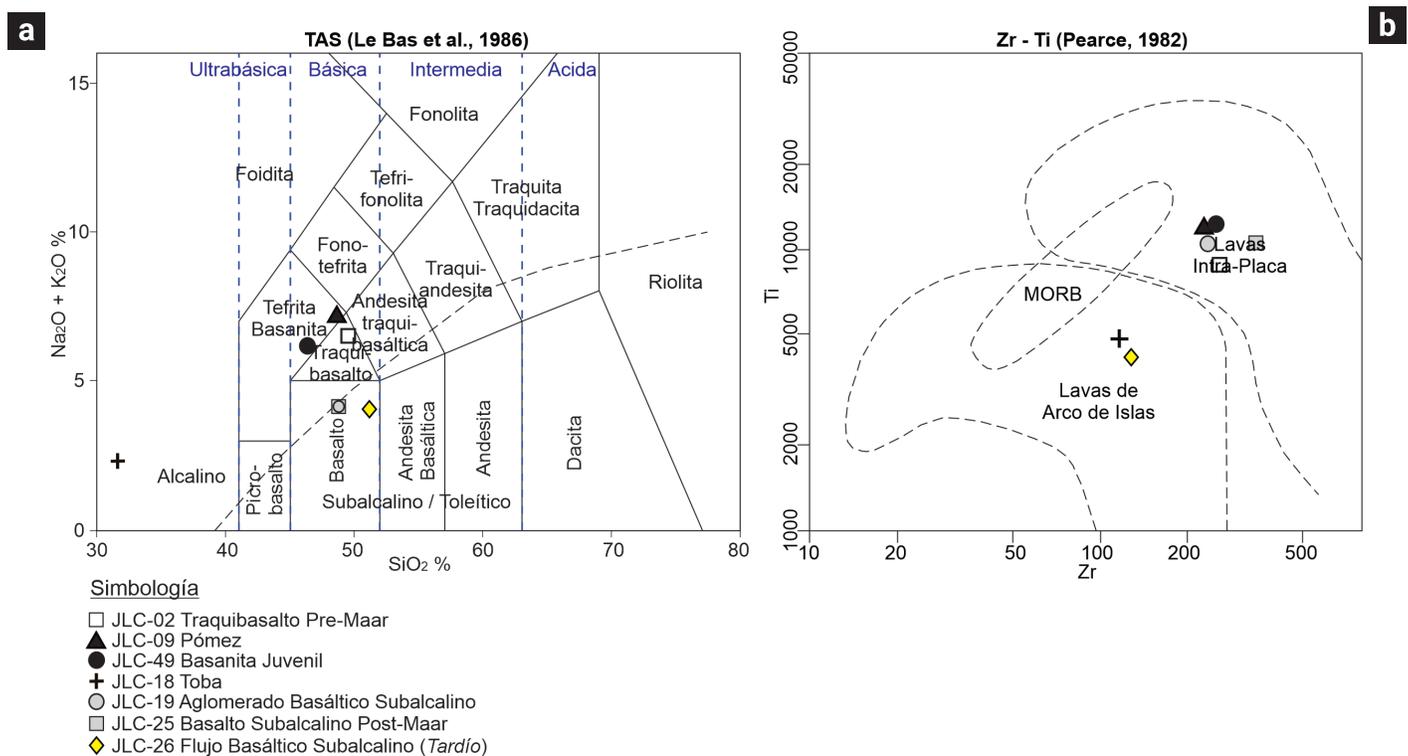


Figura 12. a) Diagrama de TAS (modificado de LeBas *et al.* 1986), para rocas básicas a ultrabásicas, agrupando las rocas volcánicas de la zona como básicas-subcalinas (Tefrita/Basanita, traquibasalto y basalto), mientras que (+) una muestra de pómez fue clasificada como alcalina. b). Diagrama de discriminación tectónica Zr-Ti (Pearce, 1982), clasificando las muestras procedentes de lavas intraplaca en su mayoría, a excepción de dos, identificadas como de arcos de islas, posiblemente siendo influenciadas por un proceso tectónico anterior a la tectónica intraplaca, más afín con un magmatismo tardío de magmas de arcos de isla.

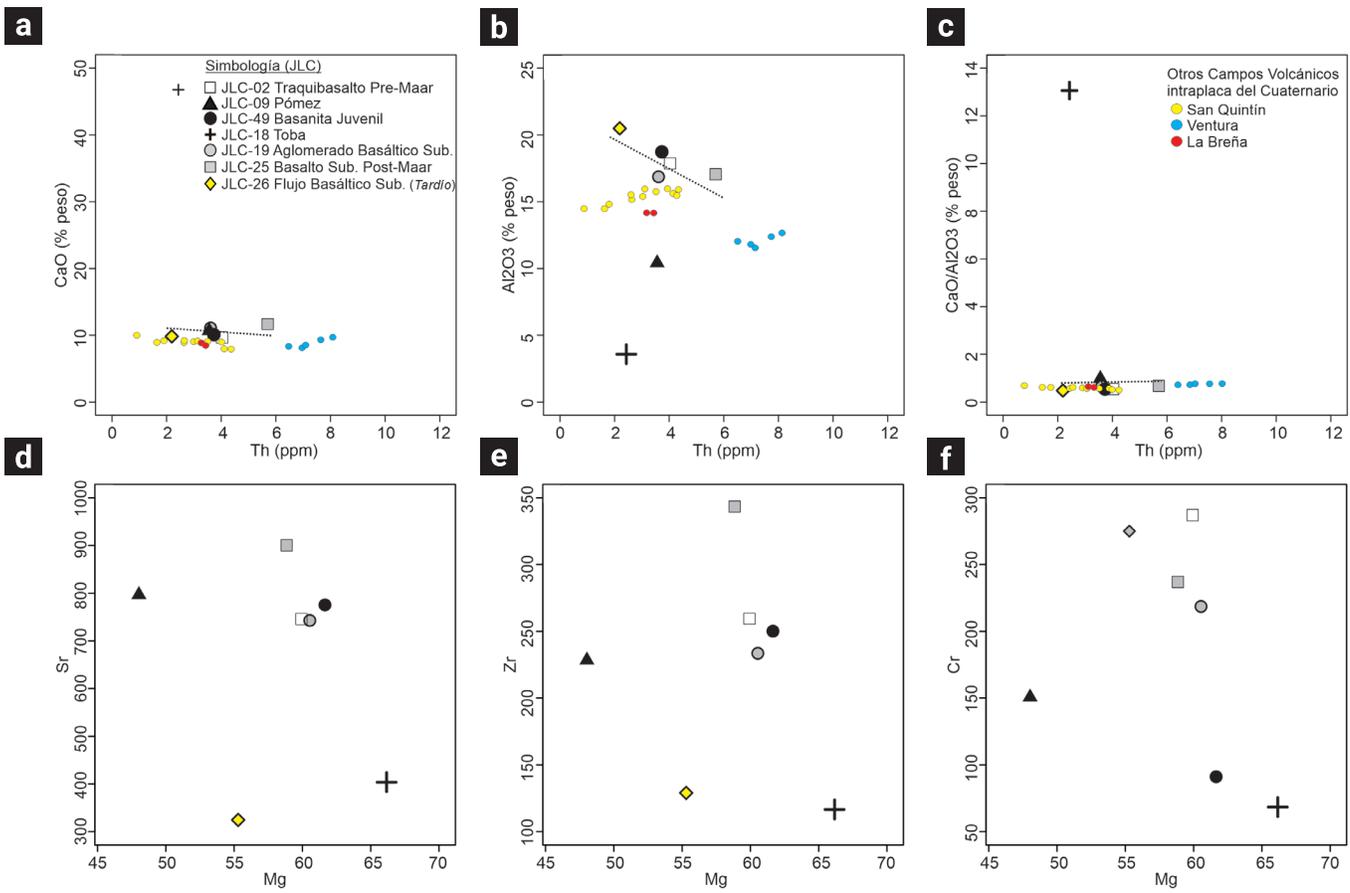


Figura 13. Diagramas binarios de variabilidad Th vs CaO (a); Th vs Al₂O₃ (b); Th vs y CaO/Al₂O₃ (c) para las rocas volcánicas pre-maar, juveniles formadoras del maar y post-maar de Joya de Los Contreras. Las líneas negras indican tendencias lineales resultado de la disminución progresiva del Cpx a partir de su evolución de la fuente, (basado en Luhr *et al.*, 1995). Se incluyen muestras selectas para comparación de San Quintín (Aranda-Gómez *et al.*, 2005), Ventura y La Breña. Diagramas binarios de variabilidad Mg vs Sr (d); mg vs Zr (e); y mg vs Cr (f).

5. Interpretación

La evolución volcanológica del maar Joya de Los Contreras está determinada por cinco fases eruptivas que incluyen, la Fase 1 pre-maar (efusiva a estromboliana, U1 y U2); Fase 2 formadora del maar basal (estromboliana a freatomagmática, U3 y U4); Fase 3 formadora del maar intermedia (freatomagmática, U5); Fase 4 formadora del maar (freatomagmática, inicialmente caracterizado por dos depósitos ricos en lapilli acrecional/pellets, U6 a U12) y; Fase 5 post-maar (estromboliana a efusiva, U13 y U14).

5.1 Fases eruptivas

El magmatismo inició con una fase previa de volcanismo efusivo (Figura 15a), con emplazamiento de un flujo de lava basáltica de tipo alcalino, cubriendo la parte NNE y E de la zona, y de manera discordante las rocas calcáreas preexistentes. La edad del volcanismo está catalogada como pleistocénica, con una edad radiométrica previa reportada por Aranda-Gómez y

Luhr (1996) de 0.45 Ma obtenida por el método K-Ar (matriz en un clasto de basalto). En esta investigación, se efectuó un nuevo fechamiento geocronológico por el método Ar⁴⁰/Ar³⁹ en roca total (matriz de basalto subalcalino post-maar), para tratar de obtener una edad más precisa del volcanismo, siendo de 0.447 ± 0.011 Ma. (Anexo 1 y Anexo 2).

5.1.1. Fase 1 (pre-maar)

Fase derivada de volcanismo efusivo (U1), gradualmente evolucionó a estromboliano (Figura 15b), originando explosiones pausadas con emisión de lava traquibasáltica de forma irregular, variando las explosiones de calmadas a medianamente intensas. Los productos volcánicos resultantes fueron de baja viscosidad, expulsados a través de conductos volcánicos por salpicadura (spatter), implicando que el magma fue de ascenso rápido, y tasa de expulsión del magma alta, en relación con el volumen hídrico, lo cual pudo inhibir un proceso hidromagmático temprano entre las rocas calcáreas preexistentes. Los bloques de traquibasalto

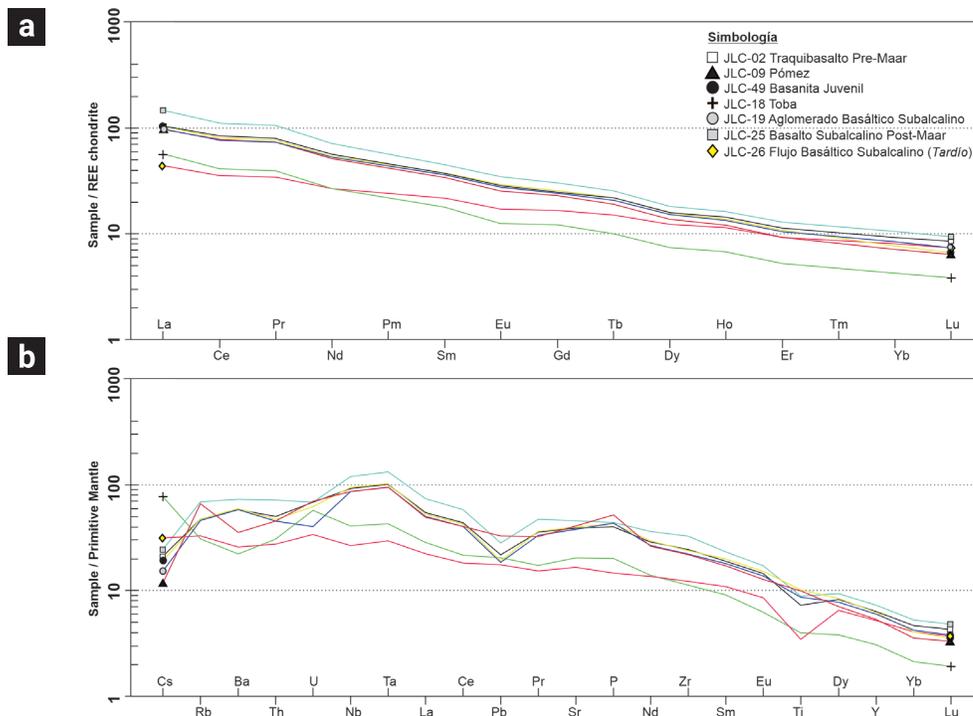


Figura 14. Diagramas multi-elementos de tierras raras normalizados a condritas de Joya de Los Contreras. a) Diagrama de REE normalizados a condritas y manto primitivo (Nakamura, 1974), mostrando el comportamiento de las muestras con una tendencia positiva casi idéntica de ETRL incompatibles y enriquecidos por arriba de la serie de los lantánidos con un decremento progresivo en continuidad baja. Mientras los ETRP exhiben tendencia negativa, y constante, así como poco gradual con empobrecimiento de los elementos Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, y Lu, evidenciando magmas poco evolucionados. b) Diagrama de REE normalizados a Manto Primitivo (McDonough & Sun, 1995), también presentan un patrón similar al diagrama normalizado a condritas, pero observándose anomalías negativas de Ba, Pb y Ti en las muestras de basalto, tanto pre-maar, como post-maar.

al estar embebidos en aglomerado basáltico fuertemente palagonitizado, exhiben el comienzo de la presencia hídrica, pero no generaron explosiones violentas. Wohletz (1983) apunta que en erupciones donde existe limitada interacción agua/magma, las partículas generalmente tienen rangos granulométricos de centímetros, y en caso de que exista incremento de partículas de ceniza (5-30%), significa que la proporción de agua está a la par del volumen de magma. La granulometría en esta fase varía de -2.7Φ a -4.5Φ (U1), clasificándose entre lapilli fino a medio y corresponde a un grado de fragmentación magmática, variando a hidromagmática, la primera reconocida por clastos angulosos, con algunas vesículas esféricas, mientras que la segunda con clastos tipo *equant*, subredondeadas, de superficies escalonadas y partículas adheridas. La generación de material traquibasáltico y retrabajado ronda el 45%, siendo el componente predominante y resultado de un alto volumen de material magmático, aunado al material basáltico retrabajado, mientras que el material juvenil como basalto alcalino, basanítico, pómez, escoria y material palagonitizado fue de menor proporción (~7%), evidenciando un volumen limitado de magma durante el proceso hidromagmático

(Figura 11; características morfológicas de partículas; Chako-Tchamabe *et al.*, 2015). La naturaleza inicialmente efusiva, y posteriormente estromboliana (U2) con variaciones de intensidad explosiva, incorporo componentes accidentales de la roca calcárea encajonante preexistente, afectando su composición química primordial, a una roca alterada. Esta Fase, en su periodo tardío plasma en un proceso de caída, que concentra mayormente componentes traquibasálticos retrabajados, y aumento de material juvenil de pómez, escoria (composición traquibasalto, basanita) y clastos aglutinados a veces palagonitizados.

5.1.2. Fase 2 (formadora de maar)

Entre la Fase 1, y Fase 2, (Figura 3), se identificó una capa delgada limo arenosa con pedogénesis incipiente (Figuras 8a y d), sin desarrollo aparente de materia orgánica, interpretado como rápido emplazamiento de sedimentos finos aluviales y eólicos.

La Fase 2, retoma la continuidad del volcanismo (Figura 15c), variando los estilos eruptivos, abarcando una fase estromboliana (U3) de menor intensidad a la previa, resultando en generación

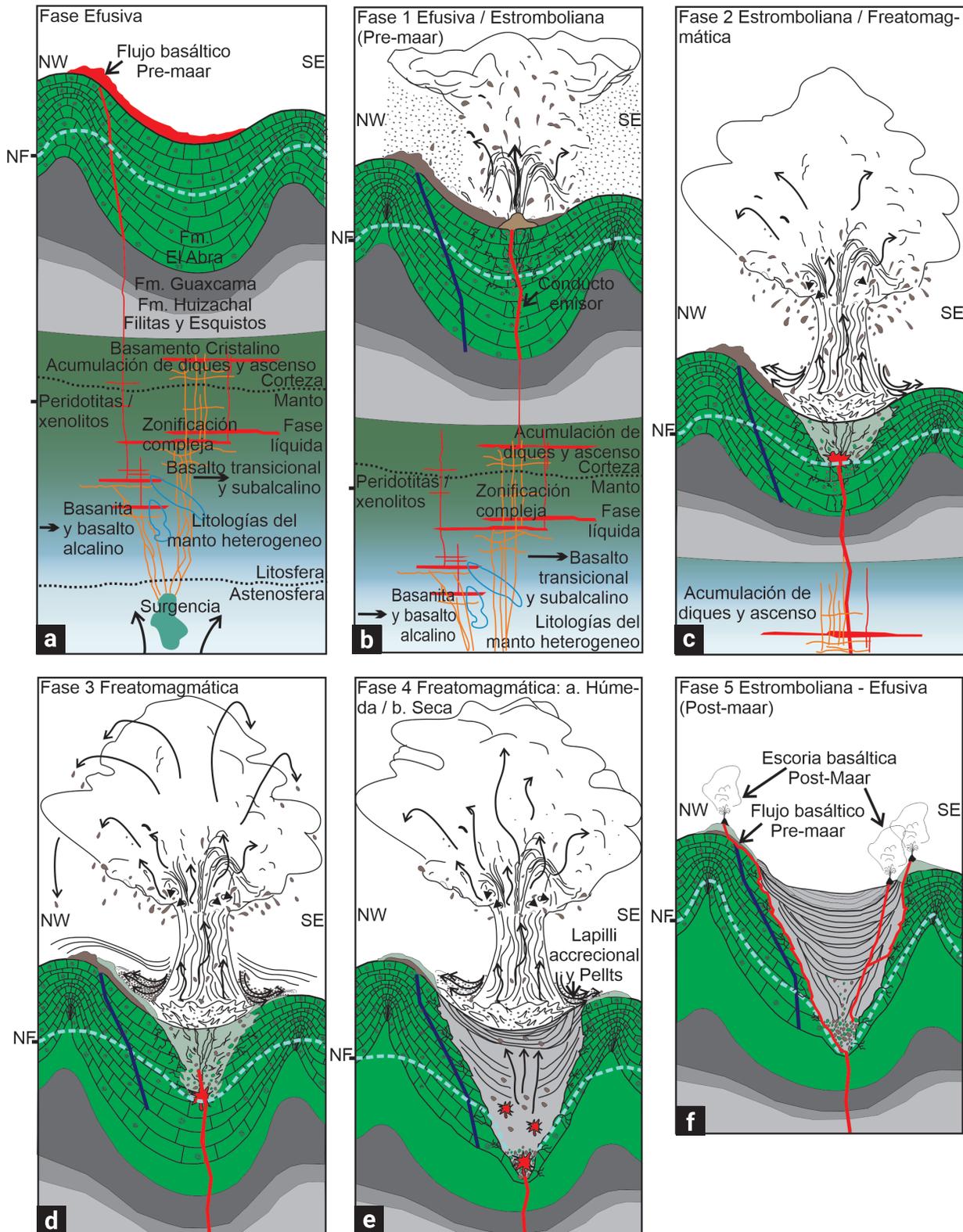


Figura 15. Evolución volcánica esquemática para la formación del maar Joya de Los Contreras, generado a partir del ascenso rápido de magma máfico procedente del manto superior/corteza continental inferior a través de zonas de fallamiento normal de gran profundidad asociado a tectónica extensional, y que entró en contacto con un acuífero hospedado en rocas calcáreas: a) Fase efusiva previa al desarrollo eruptivo pre-maar. b) Fase efusiva a estromboliana pre-maar. c) Fase estromboliana a freatomagmática, previamente separada por una etapa corta de cese de actividad. d) Fase freatomagmática con desarrollo de una potente unidad masiva de toba masiva rica en líticos de lapilli con variaciones de ceniza gruesa y bloques. e) Fase freatomagmática, diferenciada de la previa por dos horizontes o estratos ricos en lapilli acrecional y pellets. f) Fase estromboliana a efusiva post-maar.

de columna acompañada de eyección de balísticos. Este material eyectado trunca o disminuye puntualmente el espesor del depósito subyacente (Figura 8d). Las condiciones de humedad de esta fase (F2) probablemente se mantuvieron similares a la fase eruptiva F1. El rango granulométrico se mantiene entre lapilli fino a medio, afín al estilo eruptivo estromboliano, pero presencia de fracción más fina (ceniza media a gruesa), únicamente como soporte intraclasto esporádicamente, o partículas adheridas. Análisis morfológico de las partículas de ceniza indica que la fragmentación es de carácter freatomagmática (Figura 11).

La Fase 2 presenta una transición estromboliana a freatomagmática (U4), resultando en intercalación de depósitos de tobas estratificadas y líticas masivas de lapilli, con presencia regular de bloques y balísticos (Figura 8a), lentes con lineación de líticos, derivados de mecanismos de imbricación de lapilli y ceniza gruesa, con orientación difusa de los clastos. Procesos incluyen variación de intensidad en CDP, con algunas facies ricas en líticos, y otras derivadas de corrientes diluidas (oleadas), con acumulación notable de ceniza. La depositación de facies estratificadas sobresale en la parte media-superior (Figura 8f), producto de sucesiones repetidas de CDP (corrientes piroclásticas diluidas y densas). La intensidad de las explosiones subsecuentes, en base a la disponibilidad del agua, resultó en la excavación del lecho rocoso, y adición de accidentales calcáreos, probado por el incremento en el contenido de material lítico (23%, siendo 17% caliza alterada). La Presencia de vesículas con bordes palagonitizados (previamente sideromelano) refleja incorporación de H₂O al proceso volcánico. Las partículas volcánicas de superficies ásperas o rugosas suelen asociarse a explosiones hidrotermales, resultado de precipitación de minerales secundarios de grano fino. En U3, se identificó la presencia de Chabasita, y de acuerdo con Walton & Shiffman (2003), la alteración a baja temperatura en hialoclastitas, resultaron en minerales de alteración, referenciando la presencia de Chabasita. Algo observado a través del MEB y que concuerda con Walton y Shiffman, es el intercrecimiento de Chabasita como relleno de vesículas.

5.1.3. Fase 3 (formadora de maar, continuación)

La Fase 3 (Figura 15d) involucra únicamente la U5 (Figura 3, Figura 4), originada de procesos freatomagmáticos, con variaciones de fragmentación magmática. El espesor potente podría tener su origen por gran volumen de magma mezclado en condiciones idóneas con agua subsuperficial, eyectando y depositando el material resultante, en una CDP intergradacional, con fluidización semi-granular, donde los clastos fueron cargados por un flujo turbulento, mientras en la parte inferior, la concentración de clastos de lapilli medio a grueso refleja sutiles mecanismos de saltación y tracción. La Fase 3 está dividida en cinco pulsos, integrando así mismo cinco subunidades, separados

por la proporción de material lítico en relación con la matriz, y el régimen volcánico que predominó.

El depósito basal (Figura 3) corresponde a facies de toba masiva rica en líticos de lapilli, y bloques de caliza, basalto, con algunos nódulo de peridotitas de olivino ocasionales. Una explosión termo-hidráulica altamente efectiva generó una influencia de fracturamiento en la roca encajonante lo suficiente poderosa para incorporar fragmentos de caliza, muchos de ellos afectados por la transferencia de alta temperatura al momento de la explosión freatomagmática. La media indica un -2.1Φ , siendo lapilli medio el predominante. La abundancia de clastos accidentales indica explosiones freatomagmáticas de alta energía (Zimanowski, 1998) a relativamente alta profundidad acompañadas de una extracción significativa en la zona del conducto (Németh, 2003; Valentine & White, 2012; Valentine *et al.*, 2017; Chako-Tchamabe *et al.*, 2015). La fragmentación a alta profundidad puede respaldarse con la presencia de vesículas esféricas de la mayoría de las partículas juveniles, mientras que la interacción con agua se determina con características freatomagmáticas como partículas de ceniza con alta vesicularidad, clastos elongados con vesículas tabulares e irregulares, además de clastos angulares (Figura 11; Wohletz & Krinsley, 1982; Dellino & La Volpe, 1996; Büttner *et al.*, 1999 & 2002). Un segundo depósito se emplazó a partir de CDP diluidas, con imbricación de líticos de ceniza gruesa, lapilli y contenido de bloques pequeños muy escasos, embebidos en matriz tobácea. Corresponde a un pulso hidromagmático probablemente más explosivo al previó de granulometría más fina, clastos retrabajados y/o accidentales en porcentajes menores. Continúa otro depósito que corresponde al producto de una CDP altamente concentrada, teniendo su origen a partir de una explosión hidromagmática de alta efectividad, adjuntando un porcentaje considerable de líticos. Posteriormente, un cuarto evento resulto de mecanismos de tracción altamente concentrados, y debido a la disposición de las capas y la distribución de la estratificación, las explosiones pudieron originarse en un conducto emisor ubicado hacia el sector central a WNW del cráter (Figura 2b), jugando la topografía un papel esencial en la configuración de estas facies, limitando la expansión de los depósitos a los altos estructurales, observándose las facies más proximales al conducto. Gran proporción de material aglutinado refleja condiciones húmedas en esta fase freatomagmática. La morfología de partículas juveniles expuso características típicas de la fragmentación freatomagmática en esta U5 (Figura 11), afín a los depósitos de maar (Lorenz, 1987; Gençalioglu- Kuşcu *et al.*, 2007). Autores como Dellino *et al.* (2004) sugieren que los cambios de facies resultan de la disminución en la relación de suministro y granulometría en un depósito, así como de las condiciones proximales y distales de este. Finalmente, un depósito resultante de una facies de toba masiva lítica de lapilli, siendo producto de CDP. La subunidad presenta características

propias del freatomagmatismo (Figura 11), y debido a un alto contenido de caliza y las condiciones eruptivas, expone una litificación generalmente alta.

5.1.4. Fase 4 (formadora de maar, continuación)

Esta Fase integra una combinación de CDP, interactuando con mecanismos de caída en una intercalación de pulsos en pares (U6 a U12), de un proceso freatomagmático de condiciones húmedas altas (Figura 15e). Un primer evento represento la depositación de una toba masiva derivada de CDP, con las condiciones ambientales propensas para generar la segregación de partículas finas aerotransportadas, que ocurrieron dentro de las plumas de polvo atmosférico (Brown *et al.*, 2010), como el resultado de atracción electrostática, adhesión húmeda entre partículas. En la U6, se presenta el depósito de una toba masiva con desarrollo de lapilli acrecional y pellets (Figura 5-c2 y Figura 9b). La agregación de partículas se produce tanto por aglomeración, que es la adhesión de partículas, como por acreción, la cual es la adherencia progresiva de capa por capa de pequeñas partículas a un cuerpo más grande. Los agregados resultantes exponen distintas texturas, desde masivas, a concéntricas o laminadas gradadas (Moore & Peck, 1962; Schumacher & Schmincke, 1995). El emplazamiento de estos depósitos (U6 y U8; Figuras 9a y b) está restringido a facies de toba masiva de ceniza fina, estando difusamente interstratificado en su parte inferior con facies de toba lítica rica en lapilli y ceniza gruesa. Posteriormente un depósito de caída rico en lapilli cubrió la capa de lapilli acrecional y pellets (U7 y U9; Figuras 9a y c), siendo el proceso resultante que acompañó a la CDP previa. En ambos casos, las características de estos pulsos de par en par reflejados en los análisis aplicados a sus depósitos (Figura 11) mostraron grandes similitudes, como el rango granulométrico, que varía de polimodal a trimodal respectivamente, con predominancia de ceniza gruesa y lapilli fino, pero en el caso del primer episodio de caída, una población de ceniza media sobresale, indicando que el segundo episodio resultó en una explosión más efectiva, pero en ambos casos los depósitos pobremente clasificados. En estos dos pulsos freatomagmáticos se generaron porcentajes más altos de material aglutinado (20%), propiciados de condiciones húmedas elevadas generadas al momento de la explosión.

5.1.5. Fase 5 (post-maar)

La Fase 5 post-maar (Figura 15f), representa un proceso de erupción estromboliana a efusiva (U14), con características similares a la Fase 1 pre-maar, con eyección de material volcánico por salpicadura (spatter) acompañado de grandes bloques coherentes de basalto subcalino, que en algunas áreas del cráter se encuentra dispuesto en formas tabulares de hasta 1 metro de

diámetro sub-horizontalmente (sector S y SW), embebido en un aglomerado muy palagonitizado con xenolitos de olivino y granulitas feldespáticas embebidas, regularmente cubiertas por una costra tipo “pan” expulsados a manera de balísticos. Se interpreta que un aumento de la tasa de expulsión del magma ascendió rápidamente, inhibiendo un nuevo proceso freatomagmático, aunado al agotamiento del volumen hídrico en las rocas calcáreas encajonantes. Se identificaron cinco a seis fuentes emisoras o conductos para esta unidad (Figura 2b): siendo el de mayor extensión observado al N de JLC.

Esta fase estromboliana culminó con una actividad efusiva con abundante expulsión de material escoriáceo basáltico (U14), generando la presencia de dos conos, (sector WNW, y SE del cráter). La presencia de agua en el sistema freático para este momento posiblemente haya sido considerablemente agotada por los procesos magmáticos y freatomagmáticos previos, además de que al igual que en la Fase 1, la tasa de expulsión magmática fue elevada en comparación con la tasa de volumen hídrico al momento de esta fase. La petrografía de los basaltos subcalinos de esta unidad (U13) se caracterizan por presentar una textura traquítica (Figura 10) indicando que no hubo las condiciones magmáticas necesarias para que cristalizaran fenocristales lo suficientemente desarrollados, siendo de reología poco viscosa a extremadamente fluidal.

En el sector W del cráter, se encuentra un derrame de lava coherente de composición basáltica subcalina con vesicularidad extremadamente alta, que cubre discordantemente parte del anillo de tobas y lavas post-maar (Figura 2b; Figura 3), y se interpreta como un episodio volcánico tardío y no relacionado a la formación del maar.

La historia eruptiva de JLC, refleja una evolución característica muchas veces observada en esta clase de procesos volcánicos, como los reportados en el volcán maar de Alchichica ubicado en la cuenca de Serdán Oriental al E de la CVTM de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno (Chako-Tchamabé *et al.*, 2020), reportando etapas previas de actividad magmática de tipo estromboliana y hawaiana, para subsecuentemente dar paso a diversas fases de actividad freatomagmática. Mientras que también presenta una serie de explosiones intercaladas entre magmática a freatomagmática, de comportamiento similar a las reportadas en el maar Joya Honda (Saucedo *et al.*, 2017).

6. Discusión

6.1 Origen de La Joya de Los Contreras

El origen y evolución de JLC estuvo condicionado a un marco tectónico relacionado a magmatismo intraplaca en la región centro-norte de México, alimentado por magmas

basálticos poco evolucionados (primitivos), que ascendieron desde el manto superior o de la corteza continental inferior a través de zonas de debilidad cortical-estructural (fisuras-fallas extendidas) de varios kilómetros estando conectadas casi de manera directa con sistemas de ascenso de estos magmas (Labarthe-Hernández, 1978; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Aranda-Gómez *et al.*, 2005b). Brenna *et al.* (2021), proponen un modelo conceptual para los sistemas de ascenso de magma basálticos monogenéticos asociados a ambientes intraplaca continental, sin embargo, en volcanes pequeños, las zonas de almacenamiento no necesariamente están conectadas a la superficie por medio de conductos. El límite actual entre la CMCM y la PVSLP está constituido por fallas de tendencia NNW y componente lateral izquierda, las cuales actuaron a modo de conducto para los magmas máficos a través del cual fueron erupcionados, originando diques y volcanes (Tristán-González *et al.*, 2009). Los eventos tectónicos del sur de la Provincia de Cuencas y Sierras (PCS o BRP; por sus siglas en inglés Basin & Range Province), los cuales iniciaron después del volcanismo voluminoso del Oligoceno, generando un sistema de fallas normales lítricas que inclinaron las secuencias de bloques volcánicos en dirección NE (Tristán-González *et al.*, 2008). En las estructuras freatomagmáticas del CVSD, tres de las cuatro estructuras mencionadas (Joya Santo Domingo, Joya Prieta y Joya de Los Contreras) están emplazadas predominantemente entre la secuencia de rocas calcáreas, en zonas muy próximas o limítrofes entre anticlinales-sinclinales y valles aluviales, exhibiendo cambios estructurales obvios en el paisaje.

Específicamente, en la región que comprende el CVSD y próximos, la tectónica extensional fue un factor determinante para que las condiciones magmáticas tuvieran su manifestación en superficie, y especialmente en los CVSD y CVVES, los mecanismos eruptivos tuvieron la disposición de una fuente subsuperficial de agua (acuífero), y se propició el escenario perfecto para que sucediera una erupción hidromagmática, con la característica de que el material encajonante de dicho acuífero consistió de rocas calcáreas. Todas estas condicionantes, resultaron en una estructura de morfología semicircular de 1,160 metros de diámetro promedio, con una distribución de los depósitos piroclásticos asimétrica, caracterizada por un perfil con un relieve más alto hacia el borde norte, debido a la presencia de las capas de roca calcárea (Figuras 2b y c). Al oeste de JLC (poco más de 2 km), se encuentra emplazada la estructura freatomagmática El Banco (EB) enteramente en ambiente tectónico de sustrato blando, en este caso en relleno aluvial (Figura 2a), quedando expuesto parcialmente parte del anillo de tobas entre 30-35% aproximadamente.

6.2 Historia eruptiva del maar de Joya de Los Contreras

Las fases que comprenden la historia y evolución del cráter de JLC (Fase 1 a Fase 5; Figura 15) de igual modo involucraron una fase previa pre-maar de actividad efusiva a estromboliana (F1), con transición gradual a freatomagmática (F2) incluyendo algunos discretos episodios magmáticos. Posteriormente, una fase predominantemente freatomagmática (F3), emplazando depósitos masivos de toba rica en líticos de lapilli y ceniza, seguida de una fase altamente freatomagmática (F4) dividida en dos pulsos, con la primera de carácter muy húmedo, evidenciada por dos depósitos ricos en lapilli acrecional y pellets, y la segunda, careciendo de estos elementos. La fase final (F5) post-maar comparte características muy similares a la fase inicial, pero a manera inversa con actividad estromboliana, gradualmente pasando a efusiva.

6.3 Litificación de los depósitos piroclásticos

Los resultados del proceso freatomagmático que se produjo en las calizas encajonantes, tuvieron un impacto relevante en la subsecuente litificación de los depósitos piroclásticos del anillo de tobas, adicionando un porcentaje elevado ~45% de CaO (Tabla 6), verificado por la alta presencia de componentes calcáreos (Figura 11; Tabla 5). Que en algunos casos (secuencia superior, F4), llegó a alcanzar poco más del 28% del contenido total (U10), siendo 7% de caliza fresca y poco más de 21% caliza alterada por transferencia de calor, sin embargo el mayor porcentaje fue casi 31% en U9, pero predominando el material calcáreo fresco en 22%, y los clastos alterados ~9%, por lo que esto sería indicio de que en las explosiones hidromagmáticas (pulsos), la intensidad de estas variaron en función del grado de explosividad, relaciones de interacción magma-agua, entre otros factores. Seymour *et al.* (2023), analizaron mezclas a elevadas temperaturas, para conocer el mecanismo que resulto en la durabilidad del concreto romano antiguo, que ha sobrevivido milenios, extraídos de un mortero de mampostería de los muros de la ciudadela de Priverno, Italia. Obtuvieron mapeo elemental mostrando una composición química con presencia dominante de calcio, sílice y aluminio. Se ha sugerido ya, que los carbonatos de calcio que se originaron de diversas fuentes (por ejemplo, cal apagada carbonatada, cal libre carbonatada, o calcita geológica), mostraron diferencias en sus morfologías y estructura cristalina. Ejemplo de ello, cal apagada $[Ca(OH)_2]$ se transforma en calcita ($CaCO_3$), cuando es expuesta a CO_2 atmosférico; sin embargo, esta es relativamente más alterada que las muestras de $CaCO_3$ geológica y, por esta razón, puede,

en algunos casos, ser diferenciada como tal. Las relaciones de proporción de humedad o disponibilidad de agua jugaron un papel importante en la producción del concreto, reflejando las reacciones cinéticas y evolución de las diferentes fases minerales. En el caso de las reacciones químicas que resultaron de las altas temperaturas, a la que estuvieron expuestas las calizas arrecifales preexistentes durante el freatomagmatismo en JLC, cuando tuvo lugar el emplazamiento de la secuencia piroclástica, estas influyeron de manera heterogénea en los depósitos del anillo de tobas, resultando esto en una secuencia con una litificación alta en gran parte de ella. Jackson *et al.* (2010, 2012), determinaron que los flujos piroclásticos, depósitos de caída y volcániclos reabajados de la región romana (Italia) tienen una composición primaria distintiva, así como secundaria, con componentes autigénicos que son reconocibles en los morteros romanos. Las texturas autigénicas identificadas de la ignimbrita Pozzolane Rosse (Colli Albani, Italia), muestreada de cantera y de pozos, y en morteros antiguos, dieron ideas de las composiciones autigénicas de la ceniza volcánica. Específicamente, los componentes reactivos puzolánicos (material aglomerante con capacidad para reaccionar con el Hidróxido de Calcio; $\text{Ca}[\text{OH}]_2$) aparentan ser pobremente asociados a arcillas cristalinas con una descomposición de masa de escoria rica en alkali y alúmina, como recubrimientos de ópalo, de haloisita aluvial y de zeolitas, principalmente philipsita y chabasita. En JLC la presencia de chabasita ligada al emplazamiento por alteración en la estructura interna de partículas de juveniles (ceniza), podría justificar la característica litificación que poseen las rocas piroclásticas que conforman el anillo de tobas.

6.4 Origen y distribución de la facies de toba masiva y bloques

Una característica distintiva de la secuencia formadora del maar, es la depositación de la facies de toba masiva de la Fase 3 (U5; Figura 3, Figura 11; Tabla 4), la cual llega a alcanzar 40 metros de espesor (Figura 4), existiendo ejemplos de depósitos parecidos en el Campo Volcánico de La Garrotxa en España (Martí *et al.*, 2017). Esta secuencia, consiste en 5 pulsos, mostrando variaciones en los mecanismos eruptivos, dominados por CDP con intercalación de acumulaciones de ceniza fina y bloques balísticos, resultado de un proceso de explosividad muy efectiva por la transferencia cinemática a mecánica del magma, en lo que posiblemente fue el continuo aporte de material fragmentado. Bowers *et al.* (2023), recientemente estudiaron las fases eruptivas que alternaron de subplinianas a freatomagmáticas durante la construcción de un volcán maar-diatrema en Caldera del Rey (Islas Canarias, Tenerife), describiendo procesos que desembocaron en depósitos masivos similares

a los aquí expuestos. Del mismo modo, Dávila-Harris *et al.* (2023), documentaron la estratigrafía inferior del Cuaternario del sur de Tenerife, proporcionando nuevas perspectivas de la evolución explosiva de uno de los volcanes de islas oceánicas más grandes del planeta, definiendo, describiendo e interpretando en la secuencia, algunos depósitos de características afines. El proceso condujo a una fragmentación intensa del magma a mezcla de ceniza y vapor con el aire del ambiente. Esta unidad masiva solo se aprecia en su totalidad en el sector N del cráter JLC, parcialmente en las facies superiores del sector E (ya que la secuencia posteriormente fue erosionada a este nivel estratigráfico), mientras que en el sector SSW, solo se observan parcialmente, los niveles superiores de estos depósitos que se encuentran cubiertos en las márgenes del anillo de tobas, por depósitos de talud (Figura 2c). Esta distribución heterogénea de los depósitos se interpretaría como el emplazamiento del cráter en un paisaje con variabilidad topográfica, así como la distribución del volumen de productos en base a la relación proximal o distal del centro eruptivo, potencia-intensidad de CDP, topografía, o en el caso del colapso de una columna eruptiva, la dirección y tasa de desplazamiento del viento al momento de la depositación, que, para el caso de Los Contreras, y por ausencia de depósitos distales. Sweeney *et al.* (2018), analizaron los productos eruptivos del volcán Dotsero del Holoceno (Colorado, USA; ~1.45 ka), en la cual queda registro de evidencia de la progresión de actividad magmática efusiva con transición a actividad explosiva freatomagmática formadora de maar, y finalmente a una fase magmática explosiva final, concluyendo que la naturaleza de los depósitos sugiere que la topografía pre-eruptiva fuertemente irregular y montañosa, influyó en la dirección de las CDP durante la fase freatomagmática. Estos autores, a través de la implementación de un modelo numérico multifase, simularon explosiones discretas y sus CDP resultantes en volcanes maar-diatrema, confirmando que la forma del cráter donde un borde es más elevado que los otros, promueve múltiples pulsos de transporte de partículas en la dirección del anillo de más bajo perfil. Este estudio, en parte explica cómo es que un espesor grande de toba masiva con variación de fases múltiples fue depositado en JLC, tomando en cuenta los factores topográficos, los regímenes explosivos y la distribución espacial de los depósitos resultantes.

6.5 Estructura a profundidad (¿Diatrema?)

La mayor parte de los volcanes tipo maar, tienen asociada una diatrema a profundidad, sin embargo, en la mayoría de los casos, es inferida (Bolós *et al.*, 2012; 2021). Algunos autores (White & Ross, 2011; Valentine *et al.*, 2017), en base al diámetro del cráter señalan que sirve de referencia como un proxy para interpretar la energía de la explosión en la formación de

un maar-diatrema. Los cráteres grandes están compuestos por varios cráteres interconectados, y que se forman en una sola depresión, y proporcionan evidencia que la diatrema entonces suele ser el resultado de explosiones subsuperficiales con desplazamiento, tanto vertical, como lateral. En base a datos de medición de impactos de bloques balísticos y su distribución en los depósitos del cráter (Figura 2b), se identificaron dos posibles centros emisores al NE y SE del centro del cráter de JLC. Por el abundante porcentaje de clastos de caliza del basamento, la paleotopografía, excavación, y relleno del cráter, así como su carácter de cuenca cerrada, se infiere la presencia de una diatrema. Recientemente, Del Razo-González, A. & Yutsis, V. (2023), a través de un nuevo modelo geofísico, utilizando datos gravimétricos y magnetométricos de inversión conjunta en 3D, estimaron la forma y profundidad de un dique emplazado en el área de JLC, con dos variaciones en base a un experimento utilizando datos de densidad constante y magnetización de 1 g/cm³ y 1 A/m respectivamente, obteniendo valores de 350-400 m y 650-700 m aproximadamente.

La relación entre las interacciones magma-agua que tuvieron lugar sucesivamente en la formación de la estructura, estuvieron condicionadas a la disponibilidad de agua en el sistema. El cociente de agua/magma es considerado un parámetro determinante para controlar la ocurrencia del hidrovulcanismo. Trabajos experimentales han logrado establecer que dicho cociente necesita oscilar entre 0.1 y 0.8 para lograr una mezcla efectiva (Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz & McQueen, 1984). Durante las erupciones, las diatremas son cuerpos conformados de material juvenil no consolidado y líticos accidentales preexistente, y con una capacidad de almacenamiento de agua significativa y permeabilidad potencialmente alta. Tomando en cuenta el nivel piezométrico actual en las áreas contiguas (no consolidadas, cuencas y rellenos aluviales) que varía de 5 a 135 metros de profundidad, y las profundidades a partir de las que es posible la generación de las explosiones que dan lugar a las estructuras freatomagmáticas, siendo no mayores a 250 metros (Valentine, 2012), se podría proponer que desde el inicio del proceso hidromagmático, las explosiones iniciales y más profundas rondaron entre los 200-250 metros (acuífero en calizas), y las más someras alrededor de los 50 metros (material aluvial o diatrema en formación).

7. Conclusiones

La Joya de Los Contreras tuvo su emplazamiento hace aproximadamente 447 ± 11 Ka (Anexo 1 y Anexo 2), entre rocas calcáreas de ambiente post-arrecifal de la Formación El Abra, las cuales al momento del vulcanismo hospedaban un acuífero en

fracturas o de tipo kárstico. Inicialmente la actividad magmática estuvo restringida a vulcanismo efusivo, y posteriormente estromboliano, en una fase pre-maar. Las propiedades del magma fueron favorables para posteriormente, por incremento en permeabilidad secundaria, generar una interacción efectiva con el agua subterránea, produciendo una serie de explosiones sucesivas que gradualmente excavaron la roca calcárea preexistente, iniciando con explosiones someras, y conforme se sucedieron las mismas, estas migraron de manera tanto vertical, como lateral, llegando a excavar a una profundidad de entre 200-250 metros, originado un cráter de ~1,160 metros de diámetro.

La morfología del cráter al no ser completamente circular, sino semi-elíptica, se explica por las condiciones litológicas (calizas) y topográficas del terreno, siendo el locus de la erupción sobre la parte central-sinistral de un sinclinatorio (calizas, sustrato duro a frágil) con una porción más hacia el oeste emplazada en un área limítrofe con sustrato suave (granular).

Se describieron e interpretaron 8 litofacies, a través de 16 columnas estratigráficas, resultando en 14 unidades a través de la columna general compuesta. La geoquímica de roca total, en lavas, pómez y escorias, muestra que los magmas de estas erupciones son poco evolucionados (primitivos), de tipo intraplaca. Las fases eruptivas son 5, de base a cima. El episodio inicial (Fase 1) pre-maar de magmatismo efusivo, que evolucionó a estromboliano, seguido de un *hiatus* o cese de actividad momentáneo. Posteriormente, la actividad magmática se reactivó (Fase 2) con un breve episodio estromboliano, que de inmediato dio paso a una serie de explosiones magmáticas a freatomagmáticas. En la Fase 3, se produjo una secuencia masiva de tobas que variaron en su contenido de líticos, principalmente ricas en líticos de lapilli con presencia notable de bloques balísticos, y un depósito de tobas estratificadas que varían de paralelas a estratificación cruzada. La Fase 4 estuvo dominada por condiciones más húmedas, formando agregados de ceniza (lapilli acrecional y pellets), muchas de estas facies depositándose a través pulsos de par en par (couplets) que involucraron procesos de CDP y de caída. Se infiere a este nivel, el subsecuente agotamiento del acuífero, y la disminución de flujo magmático, culminando así el hidrovulcanismo. La fase final (Fase 5), o post-maar, con productos efusivos a través de posibles fisuras adyacentes a las paredes o márgenes del cráter principal, en episodios de estilo estromboliano, para finalmente pasar a erupciones efusivas de carácter "seco", formando algunos hornitos de escoria.

8. Agradecimientos

Gastón Venegas Rodríguez agradece el apoyo otorgado por el CONACYT para sus estudios de doctorado, a través de la beca

CVU 171304. El presente trabajo fue parcialmente apoyado por el Proyecto CONAHCYT A1-S-29604 bajo la responsabilidad del Dr. Vsevolod Yutsis. Los autores están agradecidos con la Dra. Teresa Orozco-Esquivel y Gabriela Hernández-Quevedo por los fechamientos ^{40}Ar - ^{39}Ar y Adriana Moreno-Arredondo por la preparación de la muestra ^{40}Ar - ^{39}Ar (Centro de Geociencias UNAM). El laboratorio de geocronología de Ar (LIGAr) fue apoyado por las becas de infraestructura CONAHCYT 224667 y 316372. A la M. en C. Ofelia Pérez-Arvizu del Laboratorio Ultralimpio ICP-MS (Centro de Geociencias UNAM), por su trabajo aportado a la preparación y medición de las muestras. A la M. en C. Karla R. Hernández-Martínez por su apoyo en el procesamiento de las muestras para geoquímica (DRX e ICP-MS), así como a Beatriz A. Rivera Escoto Laboratorio LINAN (Rigaku, IPICYT). A la M. en C. Ana Iris Peña y al Dr. Ignacio Becerril-Juárez (LINAN), por su apoyo en uso del MEB. Se agradece el apoyo editorial de la Dra. Marie Noëlle-Guilbaud y el Dr. Giovanni Sosa Ceballos, así como a los comentarios de dos arbitrajes anónimos que ayudaron a incrementar la calidad del manuscrito.

9. Referencias

- Almaguer-Rodríguez J., Guevara-Betancourt R., Sieck P., Aguillón-Robles A., López-Loera H., Cerca-Ruiz M. F. and Tristán-González M. (2023). An integrated geophysical and geological 3D model to characterize the feeder system of La Joya Honda and La Joyuela maars complex in central México. *Journal of South American Earth Sciences* 125, 104254. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104254>
- Aranda-Gómez J. J. and Dávila-Harris P. (2014). *Maars Associated with fracture- and/or conduit-controlled aquifers in folded limestone in San Luis Potosí, México*. Pre-conference Field Trip, 5th International Maar Conference, Queretaro, México. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México. <https://thehub.org/resources/3710/download/SLP-Field-Trip-5IMC.pdf>
- Aranda-Gómez J. J., Henry C. D., and Luhr J. F. (2000). Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 59-71. doi: <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a3>
- Aranda-Gómez J. J., Luhr J. F. and Pier, J. G. (1993). Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México. *Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 106, 1-22.
- Aranda-Gómez J.J. and Luhr J.F. (1996). Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74(1-2), 1-18. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00044-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00044-3)
- Aranda-Gómez J.J., Luhr J.F., Housh T.B., Valdez-Moreno G. and Chávez-Cabello G. (2005b). El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 187-225. doi: <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a1>
- Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Henry, C. D., Becker, T. and Chávez-Cabello, G. (2005a). Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late Tertiary extension, Chihuahua, México. In Nourse, J. A., Anderson, T. H., McKee, J. W., Steiner, M. B. (Eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives* (509-522 pp.). Geological Society of America. doi: <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.509>
- Barboza-Gudiño J. R. (2002). *Carta Geológico-Minera Villa Hidalgo, F14-A74*. [Carta Geológica]. 1: 50000. San Luis Potosí. Secretaría de Economía, Consejo de Recursos Minerales. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología.
- Barboza-Gudiño J. R., Molina-Garza R. S. and Lawton T. F. (2012). Sierra de Catorce: Remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central México. In Aranda-Gómez J. J., Tolson G. and Molina-Garza R. S. (Eds.), *The Southern Cordillera and Beyond* Geological Society of America, doi: [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(01\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(01))
- Basáñez-Loyola M. A., Fernandez-Turner R., and Rosales-Dominguez C. (1993). Cretaceous Platform of Valles-San Luis Potosi, Northeastern Central Mexico. In J. A. Toni Simo; Robert W. Scott; Jean-Pierre Masse, *Cretaceous Carbonate Platforms* (p. 51) American Association of Petroleum Geologists.
- Blott S. J. (2010). *Gradistat Ver. 8.0. A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer*. (Ver. 8.0). Kenneth Pye Associates Ltd. Crowthorne Enterprise Centre Old Wokingham Road, Crowthorne, Berkshire RG45, 6AW, UK.
- Bolós X., Barde-Cabusson S., Pedrazzi D., Martí J., Casas A., Himi M. and Lovera R. (2012). Investigation of the inner structure of La Crosa de Sant Dalmai maar (Catalan Volcanic Zone, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 247-248, 37-48. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.08.003>
- Bolós X., Oms O., Rodríguez-Salgado P., Martí J., Gómez de Soler B. and Campeny G. (2021). Eruptive evolution and 3D geological modeling of Camp dels Ninots maar-diatreme (Catalonia) through continuous intra-crater drill coring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 419, 107369. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107369>
- Bowers, O., Harris, P. D., Winstanley, R., Wadsworth, F. B., & Brown, R. J. (2023). Alternating Subplinian and phreatomagmatic phases during the construction of a phonolitic maar-diatreme volcano (Caldera del Rey, Tenerife, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 443, 107920. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107920>
- Branney M. J. and Kokelaar B. P. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Geological Society of London Memoirs. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2003.027>

- Brenna M., Ubide T., Nichols A. R. L., Mollo S. and Pontesilli A. (2021). Anatomy of Intraplate Monogenetic Alkaline Basaltic Magmatism: Clues From Magma, Crystals, and Glass. In C.C. Matteo Masotta, Christoph Beier, and Silvio Mollo (Ed.), *Crustal Magmatic System Evolution: Anatomy, Architecture, and Physico-Chemical Processes* (pp. 79-103). Geophysical Monograph Series. doi: <https://doi.org/10.1002/9781119564485.ch4>
- Brown R., Branney M., Maher C. and Dávila-Harris P. (2010). Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: evidence from pyroclastic couplets on Tenerife. *GSA Bulletin*, 122(1–2), 305–320. doi: <https://doi.org/10.1130/B26449.1>
- Büttner R., Dellino P. & Zimanowski B. (1999). Identifying magma–water interaction from the surface features of ash particles. *Nature*, 401, 688–690. doi: <https://doi.org/10.1038/44364>
- Büttner, R., Dellino, P., Volpe, L. L., Lorenz, V., & Zimanowski, B. (2002). Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11), ECV5-1-ECV5-14. doi: <https://doi.org/10.1029/2001JB000511>
- Carrasco B. (1970), La Formación El Abra (formación El Doctor) en la Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 2(3), 97–99.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M. and Romero, C. (2007). Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1–3), 179–197. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.001>
- Carrillo-Bravo J. (1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, pp. 21–46.
- Cas R. A. F. & Wright J. V., 1987. *Volcanic Succession: Modern and Ancient. A Geological Approach to Processes. Products and Successions*. Chapman & Hall. doi: <https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1>
- Chako Tchamabé B., Ohba T, Kereszturi G., Németh K., Aka F. T., Youmen D., Issa, Miyabuchi Y, Ooki S., Tanyileke G. and Hell J. V. (2015). Towards the reconstruction of the shallow plumbing system of the Barombi Mbo Maar (Cameroon) Implications for diatreme growth processes of a polygenetic maar volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 293–313. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.004>
- Chako Tchamabe B., Youmen D., Owona S., Issa Ohba T., Nemeth K., Ngapna M.N., Asaah A.N.E., Aka F.T., Tanyileke G. and Hell, J.V. (2013). Eruptive history of the Barombi Mbo Maar, Cameroon Volcanic Line, Central Africa: Constrains from Volcanic Facies Analysis. Central European. *Journal of Geosciences*, 5(4), 480–496. doi: <http://dx.doi.org/10.2478/s13533-012-0147-2>
- Chako-Tchamabé B., Carrasco-Núñez G., Dedzo M. G., Kshirsagar P. and Asaah A. N. E. (2020). Geochemical characterization of Alchichica maar volcano, Serdán-oriental Basin, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Insights on polymagmatic evolution at monogenetic volcanic clusters. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102889. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102889>
- Clague D. A. & Frey F. A. (1982). Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii. *Journal of Petrology*, 23(3), 447–504. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/23.3.447>
- Dávalos-Elizondo M. G., Aranda-Gómez J. J., Levresse G. y de La Cruz Cervantes, K. E. (2016). Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del campo volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: Evidencias de procesos metasomáticos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(1), 81–104.
- Dávila-Harris P., Aranda-Gómez J. J. and Carrasco-Núñez G. (2013). *Hydrovolcanic evolution of the Joya Prieta maar, San Luis Potosí, northeast México*. [Conference]. American Geophysical Union Meeting of the Americas, Mayo 2013. Cancún, México. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2013AGUSM.V43A..01D/abstract>
- Dávila-Harris P., Branney M. J., Storey M., Taylor R. N. and Sliwinski J. T. (2023). The Upper Pleistocene (1.8–0.7 Ma) explosive eruptive history of Las Cañadas volcano, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 436, 107777. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107777>
- Del Razo-González A. and Yutsis V. (2023). Robust 3D joint inversion of gravity and magnetic data: A high-performance computing approach. *Applied Sciences*, 13(20), 11292. doi: <https://doi.org/10.3390/app132011292>
- Dellino P. & La Volpe. (1996). Image processing analysis in reconstructing fragmentation and transportation mechanisms of pyroclastic deposits. The case of Monte Pilato-Rocche Rosse eruptions, Lipari (Aeolian islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71(1), 13–29. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00062-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00062-3)
- Dellino P., Isaia R., and Veneruso M. (2004). Turbulent boundary layer shear flows as an approximation of base surges at Campi Flegrei (Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1–4), 211–228. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00399-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00399-8)
- Ersoy O., Gourgaud A., Aydar E., Chinga G. and Thouret J. C. (2007). Quantitative scanning-electron microscope analysis of volcanic ash surfaces: Application to the 1982–1983 Galunggung eruption (Indonesia). *Geological Society of America Bulletin*, 119(5–6), 743–752. doi: <https://doi.org/10.1130/B26048.1>
- Folk R. L. and Ward W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a Study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(1), 3–26. doi: <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Freda C., Gaeta M., Karner D.B., Marra F. Renne P. R., Taddeucci J., Scarlato P, Christensen J. N. & Dallai L. (2006). Eruptive history and petrologic evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, Central Italy). *Bulletin of Volcanology*, 68, 567–591. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-005-0033-6>

- Gençalioglu-Kuşcu G., Atilla C., Cas R. A. F. and Kuşcu I. (2007). Base surge deposits, eruption history, and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 198–209. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.013>
- Graettinger A.H. and Valentine G.A. (2017). Evidence for the relative depths and energies of phreatomagmatic explosions recorded in tephra rings. *Bulletin of Volcanology*, 79(88), P.21. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1177-x>
- Graettinger A.H., Valentine G.A., Sonder I., Ross P.S., White J.D.L. and Taddeucci J. (2014). Maar-diatreme geometry and deposits: subsurface blast experiments with variable explosion depth. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 15(3), 740–764. doi: <https://doi.org/10.1002/2013GC005198>
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, INEGI (2002). *Síntesis de información geográfica del estado de San Luis Potosí*. https://www.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/historicos/2104/702825224240/702825224240_2.pdf
- Jackson M., Deocampo D., Marra F., and Scheetz B. (2010). Mid-Pleistocene pozzolanic volcanic ash in ancient Roman concretes. *Geoarchaeology*, 25(1), 36–74. doi: <https://doi.org/10.1002/gea.20295>
- Jackson M., Vola G., Všianský D., Oleson J. P., Scheetz B. E., Brandon C., and Hohlfelder R. L. (2012). Cement microstructures and durability in ancient Roman seawater concretes [Presentación de paper] *Historic Mortars Springer Netherlands*. doi: https://doi.org/10.1007/978-94-007-4635-0_5
- Kereszturi G. and Nemeth K. (2012). Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In: Nemeth K. (ed.), *Updates in Volcanology—New Advances in Understanding Volcanic Systems*. (pp.3–88). InTech Open. doi: <https://doi.org/10.5772/51387>
- Krumbein W. C. and Pettijohn F. J. (1938). *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton Century Crofts, New York.
- Kuiper K. F., Deino A., Hilgen F. J., Krijgsman W., Renn P. R. and Wijbrans J.R. (2008). Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science*, 320(5875), 500–504. doi: <https://doi.org/10.1126/science.1154339>
- Kurszlauskis, S. and Fulop, A. (2013). Factors controlling the internal facies architecture of maar-diatreme volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 75, 761. doi: <http://doi.org/10.1007/s00445-013-0761-y>
- Labarthe-Hernández, G. (1978). Algunos xalapascos en el estado de San Luis Potosí: Folleto Técnico del Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 58, 17.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745–750. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- López-Doncel R. (2003). La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 1–19. https://transboundary.tamu.edu/media/1383/lopez_2003.pdf
- López-Loera H., Aranda-Gómez J. J., Arzate J. A. and Molina-Garza R. S. (2008). Geophysical surveys of The Joya Honda maar (México) and surroundings; volcanic implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 170 (3-4), 135–152. doi: <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.021>
- López-Rojas M. and Carrasco-Núñez G. (2015). Depositional facies and migration of the eruptive loci for Atexcac axalapazco (Central Mexico): implications for the morphology of the crater. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 377–394. doi: <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2015.3.590>
- Lorenz V. (1973). On the formation of Maars. *Bulletin of Volcanology*, 37,183–204. doi: <https://doi.org/10.1007/BF02597130>
- Lorenz V. and Kurszlauskis S. (2007). Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1-3), 4–32. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.019>
- Lorenz, V. (1987). Phreatomagmatism and its relevance. *Chemical Geology*, 62(1-2), 149–156. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(87\)90066-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(87)90066-0)
- Luhr J. F., Aranda-Gómez J. J. and Pier J. G. (1989). Spinel-lherzolite-bearing, Quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México. I. Geology, Mineralogy and Petrology. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7916–7940.
- Macorps E., Graettinger A.H., Valentine G.A., Ross P.S., White J.D.L. and Sonder I. (2016). The effects of the host-substrate properties on maar-diatreme volcanoes: experimental evidence. *Bulletin of Volcanology*, 78, 26. doi: <http://doi.org/10.1007/s00445-016-1013-8>
- Martí J., Planagumà L.L., Geyer A., Aguirre-Díaz G., Pedrazzi D. and Bolós, X. (2017). Basaltic ignimbrites in monogenetic volcanism: the example of La Garrotxa volcanic field. *Bulletin of Volcanology*, 79, 33. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-017-11130>
- Martí J., Soriano C., and Dingwell D. B. (1999). Tube pumices as strain markers of the ductile brittle-transition during magma fragmentation. *Nature*, 402, 650–653. doi: <https://doi.org/10.1038/45219>
- McDonough W. F. and Sun S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223–253. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Möri A., Mazeruk M and Hu Q. (2007). In situ experiments on matrix diffusion in fractured crystalline rock. 12th International Symposium on Water-Rock Interaction, WRI-12, 1, 357
- Mota-Gómez J., 2020. *Modelación geológica-geofísica de la zona volcánica La Pólvora, San Luis Potosí*. [Tesis de Maestría inédita]. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT).
- Mountaj S., Mhiyaoui H., Remmal T., Makhoukhi S. and El-Kamel F. (2020). Study of Monogenetic Volcanism in a Karstic System: Case of the Maar of Lechmine n'Aït el Haj (Middle Atlas Morocco) In *Updates*

- in *Volcanology—Transdisciplinary Nature of Volcano Science*. doi: <http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.94756>
- Murcia H. F., Borrero C. A., Pardo N., Alvarado G. E., Arnosio M. and Scolamacchia T. (2013). Depósitos volcánic-lásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48, 15-39.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38(5), 757-775. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Németh K. & Kereszturi G. (2015). Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 2131–2146. doi: <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>
- Németh K. & White J.D.L. (2003). Reconstructing Eruption Processes of a Miocene Monogenetic Volcanic Field from Vent Remnants: Waipiata Volcanic Field, South Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124(1-2), 1-21. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00042-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00042-8)
- Németh K. (2003). Calculation of long-term erosion in Central Otago, New Zealand, based on erosional remnants of maar/tuff rings. *Zeitschrift für Geomorphologie* 47(1), 29–49. Doi: <https://doi.org/10.1127/zfg/47/2003/29>
- Németh K. (2010). Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. In C.C. Cañón-Tapia, E., Szakács, A. (Eds.), *What Is a Volcano?* (pp. 43–66) Geological Society of America. Doi: [https://doi.org/10.1130/2010.2470\(04\)](https://doi.org/10.1130/2010.2470(04))
- Németh K., Martin U., and Harangi S. (2001). Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111(1-4), 111–135. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00223-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00223-2)
- Nurfiani D. and Bouvet de Maisonneuve C. (2018). Furthering the investigation of eruption styles through quantitative shape analyses of volcanic ash particles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 354, 102-114. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.12.001>
- Pardo N., Macias J. L., Giordano G., Cianfarra P., Avellán D. R. and Bellatreccia F. (2009). The ~1245yr BP Asososca maar eruption: The youngest event along the Nejapa–Miraflores volcanic fault, Western Managua, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 292–312. doi: [doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.04.006](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.04.006)
- Pearce J. A. (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In C.C. Thorpe, R.S. (Ed), *Orogenic andesites and related rocks*, Chichester, England (pp. 528-548). John Wiley and Sons.
- Peredo C. R., Yutsis V., Martin A. J. and Aranda-Gómez J. A. (2021). Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data. *Journal of South American Earth Sciences*, 112(103565). doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103565>
- Planagumà L., Bolós X. & Martí J. (2023). Hydrogeologic and magma controls on phreatomagmatism at the La Garrotxa monogenetic volcanic field (NE of Iberian Peninsula). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 441(107894). doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107894>
- Ross P.S., White J.D.L., Valentine G.A., Taddeucci J., Sonder I. and Andrews R. (2013). Experimental birth of a maar-diatreme volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 260, 1-12, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.05.005>
- Saucedo R., Macías J.L., Ocampo-Díaz Y.Z.E., Gómez-Villa W., Rivera-Olguín E., Castro-Govea R., Sánchez-Núñez J.M., Layer P.W., Torres Hernández J.R. and Carrasco-Núñez G. (2017). Mixed magmatic – phreatomagmatic explosions during the formation of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, Mexico. *Geological Society London, Special Publications*, 446, 255–279. doi: <https://doi.org/10.1144/SP446.11>
- Schumacher J. G. and Peck D. L. (1962). Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States: *The Journal of Geology*, 70(2), 182-194.
- Schumacher R. and Schmincke, H. U. (1995), Models for the origin of accretionary lapilli: *Bulletin of Volcanology*, 56, 626-639. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00301467>
- Seymour L. M., Maragh J., Sabatini P., Di Tommaso M., Weaver J. C. and Masic A. (2023). Hot mixing: Mechanistic insights into the durability of ancient Roman concrete. *Science Advances*, 9, 1602. doi: <https://doi.org/10.1126/sciadv.add1602>
- Shaw C. S. J., Eyzaguirre J., Fryer B. and Gagnon J. (2005). Regional variations in the mineralogy of metasomatic assemblages in mantle xenoliths from the West Eifel Volcanic Field, Germany. *Journal of Petrology*, 46(5), 945-972. doi: <http://doi.org/10.1093/petrology/egi006>
- Sheridan M. F. and Wohletz K. H. (1983). Origin of accretionary lapilli from the Pompeii and Avellino deposits of Vesuvius, In C.C. Gooley, R., (Eds.), *Microbeam Analysis*. (pp. 35–38). San Francisco Press.
- Sonder I., Harp A., Graettinger A. H., Moitra P., Valentine G. A., Büttner R. and Zimanowski, B. (2018). Meter-scale experiments on magma-water interaction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(12), 10597–10615. doi: <https://doi.org/10.1029/2018JB015682>
- Suter M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of American Bulletin*, 98(3), 249-264. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)98<249:STATSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)98<249:STATSM>2.0.CO;2)
- Sweeney M. R., Grosso Z. S. and Valentine G. A. (2018). Topographic controls on a phreatomagmatic maar-diatreme eruption: field and numerical results from the Holocene Dotsero volcano (Colorado, USA). *Bulletin of Volcanology*, 80(78). doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1253-x>
- Tristán-González M., Aguirre-Díaz G.J., Labarthe-Hernández G., Torres-Hernández J. R. and Bellon H. (2009). Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: a geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, 471, 136–152. doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.021>

- Tristán-González M., Labarthe-Hernández G., Aguirre-Díaz G. J. and Aguillón-Robles A. (2008). Tectono-volcanic control of fissure type vents for the 28 Ma panalillo ignimbrite in the Villa de Reyes graben, san Luis Potosí, México. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 3, 12026. doi: <https://doi.org/10.1088/1755-1307/3/1/012026>
- Valentine G.A. (2012). Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes, 2: evidence from crustal xenoliths at scoria cones and maars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 223-224, 47-63. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.012>
- Valentine G.A., White J.D.L., Ross P.S., Graettinger A.H. and Sonder I. (2017). Updates to Concepts on Phreatomagmatic Maar-Diatremes and Their Pyroclastic Deposits. *Frontiers in Earth Science*, 5(68). doi: <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00068>
- Verma S. P. & Verma S. K. (2018). Petrogenetic and tectonic implications of major and trace element and radiogenic isotope geochemistry of Pliocene to Holocene rocks from the Tacaná Volcanic Complex and Chiapanecan Volcanic Belt, southern Mexico. *Lithos*, 312-313, 274-289. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.016>
- Walker G. P. L. (1971). Grain size characteristics of pyroclastics flows. *Journal of Geology*, 79(6), 696-714.
- Walton A. W. and Schiffman P. (2003). Alteration of hyaloclastites in the HSDP 2 Phase 1 Drill Core 494 1. Description and paragenesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(5).
- White J. D. L. and Houghton B. (2000). Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions. In C.C. Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 495–511). Academic Press, London.
- White J. D. L. and Ross P. S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 201(1-4), 1-29. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- White J. D. L. and Valentine G.A. (2016). Magmatic vs phreatomagmatic fragmentation: absence of evidence is not evidence of absence. *Geosphere*. doi: <https://doi.org/10.1130/GES01337.1>
- White J.D.L. (1996). Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 155–170. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00061-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00061-3)
- Wohletz K. and Krinsley D. (1982). Scanning electron microscopy of basaltic hydromagmatic ash. Los Alamos National Laboratory Report, LA-UR 82-1433.
- Wohletz K. H. (1983). Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. 33. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 31-63. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90061-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90061-6)
- Wohletz K. H. and McQueen R. G. (1984). Experimental studies of hydromagmatic volcanism, in: Explosive Volcanism; inception, evolution, and hazards. Studies in geophysics. *National Academy Press, Washington*, 158-169.
- Wood C. A. (1980). Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7(3-4), 387-413. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90040-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90040-2)
- Zimanowski B. (1998). Phreatomagmatic Explosions. In A. Freundt & M. Rosi (Eds.), *From magma to tephra: Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions*. (pp.25-54).
- Zimanowski B., Büttner R., Lorenz V. & Häfele H. G. (1997). Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B1),803-814. doi: <https://doi.org/10.1029/96JB02935>
- Zimanowski B., Lorenz V. and Frohlich G. (1986). Experiments on phreatomagmatic explosions with silicic and carbonatitic melts. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 30(1-2), 149-153. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90071-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90071-5)

ANEXOS

Anexo 1. Resultados de geocronología isotópica por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a la muestra post-maar (basalto subalcalino) en roca total de Joya de Los Contreras.

Sample: JLC-25, groundmass											
Lab #: JAA-19; irradiation JUR-07, AIII											J = 0.0052331 ±
											0.0000162
Step	% Pwr	^{39}Ar ($\times 10^6$)	F ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{ArK}$	1 σ	Age (Ma)	1	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$	
<i>1st Experiment</i>											
a	*	2.0	45502	0.0386	-0.0462	0.0112	-0.436	0.106	-4.5	282.8	0.512
b		3.0	297082	0.2520	0.0480	0.0027	0.453	0.026	35.5	458.5	0.293
c		3.8	359938	0.3053	0.0438	0.0020	0.413	0.019	54.9	655.3	0.249
d		4.5	220989	0.1874	0.0387	0.0031	0.365	0.029	49.2	581.1	0.333
e		5.2	143383	0.1216	0.0435	0.0034	0.410	0.032	26.3	400.8	0.428
f		6.0	112131	0.0951	0.0375	0.0044	0.354	0.042	27.5	407.4	0.490
<i>2nd Experiment</i>											
a		2.5	19703	0.0186	0.2151	0.0350	2.030	0.330	4.5	309.3	1.169
b		3.0	112779	0.1067	0.0597	0.0039	0.563	0.037	20.9	373.4	0.373
c	*	3.4	224148	0.2120	0.0639	0.0019	0.603	0.018	40.1	493.5	0.265
d		3.7	150384	0.1422	0.0478	0.0034	0.451	0.032	46.3	550.4	0.270
e		4.0	105380	0.0997	0.0502	0.0047	0.474	0.045	49.7	587.4	0.306
f		4.4	89229	0.0844	0.0415	0.0055	0.392	0.052	42.4	512.8	0.331
g		4.9	70825	0.0670	0.0459	0.0068	0.434	0.064	46.1	548.1	0.474
h		5.6	76633	0.0725	0.0404	0.0060	0.381	0.057	38.5	480.8	0.492
i		6.3	63232	0.0598	0.0394	0.0074	0.372	0.069	38.4	479.8	0.596
j		7.1	50132	0.0474	0.0435	0.0088	0.410	0.083	40.0	492.2	0.751
k		8.1	51616	0.0488	0.0369	0.0088	0.349	0.083	36.4	465.0	0.998
l	*	9.2	43257	0.0409	0.0302	0.0104	0.285	0.099	26.9	404.5	1.420
<i>Integrated Results</i>											
1st		1179026	1.0000	0.0398	0.0015	0.375	0.015	27.2	406.1	0.331	
2nd		1057318	1.0000	0.0527	0.0017	0.497	0.017	23.7	387.4	0.460	

* Fractions ignored in the inverse isochron age calculation

Anexo 2. Diagrama de Meseta a) y diagrama b) de concordia/discordia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de los análisis de geocronología obtenidos a partir del fechamiento por roca total, obteniéndose una edad de 0.447 ± 0.011 Ma.

