



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**GEOLOGÍA, PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA
DEL VOLCÁN JOCOTITLÁN, ESTADO DE MÉXICO**

Tesis

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE

Maestro en Ciencias (Vulcanología)

Presenta

Sergio Salinas Sánchez

TUTOR: Dr. Claus Siebe (Instituto de Geofísica, UNAM)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

Dra. Lucia Capra Pedol (Centro de Geociencias Juriquilla, Querétaro, UNAM)

Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz (Centro de Geociencias Juriquilla, Querétaro, UNAM)

Dr. José Luis Arce Saldaña (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Peter Schaaf (Instituto de Geofísica, UNAM)

MÉXICO, D.F., NOVIEMBRE 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mis hermanos (GS y RS)

“Con frecuencia los científicos estudian el pasado de manera tan obsesiva como los historiadores, porque pocas otras profesiones depende tanto de él. Cada experimento es una conversación con un experimento previo, y cada nueva teoría, la refutación de una anterior.”

Siddhartha Mukherjee

Agradecimientos

Esta tesis no podía completarse sin la ayuda de muchas personas. El soporte monetario incluyó la beca de maestría de Conacyt 200911 y de los proyectos DGAPA IN-109412-3 y Conacyt 167231, otorgados a Claus Siebe.

Agradezco a los miembros de mi comité tutorial y sinodal por la paciencia y dirección de este estudio: Dr. Claus Siebe, gracias por involucrarme un poco en sus proyectos, clases y excursiones geológicas. Dra. Lucia Capra, por discutir los depósitos en diferentes reuniones. Al Dr. Peter Schaaf, por el apoyo en el LUGIS y comentarios al escrito final. Al Dr. Gerardo Aguirre, por su interés en la zona y comentarios finales. Al Dr. José Luis Arce, por la discusión de los depósitos y su petrología. Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, a Mónica Salgado y Araceli Chamán por la paciencia y atenciones recibidas, sin su ayuda esto hubiera sido muy difícil.

Gracias a la Dra. M.-N. Guilbaud y al Dr. Renato Castro por su ayuda a lo largo de mi estancia en el pasillo de vulcanología, así como a Hugo Murcia, Natalia Pardo, Cecilia Limón, Javier Agustín y Lilia Arana. Agradezco las atenciones de la M.C. Gabriela Solís, el Ing. Teodoro Hernández en el LUGIS, a la M. en G. Fabiola Mendiola del Laboratorio de Sedimentología y al Ing. Carlos Linares del LUP del Instituto de Geofísica; a Joaquín Aparicio en el Taller de Laminación y al M. en C. Jaime Díaz del Laboratorio de Suelos del Instituto de Geología.

Los Institutos de Geofísica y Geografía han sido parte fundamental para mi desarrollo profesional, hay muchas personas que no menciono, a las que agradezco toda su atención y consideración respecto a mi curiosidad y otras necesidades académicas. El Dr. Zamorano Orozco J.J., no sólo me ha integrado en sus proyectos, sino que además es un gran mentor y amigo. Sus tesis a lo largo del tiempo se han convertido en grandes amigos, Raúl Alvarado, Miguel Santos y Carlo Mendoza, gracias por todo.

Gracias a todos mis alumnos, por que me han ayudado ha ser mejor cada día.

*Por último, gracias a mi madre y mi abuela,
que junto a mis tías me ayudan a ser una “peor” persona.*

Sin ustedes, sería nada.

ÍNDICE

Resumen	3
<i>Abstract</i>	5
1. Introducción	7
Objetivo	9
Estructura de la tesis	10
Aspectos antropológicos	10
Antecedentes	13
Metodología	15
2. Geología	
Introducción	17
Entorno geológico y tectónico regional	17
Geología estructural	20
Estratigrafía de la región	24
A) Paleozoico	24
B) Mesozoico	24
C) Terciario	26
D) Cuaternario	30
Estratigrafía del volcán Jocotitlán	32
Basamento sedimentario y volcanismo del Plioceno	32
Domos Ixtlahuaca	35
Conos de Atlacomulco	36
Jocotitlán temprano (Pleistoceno)	37
<i>Depósito de caída “Pómez Amarilla”</i>	37
<i>Lavas Jocotitlán temprano</i>	37
<i>Antiguo depósito de avalancha al E</i>	38
<i>Antigua secuencia freato-magmática</i>	39
Jocotitlán medio	39
<i>Flujos de lava del edificio inferior</i>	39
<i>Depósito de caída “Pómez Gris-Blanca”</i>	40
<i>Flujos de lava Jocotitlán y edificio superior</i>	42
Jocotitlán reciente	43
<i>Depósito de avalancha N (10 ka)</i>	43
<i>Domo central</i>	45
<i>Flujo de bloques y cenizas</i>	45
<i>Lahares al N</i>	45
<i>Secuencia “Pómez Café”</i>	45
<i>Depósito de caída en la cumbre</i>	46
Volúmenes emitidos por el volcán Jocotitlán	47
3. Erupción freato-pliniana “Pómez Gris-Blanca”	
Introducción	51

Estratigrafía	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	51
Depósitos pre freato-plinianos y paleosuelo (Ps)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	53
Ceniza blanca (Cb)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	55
Oleadas piroclásticas basales (OPb)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	55
Oleadas piroclásticas húmedas inferiores (OPhi)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	57
Oleadas piroclásticas húmedas y secas (OPhs)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	57
Oleadas piroclásticas negras (OPn)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	61
Pómez Gris-Blanca (PGB)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	61
<i>Miembro inferior (PGBi)</i>	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	63
<i>Miembro superior (PGBs)</i>	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	63
Ceniza endurecida (Ce)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	65
Pómez Café (Pc)	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	65
Granulometría y análisis de componentes	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	65
Mapa de isopacas e isopletas	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	70
Fechamientos radiométricos	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	76
Petrología y geoquímica de la pómez	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	78
Lahares relacionados con la PGB	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	81
4. Petrología y geoquímica											
Introducción	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	86
Petrografía	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	86
Estructuras volcánicas circundantes	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	86
Volcán Jocotitlán	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	90
<i>Jocotitlán temprano (<0.6 Ma)</i>	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	92
<i>Jocotitlán medio (0.6 a 0.03 Ma)</i>	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	95
<i>Jocotitlán reciente (28 a 0.6 ka)</i>	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	98
Composición química de plagioclasas y piroxenos	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	105
<i>Plagioclasas</i>	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	105
<i>Piroxenos</i>	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	108
Geoquímica	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	111
Introducción	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	111
Clasificación química	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	111
Elementos mayores	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	130
Elementos traza y Tierras Raras	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	134
Isótopos de Sr, Nd y Pb	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	139
Discusión	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	146
Relaciones genéticas del Jocotitlán y los estratovolcanes cercanos	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	146
Aspectos geoquímicos de los magmas primarios	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	149
5. Conclusiones	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	155
Referencias	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	158

RESUMEN

El Jocotitlán es un estratovolcán recientemente reconocido como volcán potencialmente activo, una característica importante que motivó su estudio. Se presenta la historia eruptiva, petrología, geoquímica y características estratigráficas del volcán Jocotitlán, así como su mapa geológico. Durante el Pleistoceno medio y tardío (Jocotitlán temprano ≥ 0.6 Ma) inició el desarrollo del Jocotitlán. En este periodo tuvo al menos una erupción de tipo pliniana (Pómez “Amarilla”) y produjo un depósito de avalancha de escombros. Después se construyó un nuevo edificio a partir de la emisión de flujos de lava andesíticos. Este periodo (Jocotitlán medio) terminó con una erupción freatopliniana (27.7 ka A.P.), que formó un amplio cráter en la cima, el cual fue rellenado por un domo dacítico. Este domo presentó un colapso del sector al norte y produjo un depósito de avalancha de escombros, oleadas y flujos piroclásticos y de bloques y cenizas (10 ka A.P.). Aproximadamente hace 700 años A.P. tuvo una erupción que produjo el depósito de caída “Pómez Café” (poco extendido y distribuido hacia el SE) acompañado de oleadas y flujos que formaron el abanico piroclástico en donde se encuentra actualmente el poblado de Jocotitlán. El volumen total del material emitido por el Jocotitlán es de aproximadamente 15.17 km^3 (DRE). La erupción freatopliniana que ocurrió hace 27.7 ka produjo una secuencia piroclástica denominada “Pómez Gris-Blanca”, que inicia con un depósito de caída de ceniza fina, seguido de >6 m de oleadas piroclásticas húmedas y secas junto con delgadas capas de caída de pómez blanca. Esta etapa culmina con un depósito de oleadas piroclásticas secas de color negro. Directamente encima se encuentra un depósito pliniano de pómez de caída, el cual consta mayormente de clastos de pómez (6 cm) de color blanquecino y pocos líticos accidentales en la base. En la parte superior la pómez es de menor tamaño (2 cm) y de color gris oscuro. Al depósito lo corona una capa de ceniza fina endurecida. La distribución de los productos fue hacia el W (265°) y se puede encontrar a una distancia mayor a los 20 km al SW del volcán. La altura de columna calculada varía entre los 27 y 30.7 km, el volumen (DRE) es de 3.24 km^3 , el índice de explosividad (VEI) de 5 y el área afectada supera los 625 km^2 . Conforme se asciende estratigráficamente en el depósito se observa un incremento en el tamaño de los minerales (plg + opx + cpx \pm hbl \pm ox) en la pómez y una variación composicional de dacítica a andesítica. La inyección de magma primitivo a un reservorio magmático, zoneado y somero bajo el Jocotitlán pudo desencadenar la erupción. Inmediatamente después de la erupción ocurrió una inundación por lahares en los valles y planicies circundantes que

también sepultó mamuts, como se observó en la cercanía a las localidades de Santa María Cintedejé y San Lorenzo Tlacotepec. Respecto a la composición mineralógica y geoquímica, las rocas del Jocotitlán se clasifican como dacitas y andesitas ricas en sílice (59-65% SiO₂), con cristales de plagioclasa (An₇₀₋₄₅), piroxeno (En₈₄₋₆₀ y Wo₄₅₋₄₀), hornblenda y óxidos con escasa presencia de olivino y biotita. Estructuras de desequilibrio y variación composicional de las plagioclasas, así como la ocurrencia de olivinos apunta a una perturbación del sistema magmático como producto de la inyección de pequeños lotes de magma básico. La geotermometría en piroxenos indica un rango de temperaturas de cristalización que varía entre 700 y 1000°C, lo que podría señalar episodios periódicos de recalentamiento del magma. Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb forman un grupo compacto y evolucionado. Estos valores indican, junto con la petrología, que el magma del Jocotitlán es el resultado de la fusión parcial de un manto peridotítico metasomatizado, que posteriormente evolucionó durante su ascenso mayormente por procesos de cristalización fraccionada y en menor grado por asimilación de corteza continental somera. El volcán Jocotitlán ha tenido importantes erupciones con la capacidad de afectar grandes áreas durante el Pleistoceno Tardío en las que destaca la erupción que produjo el depósito “Pómez Gris-Blanca”. Aparentemente, estas erupciones estuvieron separadas por largos periodos de reposo. Por tal motivo no es de sorprender que los mitos creacionales de los otomíes, una etnia asentada en la región desde tiempos inmemoriales, hagan alusión a una erupción pliniana.

Abstract

Jocotitlán strato-volcano has been recently recognized as potentially active. In this work, Jocotitlán's eruptive history, petrology, geochemistry, and stratigraphy are presented, together with a geologic map. During the middle/late Pleistocene (early Jocotitlán ≥ 0.6 Ma) Jocotitlán started its activity and two major eruptions were recognized: A Plinian eruption produced the "Yellow Pumice", and another eruption triggered a sector collapse. After that, andesitic lava flows constructed a new volcanic edifice. This period (middle Jocotitlán) ended with a freato-Plinian eruption dated at 27.7 kyr B.P. that produced a wide crater which was subsequently filled by a dacitic dome. Later, *ca.* 10 kyr B.P., this dome collapsed toward the N, producing a notorious debris avalanche deposit, followed by the eruption of pyroclastic surges and block-and-ash flows. *Ca.* 700 yr B.P., dome emplacement was accompanied by the eruption of the "Brown Pumice" and pyroclastic surges and flows that formed the depositional apron on which the present town of Jocotitlán is built. The total volume of volcanic materials emitted by Jocotitlán during the past 0.6 My was estimated at 15.17 km^3 (DRE).

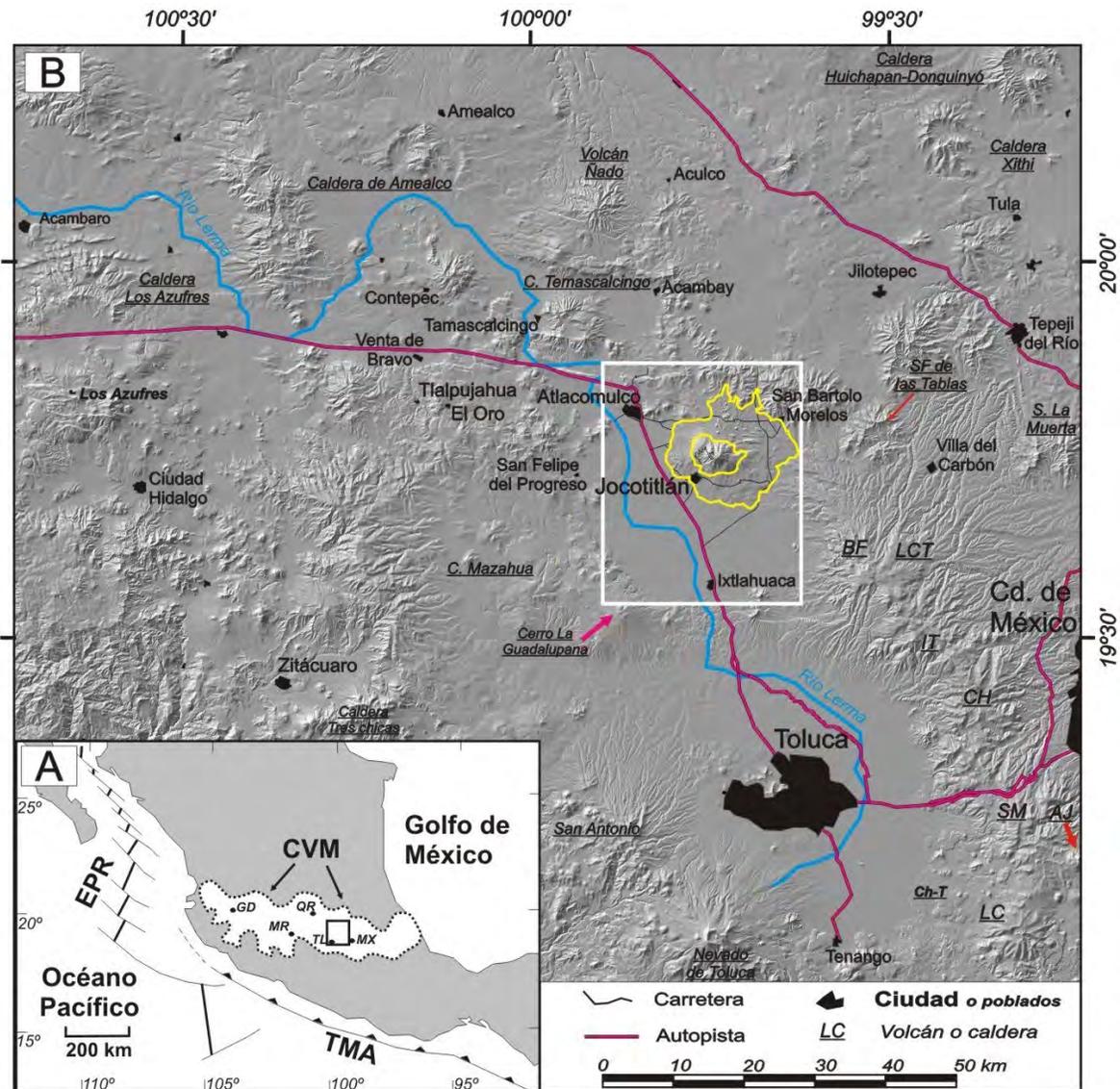
The freato-Plinian eruption was studied in detail. It produced the "White-Grey Pumice" pyroclastic sequence which starts with a white fine ash layer, followed by a *ca.* 6 m thick series of wet and dry surge deposits intercalated with thin layers of white pumice fallout. This series ends with dry black surge deposits and is crowned by a stratified Plinian pumice fallout deposit. The lower member of the pumice fallout consists of large clasts of white pumice (up to 6 cm in diameter) and contains few dark grey lithics. The upper member is richer in lithics and consists of smaller dark grey pumice clasts (up to 2 cm in diameter). The sequence ends with a thin layer of indurated fine altered ash fallout. The main distribution axis of the Plinian products was towards the W (265°) and the sequence was observed as far as 20 km to the SW of the volcano. The Plinian column height was calculated at 27 to 30.7 km with a Volcanic Explosivity Index of 5. The erupted volume (DRE) is 3.24 km^3 and the area affected measures at least 625 km^2 . From the base to the top of the stratigraphic sequence, the size of the crystals (plg + opx + cpx \pm hbl \pm ox) increases and the composition of the pumice changes from dacitic to andesitic. Possibly, the injection of mafic magma to in a zoned, shallow reservoir underneath Jocotitlán triggered the eruption. Toward the end and after the eruption the Ixtlahuaca plains and Lerma river valley were flooded by lahars

burying also mammoths. Mineralogical and geochemical analyses of the Jocotitlán products indicate that they are dacitic and high-silica andesitic (59-65% SiO₂) in composition with phenocrysts of plagioclase (An₇₀₋₄₅), pyroxene (En₈₄₋₆₀, Wo₄₅₋₄₀), hornblende, and oxides with occasional olivine and biotite. This paragenesis is possibly the result of perturbations of the magmatic system by injections of small batches of mafic magma. This interpretation is underscored by the observation of disequilibrium textures in plagioclases and the occurrence of partly resorbed olivines. The geothermometry of pyroxenes indicates a wide range of temperatures (700 to 1000°C) that can be explained by periodic reheating episodes. Major and trace element compositions of Jocotitlán rocks point toward fractional crystallization processes as the principal mechanism of magma evolution. The isotopic ratios of Sr, Nd, and Pb form evolved and coherent clusters on diverse plots in comparison to values from other strato-volcanos of the Mexican Volcanic Belt. The isotopic values show that the Jocotitlán magmas originated from partial melting of a metasomatized mantle peridotite before further evolving by fractional crystallization processes, with minor assimilation of continental crust during their ascent to the surface. During the Late Pleistocene, Jocotitlán volcano was characterized by long repose periods, interrupted by high-magnitude eruptions (e.g. “White-Grey Pumice”), that impacted large areas. Hence, it is not surprising that the creational myths of the Otomí and other Indian groups dwelling in the region, mention a rain of stones at the beginning of times.

1. INTRODUCCIÓN

El volcán Jocotitlán forma parte del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y está ubicado en la cuenca alta del Río Lerma, 45 km al norte de la ciudad de Toluca y 75 km al noroeste de la Ciudad de México (Fig. 1). Tiene una altitud de 3952 msnm. Comúnmente denominado por sus pobladores como cerro o montaña, el volcán Jocotitlán debería ser considerado potencialmente activo, actualmente en estado de reposo. La población que habita en sus laderas inferiores es mayor a 61 000 habitantes (INEGI, 2010) e incluye a los pueblos de Jocotitlán, Mávor, Los Reyes, Chejé, San Miguel, Yeché y Endaré. Si contáramos las ciudades cercanas emplazadas en la planicie de Ixtlahuaca, tendríamos 235 000 habitantes, con Atlacomulco e Ixtlahuaca (INEGI, 2010). En caso de una futura erupción de gran magnitud y de acuerdo con la dirección del viento, podrían verse afectadas por caída de cenizas las ciudades de Toluca (con más de 1 millón 610 mil habitantes) y de México (~ 25 millones de personas). Una erupción de esas magnitudes también podría afectar al Bajío, región donde se desarrolla una importante producción agrícola e industrial, lo que ocasionaría la pérdida de cosechas y otros trastornos sociales. Estas son algunas de las razones por las cuales el volcán Jocotitlán debe ser considerado como uno de los volcanes potencialmente más peligrosos del país y que por ende requiere de un estudio más detallado.

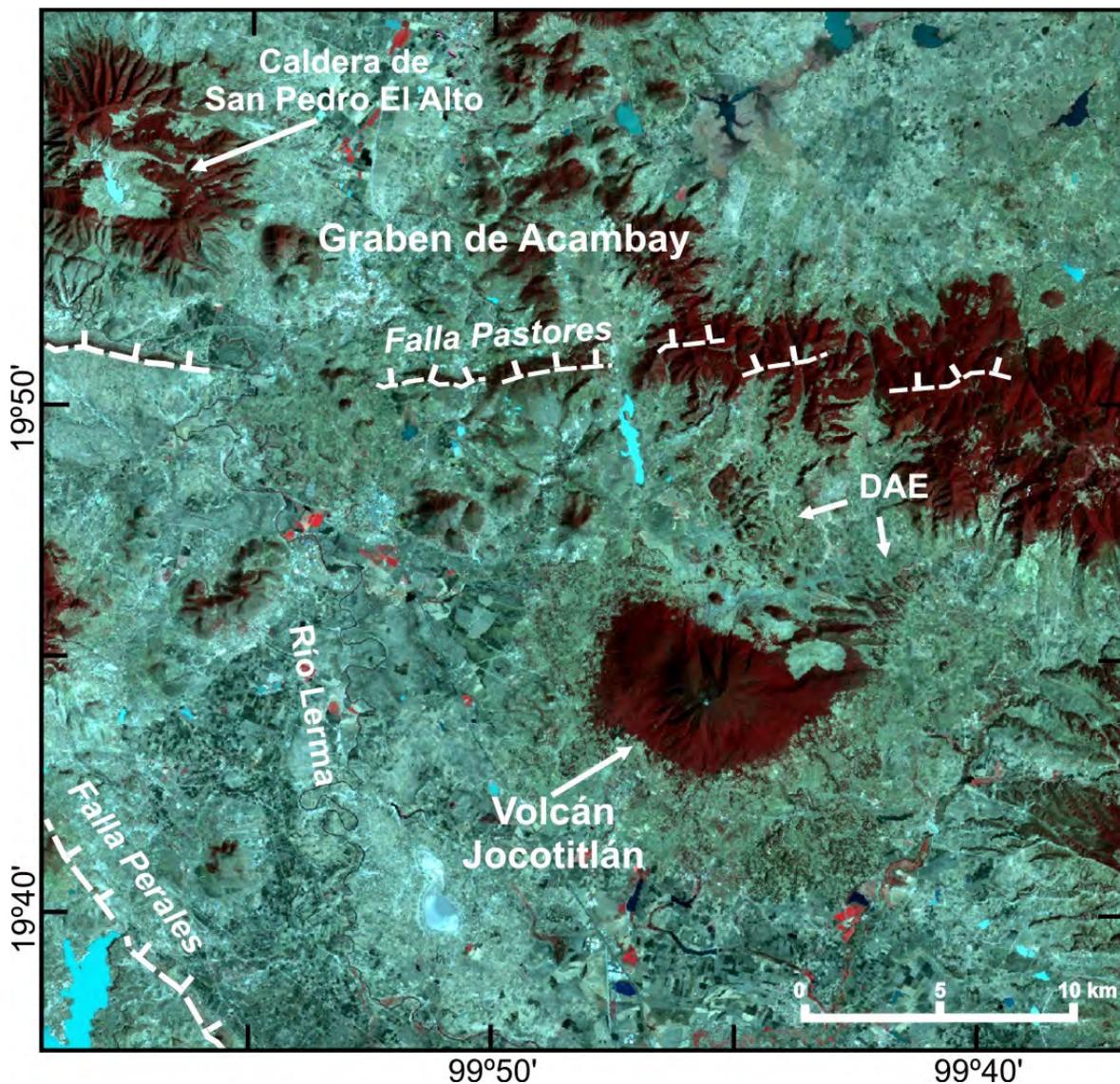
Es importante señalar que no existe un mapa geológico a detalle del volcán, así como tampoco datos geoquímicos e isotópicos de sus productos eruptivos, publicados hasta el momento. Entre los pocos trabajos enfocados en él, destaca el de Siebe et al. (1992), quienes identificaron una erupción que produjo un depósito de avalancha de escombros al norte y noreste del volcán hace aprox. 10 000 años AP (Fig. 2). Estos autores, además lograron fechar por el método de radiocarbono la última actividad eruptiva que produjo depósitos piroclásticos (flujos de bloques y cenizas) con edades recientes de 890 ± 70 y 680 ± 80 años AP (Siebe et al., 1992). Al aplicar a estas fechas convencionales el procedimiento para obtener fechas calibradas sugerido por Stuiver y Reimer (1993) se obtienen las siguientes fechas: 1147-1215 y 1264-1324 cal DC (Calib Rev6.0.1). Sin duda, la población asentada alrededor del volcán pudo presenciar su erupción.



▲ Fig. 1. A) Contexto geodinámico del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) así como la localización de la región del Jocotitlán. Abreviaturas: EPR, Dorsal del Pacífico (siglas en inglés, East Pacific Rise); TMA, Trincheras Mesoamericana; GD, Guadalajara; MR, Morelia; QR, Querétaro; TL, Toluca; MX, Ciudad de México. B) Mapa de relieve sombreado de la cuenca alta del Río Lerma y las estructuras volcánicas mayores (letras cursivas y subrayadas), cercanas al Jocotitlán. El área de estudio está delimitada por el rectángulo blanco. Abreviaturas: Volcanes que componen la Sierra de las Cruces: LC= La Corona, SM= San Miguel, AJ= Ajusco, CH= Chimalpa, IT= Iturbide, LCT= Caldera La Catedral, BF= La Bufa, Ch-T= Campo Volcánico de Chichináutzin-Tenango.

OBJETIVO

El objetivo del presente estudio fue realizar un mapa geológico del volcán Jocotitlán junto con el análisis petrográfico y geoquímico de sus principales productos. Esto a partir del levantamiento de una columna estratigráfica. De esta manera se reconstruye la historia eruptiva y se incrementa el conocimiento geológico de la región. Además, se determinaron los volúmenes mínimos emitidos, con el fin de conocer la magnitud de las erupciones producidas por el Jocotitlán.



▲ Fig. 2. Imagen de satélite (Landsat, compuesto de las bandas 432) del volcán Jocotitlán (DAE: depósito de avalancha de escombros). En la esquina superior izquierda se observa al volcán Temascalcingo con una caldera en su cima, ubicado al interior del graben de Acambay.

ESTRUCTURA DE LA TESIS

El presente trabajo está estructurado de la siguiente manera: En el primer apartado y a manera de introducción se describen los estudios geológicos previos y la cosmogonía de los habitantes originarios de la región, así como el objetivo. En el segundo se presenta el mapa geológico del volcán Jocotitlán, fundamental para comprender el origen de los productos volcánicos emitidos y su evolución geoquímica. El tercero incluye el estudio de una de las secuencias eruptivas más importantes reconocidas en el volcán (Pómez Gris-Blanca), producida por una erupción freatopliniana de edad pleistocénica de gran magnitud. El cuarto trata de las características petrográficas, geoquímicas e isotópicas de los productos del Jocotitlán y estructuras geológicas cercanas, con el fin de dilucidar el origen y evolución del magma que las produjeron. Por último se presentan las conclusiones principales y consideraciones finales del trabajo.

ASPECTOS ANTROPOLÓGICOS

El nombre del volcán en náhuatl es *Xocotitlán* por lo que se asocia con *xocotl*, que significa “fruta agridulce” y *titlan*, “entre”, lo que conforma “entre árboles de fruta ácida”. El árbol con esa connotación más común en la región es el tejocote. De manera literal puede significar “lugar de tejocotes” (Ramírez González, 1997). Otra interpretación del nombre deriva del culto a *Otontecutli*, dios del fuego y principal deidad de los pueblos otomianos a los cuales pertenecen los mazahuas. Este dios también fue venerado por los mexicas con el nombre de *Xiuhtecutli*. *Otontecutli* aparece también con el nombre de *Ocoteuctli* “señor de la tea o del pino”. Otro nombre de *Otontecutli* es *Xocotl*. Según Sahagún (1979), bajo el nombre de *Xocotl*, *Otontecutli* es el dios de *Xocotitlán*, ciudad principal de los mazahuas, quienes se identifican con el cerro llamado *Xocotépetl*. Por otro lado, en el jeroglífico del *Xocotitlán*, aparece sobre un cerro la cabeza de *Otontecutli-Xocotl* (Fig. 3) (Ramírez González, 1992). De esta manera *Xocotitlán* es también “lugar junto al *Xocotépetl*” o “junto al cerro *Xocotl*”. Por último, el *Jocotitlán* es conocido por los mazahuas como *Nquemore* o *Nquemore* (Ramírez González, 1992) o *Tatagemuru*, que puede traducirse como “señor” o

“amo” (Galinier, 1995). Los otomíes, en cambio lo nombran *Gumidi* que significa “el que está de frente” (Pérez-Lugo, 2007).



▲ Fig. 3. Mapas pictográficos *Xocotitlán Ystlahuaca*, Edo. de México (Archivo General de la Nación en Montes de Oca et al., 2003). Representación glífica del volcán Jocotitlán y su manantial (izq.) (Fotografía tomada por C. Siebe, Fuente: Mapoteca Orozco y Berra). Dibujo del Señor de Xocotitlán con el glifo del volcán (der.) (Códice Techialoyan, en Montes de Oca et al., 2003).

Los fechamientos tan jóvenes de algunos de los productos emitidos por el volcán permiten suponer que pudiesen existir documentos etnohistóricos que hagan alusión a la erupción. Al respecto, Davies (1987) indica que Tula, la capital de los Toltecas (ubicada 50 km al N del Volcán Jocotitlán), fue abandonada en los años 1179-1182 d.C. Es posible, que los presagios mencionados en la leyenda sobre el declive de la civilización tolteca, que describe Fray Bernardino de Sahagún (1981) en su “*Historia General de las Cosas de Nueva España*”, hagan referencia a este suceso eruptivo. El Capítulo X del Libro III del Tomo I (Sahagún, 1981) menciona que varios signos precedieron al abandono de Tula, entre los que aparecen “*sierra ardiéndose*” y “*que llovió sobre ellos piedras*”. Desde luego,

en estos momentos la posible relación entre estos presagios y la erupción del Jocotitlán, es motivo de mera especulación pero valdría la pena ahondar en este asunto en el futuro.

También es digno mencionar que en la cima del Jocotitlán pueden observarse grandes cantidades de “*tepalcates*” o fragmentos de cerámica prehispánica, aparentemente provenientes de incensarios y vasijas para ofrendas a Tláloc, dios de la lluvia. Estos restos arqueológicos indican la presencia de un adoratorio en tiempos prehispánicos. En la actualidad, la población mazahua y otomí que habita en la región, realiza peregrinaciones hasta una pequeña capilla ubicada sobre la loma que conforma el domo más reciente dentro del cráter del volcán Jocotitlán, lo que demuestra que las tradiciones ancestrales, así como ceremonias religiosas en su cima, siguen vigentes, aunque han sufrido desde luego algunas modificaciones importantes.

Pérez-Lugo (2007) menciona que el Jocotitlán sigue siendo hoy la montaña sagrada de los mazahuas, el símbolo de la vida de ese pueblo y que desde épocas remotas se le ofrendan mazorcas en un ritual acompañado de música, cantos y copal. Se cuelgan las mazorcas en los peñascos de su cumbre y sobre esas piedras con un carbón, se dibuja el contorno de las manos. Los hombres regresan después con granos de maíz, tierra y ceniza, que echan en la milpa para propiciar buenas cosechas. **Galinier (1995)** llevó a cabo investigaciones etnológicas entre los mazahuas y otomíes de la región y escribe que el Jocotitlán tiene una posición central en el sistema nativo de representación del espacio. Además, existen varios mitos, que posiblemente guardan una estrecha relación con eventos volcánicos y geológicos (como se verá más adelante). Según los informantes de **Galinier (1995)**, dos mundos han precedido al nuestro: *“El primero, en el que reinaban los enanos, se acabó en un diluvio de fuego y con la destrucción de estas criaturas contrahechas. Su aniquilamiento permitió la aparición de otro mundo, poblado por gigantes, y que sucumbió barrido por las aguas.”* Cuando el cielo se aclaró todo estaba bajo el agua. Con el paso del tiempo el gran lago se consumió y con ello dio inicio una nueva era, la de los seres humanos. *“El mundo actual está a su vez destinado inexorablemente a perecer, a fin de precipitar el surgimiento de un nuevo universo. Esto ocurrirá al iniciarse el próximo diluvio, donde un cataclismo de fuego acarreará la desaparición del mundo y el astro Sol se romperá en pedazos sobre la Tierra.”*

Los gigantes ocupan un gran espacio en el imaginario de los mazahuas. Ellos poblaban la tierra en un mundo anterior al diluvio. Se desplomaban al menor soplo de viento y acabaron por perecer en un torbellino. En este sentido, Claus Siebe y Jean Christophe Komorowski (comunicación personal) lograron indagar entre los campesinos, que existe la creencia de que los frecuentes hallazgos de huesos fósiles de mamut, son prueba de la existencia de este mundo poblado por gigantes, anterior al diluvio. Además, los huesos de gigantes tienen un efecto medicinal prodigioso: Curan a los niños del “espanto” cuando son molidos e ingeridos o untados sobre la espalda y los brazos (Pérez-Lugo, 2007). Otro mito, en el que el Jocotitlán tiene como pareja al Nevado de Toluca es descrito por Pérez-Lugo (2007): *“Un día se pelearon, por ello la montaña se fue. Al ver esto sus hijitos la vinieron a atajar y se quedó ahí donde está ahora”*. Los hijitos del Jocotitlán son los cerritos o “tzitejé” (hummocks) que están al lado norte, cerca del poblado de Santiago Acutzilapan.

ANTECEDENTES

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es una de las provincias geológicas más importantes de México. Se caracteriza por una variedad de los materiales volcánicos emitidos, su localización intraplaca no paralela a la Trinchera Mesoamericana asociada a la zona de subducción, heterogeneidad composicional, potentes espesores de material volcánico y alta concentración de población (Macías, 2005). El volcán Jocotitlán ha sido poco estudiado. Los mazahuas ya reconocían al Jocotitlán como volcán. Sus ancestros indígenas probablemente observaron fumarolas y las aguas termales de sus alrededores debieron ser disfrutadas desde los tiempos inmemoriales (Fig. 3). De acuerdo a la división de Pasquarè et al. (1987a) y Johnson y Harrison (1990), el volcán Jocotitlán se encuentra en el límite de los sectores central y oriental del CVM, cercano a otras importantes estructuras volcánicas, como el Nevado de Toluca y la caldera de Amealco. Poco se sabe del volcán Jocotitlán ya que no ha sido objeto de estudios geológicos detallados. El naturalista e ingeniero minero Joseph Burkart, reconoció el origen volcánico del Jocotitlán en su recorrido por México en 1826. Incluso midió la temperatura de las aguas termales de San Pedro de los Baños, localizadas en la base del volcán al sur. Hacia el SW de los manantiales calientes, existe un pequeño lago que se nutre de ellos. Los manantiales tienen

una temperatura de 42 °C y emanan de una brecha andesítica cementada por ópalo. Los precipitados de sílica han recubierto restos de plantas que se encuentran fosilizadas (Burkart, 1836). En la actualidad los manantiales de San Pedro de los Baños están extintos y no se observan temperaturas altas en ninguno de los manantiales alrededor del volcán, sus temperaturas varían entre los 16 y 18 °C (López et al., 2002).

Debido a su cercanía con la ciudad de Toluca, el volcán es mencionado en un estudio morfotectónico de las cuencas de Ixtlahuaca y Toluca por Ortiz y Bocco (1989). Estos autores reconocen los potentes flujos de lava que lo constituyen e identifican un gran número de montículos al norte del volcán Jocotitlán. Postulan que estos montículos representan conos de escoria y cenizas y proponen erróneamente la existencia del supuesto Campo Monogénico de Atlacomulco. Sin embargo, antes estos montículos habían sido reconocidos como *hummocks* de un depósito de avalancha de escombros del propio Jocotitlán por Siebe et al. (1988, 1989) y Suter et al. (1991). Posteriormente, Siebe et al. (1992) presentaron un trabajo más detallado sobre este peculiar depósito. Después, Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego (1990), en su estudio del sector central del CVM, proponen una edad cuaternaria para el volcán Jocotitlán, esto por su correlación con depósitos lacustres que se emplazan sobre rocas volcánicas del Plioceno y Mioceno que constituyen al graben de Acambay y el sector norte de la Sierra de las Cruces. Posteriormente el volcán Jocotitlán aparece en diversas versiones de mapas geológicos de la cuenca de México y Toluca realizados bajo la dirección de F. Mooser, siendo la última versión la de Mooser et al. (1996). Cabe mencionar que en estos mapas la representación del volcán Jocotitlán ha sufrido cambios significativos, como el reconocimiento de conos de escoria al norte y “derrumbes volcánicos” al sur del volcán (actualmente descritos como depósito de avalancha de escombros y flujos de lava respectivamente).

El único estudio geológico a detalle del volcán es el de Siebe et al. (1992), quienes reconocen un deslizamiento gigante de tipo Bezymianny en el flanco noreste, que produjo un depósito de avalancha de escombros, ocurrido durante una erupción volcánica de gran magnitud fechada en 9690±85 años AP. Este depósito se caracteriza por tener una superficie de *hummocks* o montículos de tamaño considerable y forma cónica, así como grandes *ridges* o lomas alargadas. También corroboran la edad holocénica de algunos productos del volcán al fechar por radiocarbono flujos de bloques y cenizas en los flancos

superiores con una edad de 1147-1324 cal DC (Siebe, 1992). Estos depósitos fueron emplazados durante la erupción más joven del volcán. Posteriormente, se desarrollaron otros trabajos enfocados a conocer mejor el depósito de avalancha. En el primero, Dufresne et al. (2010) estudiaron la interacción de la avalancha con el basamento del volcán y su deformación, producto del impacto con el DAE. En el segundo, Salinas y López-Blanco (2010) exploran otras hipótesis en cuanto al mecanismo de emplazamiento del DAE, por medio de la relación espacial de las formas del relieve resultado del DAE. En estos trabajos también se describen otros productos de tipo explosivo como lo son los depósitos de caída de pómez, anterior y posterior al depósito de avalancha, flujo de bloques y cenizas, así como oleadas piroclásticas (estas últimas, cerca de la cima y en el sector sur del edificio principal).

Por otro lado, el área en donde se encuentra el volcán Jocotitlán, ha sido integrada en algunos estudios geológicos generales, relacionados a la caldera de Amealco y el Nevado de Toluca; así como tectónicos en el contexto del Graben de Acambay y la Sierra de las Cruces (Fig. 1). Por último, a partir del estudio de las secuencias lacustres pertenecientes a las planicies de Toluca e Ixtlahuaca (Cuenca del Alto Río Lerma) se tienen algunos registros paleoclimáticos (Ludlow-Wiechers et al., 2005).

METODOLOGÍA

Para la elaboración del mapa geológico del volcán Jocotitlán y la caracterización petrográfica y geoquímica de sus productos, se usaron como base las cartas topográficas 1:50,000 de Atlacomulco, Ixtlahuaca de Rayón, Tepeji del Río y Villa del Carbón (claves E14A17, E14A27, E14A18 y E14A28, respectivamente), así como una imagen de satélite LANDSAT TM (proporcionada por M. Abrams). Posteriormente se obtuvieron fotografías aéreas escala 1:75,000 y 1:37,500 del área que cubre al volcán. Con la ayuda de estas herramientas se llevó a cabo el trabajo de campo, que consistió en la recolección de muestras, así como el levantamiento de columnas stratigráficas. Una vez mapeadas las diferentes litologías, se les asignaron nombres y edades. Se recolectaron un total de 89 muestras de roca de diferentes depósitos y se elaboraron láminas delgadas de 32 de ellas en el taller de laminación del Instituto de Geología de la UNAM, para su posterior análisis

petrográfico. Además se integraron datos petrográficos (con microsonda electrónica) y geoquímicos sobre muestras colectadas en los años 1988-1992 por los Dres. J.C. Komorowski y C. Siebe que no habían sido reportadas anteriormente. A la par se realizaron 44 análisis químicos de roca total en *Activation Laboratories* en Ancaster, Canadá, donde se determinaron los contenidos de elementos mayores, trazas y Tierras Raras. Además, se realizaron 12 análisis isotópicos (Sr, Nd y Pb) en un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Posteriormente, se realizaron análisis sedimentológicos en muestras de un importante depósito de pómez de caída y oleadas piroclásticas asociadas (“Pómez Gris-Blanca”), con el fin de determinar las características granulométrica de las muestras, a partir de un tamizado a intervalos de $\frac{1}{2}$ Phi desde -5 hasta +4 Phi. En algunos casos se midió la densidad de los clastos de pómez. Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geofísica de la UNAM. Por último, se obtuvieron dos fechamientos por radiocarbono en muestras de paleosuelos en el laboratorio de geoquímica isotópica de la Universidad de Arizona, Tucson por el Dr. Chris Eastoe.

2. Geología

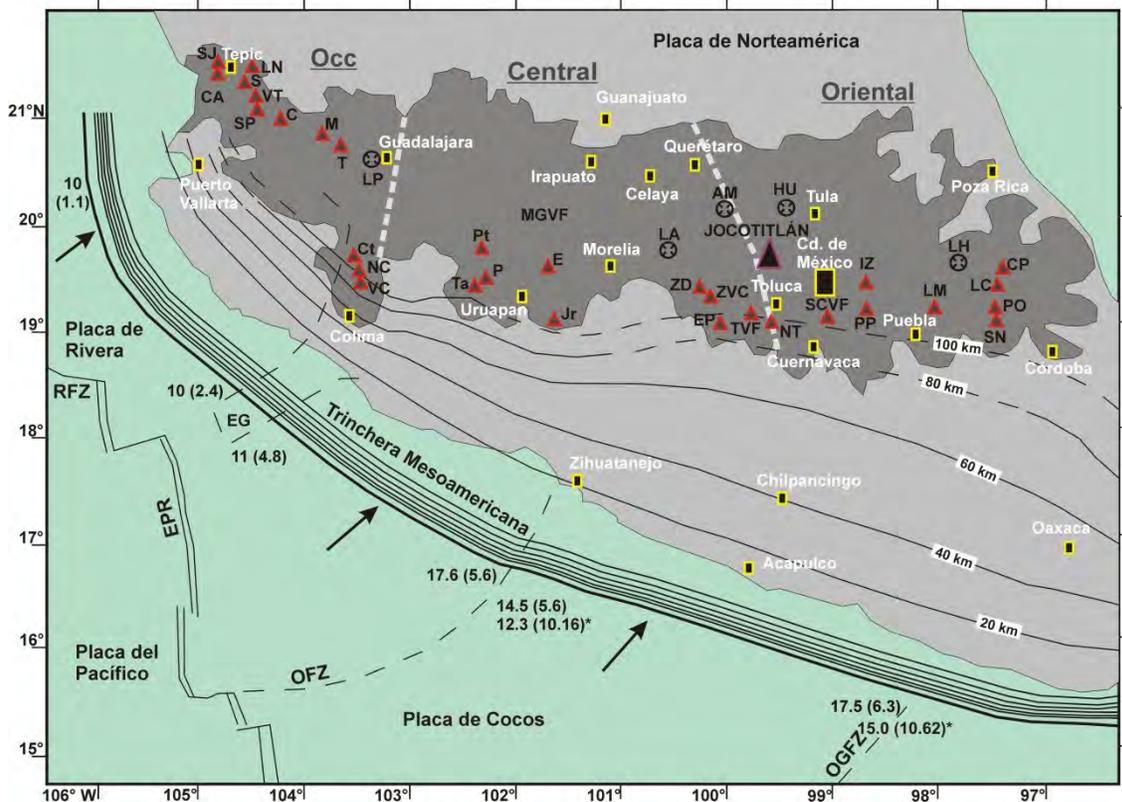
INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta el mapa geológico del volcán Jocotitlán y su área circundante, comprendida entre las coordenadas 19° 40' y 19° 51' de latitud N y 99° 52' y 99° 38' de longitud W. El mapeo se realizó a partir de la información cartográfica existente (escala 1:50 000 de INEGI), aunque aquí se presenta a 1:20 000. El trabajo de campo, reconocimiento de depósitos volcánicos, además de recopilación de información de trabajos previos de la zona de estudio, fueron fundamentales para la elaboración del mapa. Con la descripción e interpretación de los depósitos encontrados en los alrededores del volcán Jocotitlán, se estableció una secuencia estratigráfica de sus productos. Además, se dataron por radiocarbono dos paleosuelos (véase Cap. 3) y se obtuvieron tres fechamientos de K-Ar (no publicados) para constreñir su edad. Por último, se estimaron los volúmenes de los productos emitidos por el volcán Jocotitlán, a partir de mediciones de espesores de depósitos y lavas en campo, delimitación de productos volcánicos y cálculo de sus áreas en un sistema de información geográfica (SIG, en este caso Ilwis y ArcGis 9.2).

ENTORNO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL

El volcán Jocotitlán se encuentra en los límites del sector central y oriental del CVM (Pasquarè et al., 1987a; Aguirre et al., 1998) (Fig. 4). Esta provincia fisiográfica es una de las más estudiadas en México (Macías, 2005). Se ha propuesto que la actividad volcánica inició durante el Mioceno medio y tardío (16 Ma), como resultado de una rotación antihoraria del arco que formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 1999). Sin embargo, la mayor cantidad de erupciones con productos máficos e intermedios han ocurrido durante el Plioceno y Cuaternario (Ferrari et al., 2000; Gómez-Tuena et al., 2005). El CVM se caracteriza por tener un alto flujo de calor, fallamiento de tipo extensional y sismicidad somera. Contiene cerca de 8000 estructuras volcánicas, que incluyen extensas mesas de lavas (*plateaus*), grandes campos de conos de escoria, complejos de domos,

grandes estratovolcanes, además de productos ignimbríticos generados durante la formación de calderas (Macías, 2005).



▲ Fig. 4. Localización del Volcán Jocotitlán dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). También se muestran las principales estructuras volcánicas y su geodinámica tectónica (modificado de Blatter et al., 2007). Los números a lo largo de la Trincherá Mesoamericana (tomados de Pardo y Suárez, 1995; y *Kanjorski, 2003) indican la edad (en millones de años), de la placa oceánica que subduce a la placa continental a una tasa de cm/año (número entre paréntesis). Los contornos dentro del continente representan la profundidad de la placa subducida en km, la línea gris punteada separa al CVM en sectores Occidental, Central y Oriental. Los rectángulos indican las principales poblaciones (nombres en blanco), los triángulos son volcanes y los círculos son calderas cuyos nombres son los siguientes: SJ, San Juan; CA, Cerro Alto; LN, Las Navajas; S, Volcán Sanganguey; VT, Volcán Tepetitlic; SP, San Pedro; C, Ceboruco; M, Magdalena; T, Volcán Tequila; LP, Caldera La Primavera; Ct, Volcán Cántaro; NC, Nevado de Colima; VC, Volcán de Colima; Pt, Patambán; P, Parícutin; Ta, Volcán Tancítaro; E, Volcán El Estribo; Jr, Jorullo; ZD, Domos de Ziráhúato; ZVC, Complejo Volcánico de Zitácuaro; EP, El Peñón; TVF, Campo Volcánico de Tenango; LA, Caldera Los Azufres; SN, Sierra Negra; PO, Pico de Orizaba; LC, Las Cumbres; CP, Cofre de Perote; LH, Caldera de Los Humeros; HU, Caldera de Huichapan; AM, Caldera de Amealco; IZ, Iztaccíhuatl; PP, Popocateptl; LM, La Malinche; MGVF, Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato; SCVF, Campo Volcánico de la Sierra de Chichinautzin. Otras abreviaturas son: RFZ, Zona de Fractura de Rivera; EPR, Dorsal del Pacífico Este; OFZ, Zona de Fractura de Orozco; OGFZ, Zona de Fractura de O'Gorman; EG, Graben El Gordo.

En torno a su origen se han postulado múltiples hipótesis, las cuales han intentado explicar su localización, diversidad de sus productos y tipos de volcanes, así como su variada gama composicional y petrográfica. La teoría más aceptada, propone un origen del volcanismo en relación a la convergencia y subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera con respecto a la placa continental de Norteamérica (Nixon, 1982).

Algunos investigadores han interpretado las fallas neotectónicas del sur de México como el resultado del movimiento de pequeños bloques corticales. Entre los bloques que se han propuesto, se encuentran los bloques Jalisco, Michoacán y Guerrero (Johnson y Harrison, 1990). Andreani (2008) propuso que ambos forman el bloque Sur de México. De esta manera, el alineamiento del CVM puede reflejar la complejidad estructural de la corteza o los límites de las placas subducidas (zona de fractura de Orozco y Tehuantepec Ridge), bajo el supuesto de que debería de existir una relación entre la estructura del CVM y el interior de la litósfera (Nixon, 1982; Blatter y Hammersley, 2010).

La falta de paralelismo del CVM con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Fig. 4) ha motivado varios estudios en los cuales se reconocen las características y evolución de las placas oceánicas subducidas, así como su orientación perpendicular a la zona de subducción (Burbarch et al., 1984). La configuración actual de las placas oceánicas inicia hace aprox. 6.3 a 3.5 Ma, a partir de la fragmentación de la placa Farallón (ca. 25 Ma) (Mammerickx y Klitgord, 1982). Se ha reconocido que la zona de Wadati-Benioff exhibe una geometría compleja, que presenta un bajo ángulo de subducción, particularmente hacia Veracruz; comparado con los ángulos de subducción en Centroamérica (Burbarch et al., 1984). Pardo y Suárez (1995) determinaron que la subducción al sur de México se aproxima a una geometría sub-horizontal delimitada en sus bordes por fuertes ángulos de subducción en la placa de Cocos y en la Placa de Rivera por debajo de la Norteamericana al oeste (Fig. 4). Pérez-Campos et al. (2008) muestran que la placa de Cocos subduce por debajo de la placa de Norteamérica con un bajo ángulo ($\sim 20^\circ$) hasta una profundidad de 45-50 km. A partir de ahí se mantiene casi horizontal hasta pasar por debajo del Centro de México donde se encuentra directamente en la base de la corteza, a una distancia de 250 km desde la trinchera (Fig. 4). Otros trabajos han mostrado que la placa de Cocos se introduce en el manto justo al frente del CVM con un ángulo de 75° y se trunca a una profundidad de 400 km (Husker y Davis, 2009). La razón del cambio en la geometría de la subducción es

incierto. Varios autores proponen que se debe a diferencias en la tasa de convergencia, la edad de la corteza oceánica, la morfología de la placa oceánica, así como el movimiento absoluto de la placa subducida (Cross y Pilger, 1982; Jarrad, 1986). También se ha postulado que estos cambios son producto de anomalías térmicas por efecto de una gran extrusión de material magmático (Gómez-Tuena et al., 2003; Manea et al., 2005) y/o la delaminación de la corteza continental inferior.

El límite del sector central con el oriental del CVM, donde se localiza el volcán Jocotitlán, se ve afectado por la subducción de la Placa de Cocos (Fig. 4). Esta subduce a una tasa que se incrementa al sureste desde 4.8 (a los 104.5°W) a 7.5 cm/año (a los 94°W) (DeMets et al., 1990), aunque otros estudios reportan que la velocidad de subducción al sur de la zona de fractura de Orozco es cercana a los 10.1 cm/año (Kanjorski, 2003). La edad de la placa de Cocos varía a lo largo de la Trinchera Mesoamericana de ~12.3 a 16.2 Ma entre las Zonas de Fractura de Orozco y Tehuantepec respectivamente (Kanjorski, 2003). Este último, es el rasgo batimétrico lineal más largo de la Dorsal Este del Pacífico y aparentemente, es la expresión morfológica de una zona de fractura que presumiblemente separa la corteza en edades diferentes (desde 15 a 25 Ma) (DeMets et al., 1990; Blatter y Hammersley, 2010).

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los sistemas de fallas presentes en la regional cercana al volcán Jocotitlán son (del más antiguo al reciente): el sistema de fallas Taxco-Querétaro (SFTQ) definido por Demant (1978) con una orientación preferente de NW-SE; la zona de cizalla de Tenochtitlán (ZCTh) definida por De Cserna et al. (1988), con una orientación NE-SW (no afecta al Jocotitlán); y el sistema de fallas Tula-Chapala (SFTC) con una orientación E-W (Pasquarè et al., 1987b; Johnson y Harrison, 1990; Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990) (Fig. 5). El SFTQ es el límite propuesto para separar el sector oriental del sector central del CVM. Se extiende por ~500 km con una amplitud de 20-40 km, desde las ciudades que le dan su nombre (Taxco y Querétaro) (Fig. 5). Lo constituyen fallas normales con una orientación NW-SE, con desplazamientos de entre 450 a 80 m (falla San Miguel de Allende y Querétaro Sur, respectivamente) (Alaniz-Álvarez et al., 2002) y cuyos planos de falla

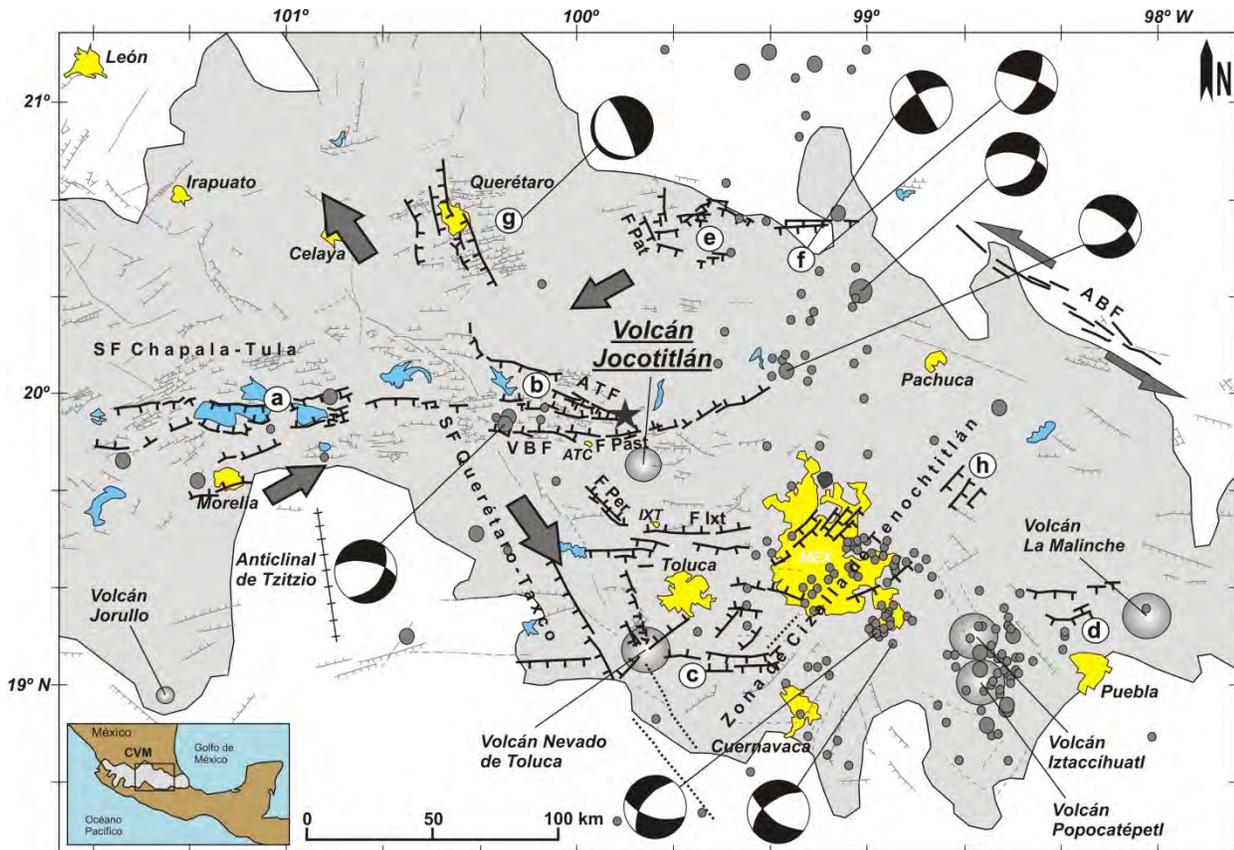
tienen una dirección N10°E y N20°W. Los echados cubren un rango de 65°E a 65°W, las estrías reportadas indican un fallamiento normal y oblicuo con componentes de movimiento lateral izquierdo y derecho (García-Palomo et al., 2000). Hacia el sur, el sistema intersecta rocas volcánicas con edades de 11-4 Ma, entre los paralelos 20-21° de latitud N, de 3-1.6 Ma cerca de la ciudad de Toluca y por último, rocas más antiguas de ca. 32 Ma en los alrededores de Taxco (Alaniz-Álvarez et al., 2002). Las mayores estructuras volcánicas intersectadas por el SFTQ son las calderas de Amealco (Aguirre-Díaz, 1996), Temascalcingo (Roldán-Quintana et al., 2011) y Mazahua (Anguita et al., 1991), los volcanes de Palo Huérfano (Pérez-Venzor et al., 1996), La Joya, Cerro Ñado (Alaniz-Álvarez et al., 2001), Jocotitlán, Cerro La Guadalupana, San Antonio, y Nevado de Toluca (García-Palomo et al., 2000).

El SFTC es un sistema de fallas normales con una orientación E-W y con una longitud aprox. de 420 km y una amplitud de 25 a 60 km, que cruzan gran parte del centro de México, desde el graben de Chapala hasta el este de la ciudad de México (Johnson y Harrison, 1990). Este sistema presenta sismicidad histórica a lo largo de varias fallas y desplazamiento de depósitos lacustres recientes y rocas volcánicas del Plioceno-Cuaternario (Pasquarè et al., 1991; Suter et al., 1992). El sistema ha sido redefinido en el área de estudio por Suter et al. (1991) donde tiene el nombre de sistema de fallas Acambay-Morelia. Estos autores reconocen tres segmentos de fallas. Al oeste se localiza el segmento entre Morelia y Los Azufres. Algunas de las fallas que constituyen a este segmento alcanzan una longitud mayor a 25 km y sus escarpes muestran alturas de hasta 100 m. Este segmento ha generado fuertes sismos ocurridos en tiempos históricos. El sismo de 1858 destaca por su magnitud (~7.3) (Garduño-Monroy et al., 2009).

El segmento central se extiende desde Maravatío en el oeste hasta el volcán Altamirano en el este. El rasgo más prominente es la falla activa de Venta de Bravo (Fig. 4), que tiene una longitud de ca. 45 km y se extiende desde el Lago de Cuitzeo al oeste, hasta cerca de Tlalpujahua al este (Suter et al., 1992). Morfológicamente presenta estructuras de *pull-apart basin* y *sag-pound*, resultado de los esfuerzos producidos en segmentos curvos de las fallas (Ramírez-Herrera, 1998).

Se ha sugerido que han ocurrido dos episodios de deformación, el más antiguo es un fallamiento lateral, seguido después por una fase extensional que reactivó fallas normales,

probablemente durante el Pleistoceno-Holoceno (38 -8.5 ka A.P.) (García-Palomo et al., 2000). Suter et al. (1992) reportan un importante número de eventos sísmicos relacionados con este sistema de fallas. El evento de mayor magnitud (5.3) se registró el 22 de febrero de 1979 (Astiz, 1980), con una naturaleza de movimiento normal y una componente lateral izquierda (Suter et al., 1992).



▲ Fig. 5. Mapa estructural del centro del CVM que muestra las principales fallas (líneas negras), dirección de estrés (flechas grises gruesas) (Ego y Ansan, 2002), fallas inferidas (líneas en gris y discontinuas) y epicentros de sismos con una profundidad mayor a 20 km (círculos grises: mecanismos focales); (tomado de Andreani, 2008). La estrella negra indica el epicentro del sismo de Acambay ocurrido en 1912. Abreviaciones: a= graben de Cuitzeo; b= graben de Acambay; c= sistema de fallas de Tenango; d= medio graben de Puebla; e= medio graben de Aljibes; f= graben del Mezquital; g= graben de Querétaro; h= fallas normales de Apan; ABF= falla Agua Blanca; ATF= falla Acambay-Tixmadeje, F Past= falla Pastores; F Pat= falla Pathé; F Per= falla Perales; F Ixt= falla Ixtlahuaca; VBF= falla de Venta de Bravo; SF= sistema de fallas; MEX= México, ATC= Atlacomulco; IXT= Ixtlahuaca.

El segmento oriental, parte de la intersección del SFTQ con la falla de Venta de Bravo y corta a la caldera de Amealco (Figs. 4 y 5), dando inicio al graben sismogénico de Acambay, que está flanqueado por las fallas de Acambay-Tixmadejé y Pastores al norte y sur, respectivamente. Se extiende por cerca de 30 km con una amplitud de 15 km, con un relleno de aprox. 500 m de espesor de sedimentos lacustres, depósitos volcánicos (Suter et al., 1991) y de remoción en masa (Norini et al., 2010). Los escarpes de las fallas del graben de Acambay muestran desniveles altitudinales de 400 a 500 m al norte y de 150 m al sur del graben. La falla Pastores disecta una gran variedad de rocas con edades del Mioceno, Plioceno y Cuaternario y presenta escarpes que alcanzan los 250 m de desnivel altitudinal. Es una falla normal con una componente lateral izquierda menor y con un ángulo de buzamiento promedio de 65° con dirección norte. Su orientación es E-W hasta el NE del volcán Jocotitlán, donde cambia a ESE-WNW. Se bifurca a la altura de Atlacomulco donde forma la falla Perales que tiene una orientación NE-SW (Fig. 5). La falla de Acambay-Tixamedejé tiene una orientación ESE-WNW, con un buzamiento de hasta 70° al sur, cambia su orientación en el NW a WNW-ESE, convirtiéndose en la falla Epitacio Huerta que afecta las rocas ignimbríticas de la caldera de Amealco (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). Se reportan por lo menos cuatro eventos de ruptura durante el Holoceno con un desplazamiento promedio de 60 cm por evento y un intervalo de recurrencia de 3600 años (Langridge et al., 2000). La ruptura más reciente ocurrió el 19 de noviembre de 1912 con un evento de magnitud 6.9, con un desplazamiento vertical mayor a 50 cm (Fig. 5) (Urbina y Camacho, 1913). La falla de Acambay-Tixmadejé presenta un movimiento normal con una tasa de desplazamiento de 0.17 mm/año (Suter et al., 1992; Langridge et al., 2000), mientras que la falla Pastores tiene un desplazamiento normal con una componente lateral izquierda y una tasa de movimiento de 0.04 mm/año (Suter et al., 2001). La tasa de desplazamiento calculada para cada sector, varía de 0.1 mm/año en la zona de Zacapu (Fig. 5), 0.05 mm/año en las cercanías de Morelia y de 0.17 mm/año en el Graben de Acambay (Fig. 5) (Suter et al., 2001). La actividad de este sistema pudo iniciarse entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno temprano (Garduño-Monroy et al., 2009), aunque la mayor fase de extensión ocurrió en el Pleistoceno tardío y Holoceno con una componente oblicua sinistral (Pasquarè et al., 1988).

ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN

El Volcán Jocotitlán se encuentra a una distancia aprox. de 370 km de la trinchera marina Mesoamericana, *ca.* 100 km al N del frente del arco volcánico y a 50 km al WSW del anticlinal de Tzitzio (Fig. 5), en una zona tectónicamente activa. En sus cercanías se encuentran dos grupos de conos de escoria: El de Valle de Bravo al suroeste del volcán, y el campo volcánico de Jilotepec al norte y noreste (Aguirre-Díaz et al., 2006). A mayor distancia, al SW, se localiza el campo volcánico de Chichináutzin. Cerca del volcán, al NW, se encuentra una aglomeración de conos de escoria y domos anteriormente denominados Campo Volcánico de Atlacomulco (Ortiz y Bocco, 1989). Por otra parte, el Jocotitlán se encuentra rodeado por volcanismo más evolucionado dentro del CVM, por las calderas de Amealco, Huichapan, Mazahua, Catedral, San Pedro El Alto y San Francisco de las Tablas (Fig. 1) (Aguirre-Díaz, 1996; Aguirre-Díaz et al., 2006; Anguita et al., 2001; Roldán-Quintana, 2009), así como de los estratovolcanes San Antonio, Nevado de Toluca, Ñadó, Cerro La Guadalupana, La Bufa y Chimalpa entre otros (Fig. 1).

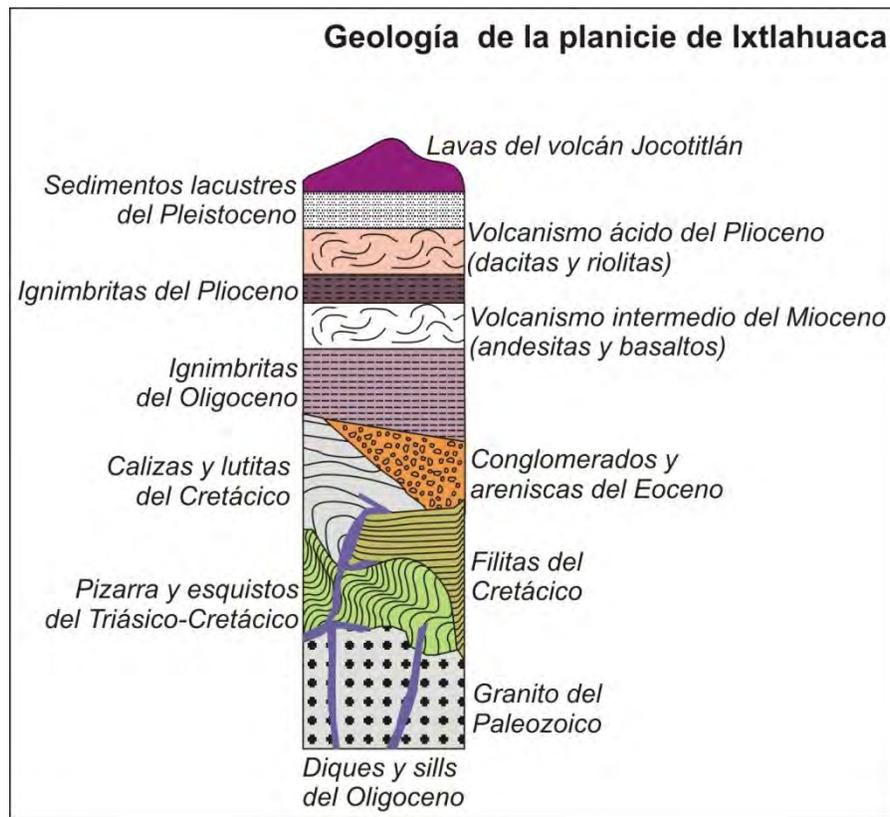
A) Paleozoico

No se tiene registro de las rocas que componen el basamento antiguo del Jocotitlán, ya que una potente secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias lo cubre. Probablemente las rocas más antiguas por debajo del edificio del Jocotitlán, sean rocas graníticas pertenecientes a plutones de edades paleozoicas (específicamente del Pérmico) asociadas a un margen continental, que estuvo activo durante el periodo del Carbonífero (Dickinson y Lawton, 2001). Cerca del volcán no se observan afloramientos que confirmen esta hipótesis.

B) Mesozoico

Las rocas más antiguas cercanas al volcán, corresponden a una secuencia compleja de rocas metasedimentarias y plutónicas (Fig. 6). La secuencia aflora parcialmente en las cercanías de Tlalpujahua (Fig. 1) y la Presa de Tepetitlán. Muestra un metamorfismo de bajo grado

constituido por pizarras y esquistos sobreyacidas por capas de calizas negras (Aguirre-Díaz et al., 1999). Estas calizas pueden correlacionarse con las calizas bioclásticas del Albiano-Aptiano de los alrededores de Zitácuaro (Capra et al., 1997), la Formación Morelos al sur del volcán Nevado de Toluca (García-Palomo et al., 2000) y las calizas deformadas que afloran al NE del Jocotitlán. Por otro lado, en el borde E de la caldera de Mazahua, afloran 25 m de la secuencia metamórfica constituida en este sector por filitas pelíticas (Fig. 1), cubiertas por depósitos ignimbríticos (Anguita et al., 1991).



▲ Fig. 6. Columna estratigráfica general de las litologías reportadas en los alrededores del Volcán Jocotitlán, de acuerdo con los estudios regionales (referencias del cap. 2).

Es probable que la secuencia metasedimentaria que se extiende desde Tula hasta el este de Michoacán constituya el basamento del área en donde se emplazó el Volcán Jocotitlán. La secuencia plutónica corresponde a diques y sills que cortan la secuencia metamórfica y han sido observados dentro de las minas de Tlalpujahuá (Flores, 1920). Algunos de estos diques, específicamente dioríticos que intrusionan a la secuencia metamórfica han sido

datos en la zona de Zitácuaro en 129 ± 5 Ma (edades de K/Ar por parte del IMP, 1986; en SGM, 1998).

C) Terciario

Eoceno-Oligoceno

En la región se reporta una secuencia sedimentaria de molasa del Eoceno-Oligoceno, denominada Formación Capas Rojas, la cual aflora parcialmente por encima del complejo metamórfico en la base del bloque S del graben de Acambay en la región de Tlalpujahua (Mercer, 2004). La Formación Capas Rojas es una secuencia clástica de conglomerados que está constituida por cristales de cuarzo, clastos de caliza, andesita, diorita y rocas metamórficas en una matriz de arenisca (Capra et al., 1997). La secuencia sedimentaria puede correlacionarse con la Formación de Tzitzio (al W de Zitácuaro) y la Formación Balsas (que aflora al S y SW del Nevado de Toluca) o al conglomerado El Morro (al SW de Hidalgo) (Fig. 6). La secuencia en el anticlinal de Tzitzio está cortada por algunos cuerpos intrusivos que tiene una edad del Cretácico tardío y Oligoceno (Pasquarè et al., 1991). En este contexto, se reporta una edad por parte del Servicio Geológico Mexicano (SGM) de 47.28 ± 0.23 Ma para un cuerpo intrusivo (edad K-Ar en biotita) llamado Granito Piedras Blancas, que aflora en las estribaciones del volcán escudo Cerro La Guadalupeana (SGM, 2002). Probablemente se encuentre intrusionando la secuencia metasedimentaria y sedimentaria, pero no al escudo, ya que morfológicamente el escudo aparenta menor edad (Plioceno-Mioceno tardío). Por encima de las secuencias sedimentarias se encuentran rocas volcánicas (ignimbritas) del Oligoceno, correlacionables con las rocas que formaron a la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 1999). Estas rocas afloran al sur del volcán Nevado de Toluca, en las cercanías del poblado Venta de Bravo, en El Peñón, en los límites N y NE del anticlinal de Tzitzio y en la zona de El Oro al S y W del Jocotitlán (Solé et al., 2007). Este vulcanismo, principalmente silíceo, es abundante al W de Michoacán y S y W del Estado de México, y está constituido por flujos piroclásticos y lavas riolíticas, riodacíticas y dacíticas principalmente y ocupa un largo periodo de tiempo de 49-24 Ma (García-Palomo et al., 2000).

Mioceno

Existen pocos fechamientos isotópicos de productos volcánicos que caen en el rango del Mioceno (24-5 Ma). Sin embargo, existen rocas a las que se les ha asignado esta edad por sus relaciones estratigráficas con otras unidades y depósitos. Entre ellas, se encuentran las rocas emplazadas por encima de los productos volcánicos silícicos de la región de Taxco, flujos de lava con una textura afánítica, denominados unidad San Nicolás. Están localizados al sur del volcán Nevado de Toluca y tienen una edad de K-Ar de 21.6 ± 1.0 Ma (García-Palomo et al., 2000). García-Palomo et al. (2000) reportan por encima de estos depósitos a la secuencia vulcanoclástica Formación Tepoztlán. Está constituida por sedimentos vulcanoclásticos (piroclásticos, lahares y fluviales), producto de la removilización de grandes cantidades de productos eruptivos (lavas, domos e ignimbritas) del Mioceno inferior (Lenhardt, 2009). El rango temporal de esta formación, a partir de correlaciones magnetoestratigráficas y fechamientos isotópicos es de K-Ar y Ar/Ar de 22.8-18.8 Ma (Lenhardt, 2009).

El volcanismo caldérico en la región, con la formación de la caldera de Zitácuaro (SW del volcán Jocotitlán), se presenta posteriormente a la Formación Tepoztlán (Aguirre-Díaz, 2001). La caldera de Zitácuaro, de 30 km de diámetro (Capra et al., 1997), es un centro silícico, que aparentemente inició su actividad en el Mioceno medio hace 12 Ma con el emplazamiento de los domos del cerro Coatepec de Morelos y cerro Los Muñecos, así como los flujos de bloques y cenizas El Lindero.

Durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano, inicia el fallamiento extensional que forma al graben de Acambay (entre los 8 y 5 Ma) (Suter et al., 2001) (Fig. 6). En este contexto, en el graben de Acambay, se reportan rocas volcánicas de composición máfica e intermedia, en contacto discontinuo con las rocas metamórficas del Mesozoico (Aguirre-Díaz et al., 1999). Entre ellas, se encuentra la andesita La Loma, llamada así por Sánchez-Rubio (1984). Se trata posiblemente de productos de los volcanes Ñadó (3320 msnm) y El Gallo (3080 msnm), ambos emplazados al norte del graben. Al sur se encuentran flujos de lava que han sido asociados al volcán San Miguel (uno de los mayores del área con un diámetro de 9 km y de más de 3000 msnm) y que está cortado por la falla de Venta de Bravo (Fig. 1). Debe tener similar edad la sierra de 3300 msnm que forma el bloque sur del graben de Acambay, donde existen paredes rocosas a lo largo de 35 km de falla. Esta sierra está

constituida por flujos de lava, domos y depósitos ignimbríticos. Los flujos de lava y domos han sido agrupados bajo el nombre de Andesita Yondejé. [Sánchez-Rubio \(1984\)](#) le asignó una edad miocénica. Durante el Mioceno tardío, se inicia la actividad volcánica en la Sierra de las Cruces, con una secuencia de flujos lávicos andesíticos, fechados por K/Ar en 7.5 ± 0.4 Ma ([García-Palomo et al., 2000](#)). Otras calderas que iniciaron su actividad durante el Mioceno tardío (7-6 Ma) son las calderas de Apaseo y la de Amazcala, que se encuentran al norte del volcán Jocotitlán.

Plioceno

Durante el Plioceno temprano (5.3-3.6 Ma) se emplazó una gran cantidad de rocas riolíticas en los alrededores del Jocotitlán, a partir del desarrollo y erupción de las calderas de Huichapan (5-4 Ma), Los Agustinos (5-4 Ma), Amealco (5-4 Ma), Los Azufres (4.5-0.03 Ma), así como episodios de resurgencia en la caldera de Zitácuaro (5 Ma) ([Aguirre-Díaz 2001](#) y citas en él). Las rocas más cercanas al Jocotitlán, resultado de estas erupciones, pertenecen a las calderas de Amealco, Huichapan, Mazahua y La Catedral ([Fig. 1](#)). Aunque no se tengan dataciones que permitan constreñir su temporalidad, la caldera Mazahua pudo emplazarse durante el Mioceno-Plioceno temprano. Está constituida por flujos ignimbríticos de varios m de espesor con líticos (de hasta 20 cm) de filitas, andesitas y riolitas. Encima se emplazan flujos de lava basálticos de los volcanes San Miguel y Las Palomas que se alojan en el centro y E del borde caldérico ([Anguita et al., 1991](#)).

Durante el Plioceno comenzó la formación de depresiones tectónicas (Graben de Acambay), en las cuales se depositaron capas lacustres. En este contexto, se reportan unidades vulcaniclásticas y sedimentarias, cuyas posibles fuentes de sedimentos durante el Plioceno temprano pudieron ser la caldera de Amealco y el volcán San Pedro. Sin embargo la secuencia de capas sedimentarias con esta edad, encontrada dentro del graben, muestra un carácter peralcalino por lo que puede haberse originado en centros volcánicos más distantes. Dentro de esta secuencia sedimentaria se encuentran las denominadas “Capas Lagunita”, que contienen fósiles de mamíferos y aunque no existen dataciones radiométricas de los depósitos, la ocurrencia de un diente fósil de caballo (*Equus simplicidens*) indica una edad del Plioceno temprano y medio ([Mercer, 2004](#)). Estos depósitos muestran una disconformidad angular con la secuencia de areniscas

vulcaniclásticas denominada “Capas Tierras Blancas” descrita por Mercer (2004). Esta unidad se depositó durante el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano. Es una secuencia en facies de lodos (2-15 m de espesor), con areniscas vulcaniclásticas intercaladas. Las diatomeas en la secuencia Tierras Blancas indican una edad del Plioceno y Pleistoceno temprano (por la presencia de la diatomea *Stephanodiscus excentricus*). La sedimentación de estas capas se restringe a pequeñas áreas ($\sim 15 \text{ km}^2$), donde la fluctuación de estos pequeños lagos era común. Esto indica la presencia de lagos profundos ($\sim 15 \text{ m}$) que alternaban con otros someros (nichos de vertebrados) (Mercer, 2004).

La actividad volcánica continuó durante la sedimentación en las cuencas tectónicas en el Plioceno tardío. El emplazamiento del domo silíceo cerro Santa Lucía, así como el inicio de la actividad del volcán San Pedro, ocurrieron durante este periodo, que se caracterizó por la extrusión de domos y lavas dacíticas y riolíticas (Norato-Cortéz, 1998) a lo largo del graben. En el Plioceno tardío se inició la actividad de las calderas La Catedral y La Muerta, que son las calderas reconocidas más cercanas a la Ciudad de México (Fig. 1). La caldera La Catedral forma parte de la Sierra de las Cruces, tiene de 9 a 6 km de diámetro y presenta una secuencia de ignimbritas de composición riolítica con depósitos de caída de pómez, oleadas piroclásticas y laháricos. Está constituida por un borde de domos riolíticos con voluminosos depósitos de bloques y cenizas. La secuencia ignimbrítica inicial se ha encontrado en los alrededores del poblado Villa de Carbón al N y la han correlacionado con los depósitos ignimbríticos encontrados en el poblado de Tlalpujahuilla al W, que han sido fechados por Ar/Ar en $2.1 \pm 0.4 \text{ Ma}$ (Aguirre-Díaz et al., 2006). En este contexto, cerca de la base del Jocotitlán afloran rocas de tipo ignimbrítico de composición dacítica (ver aparatado de geoquímica), que anteriormente fueron denominadas como “Domos Endaré” por Salinas (2005) y se localizan al W, a sólo cinco km de la cima del Jocotitlán. Son remanentes de ignimbritas antiguas y posiblemente puedan correlacionarse con la actividad de ceniza de la caldera La Catedral. Esto hace posible que esta secuencia de ignimbritas se encuentre por debajo del Jocotitlán. La Catedral fue fechado por Ar/Ar en $2.2 \pm 0.4 \text{ Ma}$ (Aguirre-Díaz et al., 2006). Por último, los productos de la caldera La Muerta se han encontrado por debajo de la ignimbrita Villa del Carbón, con una edad de Ar/Ar de $2.6 \pm 0.1 \text{ Ma}$ (Aguirre-Díaz et al., 2006).

D) Cuaternario

Pleistoceno

Al interior del volcán Temascalcingo se localiza la caldera de San Pedro El Alto (Roldán-Quintana et al., 2011). Corresponde a una depresión elíptica de 2.5-3 km de diámetro, afectada por fallas con una orientación E-W, lo que le da una morfología rectangular. Está constituida por espesos flujos de lavas y domos de composición andesítica y dacítica, intercalados con depósitos de pómez de caída. Estas rocas contienen plagioclasa, sanidino, cuarzo, biotita y óxidos de Fe-Ti, con raros ortopiroxenos y/o hornblendas como fenocristales (Roldán Quintana, 2009). Demant y Robin (1975) obtuvieron la edad de una obsidiana por el método de K-Ar de 1.57 ± 0.15 Ma (Pleistoceno temprano), que puede correlacionarse con la edad de 1.2 ± 0.13 Ma obtenida por Ar/Ar por Mercer (2004) en un depósito de caída de ceniza encontrado en la pared S del graben de Acambay.

Los conos de escoria y domos localizados en las inmediaciones de Atlacomulco, denominados por Sánchez-Rubio (1984) Andesita Atlacomulco, consisten de flujos de lavas y conos de escoria que iniciaron su actividad durante el Plioceno tardío-Pleistoceno temprano. Esta edad se infiere a partir de que sus componentes presentan una polaridad magnética inversa correlacionable con el Cron Matuyama (2.58-0.779 Ma). Cabe resaltar que en algunos conos y domos se observa una cobertura piroclástica importante, que se originó durante una erupción del Jocotitlán, ocurrida en el Pleistoceno tardío. La actividad de estos conos termina con el emplazamiento del cono de escoria Cerro Lashco, localizado al NW del Jocotitlán (Fig. 7), en el bloque sur del graben de Acambay, que tiene una edad de K-Ar de 0.4 ± 0.1 Ma (Suter et al., 1995). Sin embargo, no se reconoce la capa de ceniza blanca reportada por Mercer (2004) que se observa al interior del graben de Acambay datada en 1.1 Ma, por lo que la edad de estos conos y domos es menor a 1.1 pero mayor a 0.4 Ma.

El volcán Jocotitlán probablemente inició su actividad efusiva durante el Pleistoceno. Al respecto se presentan dos edades de K-Ar (datos del Dr. Siebe, no publicados) que indican que la actividad que formó las laderas inferiores del volcán ocurrió hace 0.6 y 0.4 Ma (Tabla I). Posteriormente se presentó una actividad explosiva hace ca. 27 ka (Salinas y Siebe, 2007), con una erupción freato-pliniana que produjo un amplio cráter que fue ocupado posteriormente por un gran domo dacítico. Durante el Pleistoceno, la actividad

efusiva formó las laderas del volcán, para finalizar con el colapso del edificio principal hace aprox. 10 000 años (Siebe et al., 1992) (Fig. 7).

Otra erupción de gran magnitud ocurrió en el área de Zitácuaro, donde se presentó el llamado episodio San Jerónimo que se caracterizó por el emplazamiento de un depósito de pómez pliniano denominado La Dieta, datado por radiocarbono en 31 350 ±1785/-1460 años A.P. y 30 630 ±520 años A.P. (Capra et al., 1997). La actividad volcánica en la Sierra de las Cruces tuvo su auge durante el Pleistoceno. Después de la actividad de la caldera La Catedral, los flujos piroclásticos más recientes fechados se localizan en la base del volcán Iturbide con una edad de 38 590 ±3 210 (reportados en García-Palomo et al., 2008) (Fig. 1).

▼ **Tabla I.** Edades de K-Ar en rocas porfídíticas con microlitos de feldespato (ricos en K).

Muestra/Núm. de Lab.	Material Fechado	Unidad Geológica	Tipo de roca	Coordenadas		Edad reportada (Ma)	Error ±
				Latitud / Longitud	Altitud (msnm)		
JOC-8998 / UAKA-91071	Concentrado de feldespatos en la matriz	Domos porfídíticos de San Felipe del Progreso	Lava dacítica	19°36'58.80" 99°38'47.44"	2620	3.07	0.07
8950-C2 / UAKA-91073	Concentrado de feldespatos en la matriz	Cono de escoria parásito en las laderas E del Jocotitlán	Brecha de caída, escoria andesítica	19°44'9.20" 99°42'36.48"	2810	0.571	0.085
9101 / UAKA-91072	Concentrado de feldespatos en la matriz	Flujos del lava al S del edificio, laderas inferiores del Jocotitlán	Lava andesítica	Nd	Nd	0.413	0.019

Análisis realizados en el *Isotope Geochemistry Laboratory* de la Universidad de Arizona, a cargo de Paul Damon y definidos por M. Shafiqullah (reporte de laboratorio del 3 de mayo de 1992).

Holoceno

Durante este periodo ha predominado la sedimentación en las cuencas de Toluca e Ixtlahuaca, así como en el interior del graben de Acambay. En este sentido, Sánchez Rubio (1984) señala que la parte superior de los sedimentos lacustres, que él llama Formación Ixtapantongo, emplazados en el graben, cubren un rango de edad de 23,180 a 1,880 años AP. Aun así, el volcán Jocotitlán ha continuado su actividad efusiva y explosiva, al emplazar en la cima y ladera sur, una secuencia piroclástica de depósitos de caída, intercalada con un flujo de lava y oleadas piroclásticas. Entre estos productos, Siebe et al. (1992) dataron por radiocarbono un flujo de bloques y cenizas muy joven, emplazado en la ladera S del volcán, entre 1264-1324 cal DC.

ESTRATIGRAFÍA DEL VOLCÁN JOCOTITLÁN

En este apartado se presenta la distribución y edad de las rocas que conforman el basamento, los depósitos efusivos y explosivos relacionados directamente con el volcán Jocotitlán y otras estructuras volcánicas cercanas. El arreglo mineral y la composición de estas unidades se explicarán con mayor detalle en el capítulo 4 (Petrología y Geoquímica), por lo que en este apartado sólo se describen sus características más destacadas. Como se mencionó anteriormente, los estudios previos se enfocaron en el depósito de avalancha de escombros, emplazado hace *ca.* 10 000 años al norte del volcán. En cada uno de estos estudios, se hace referencia a diversos productos piroclásticos, oleadas, flujos y caída de pómez, por debajo o encima del DAE y se reporta como última actividad volcánica el emplazamiento de oleadas piroclásticas al sur del edificio fechadas en 680 ± 80 años AP (Siebe et al., 1992). Sin embargo no se reportan depósitos anteriores, así como periodos de actividad explosiva y efusiva. En este trabajo se determinó la distribución y se realizó la caracterización macroscópica de los productos que constituyen al volcán Jocotitlán. El mapa geológico (Fig. 7) muestra la distribución de los depósitos más importantes del Jocotitlán, en una secuencia ordenadas del más antiguo al más joven, ya sea con base en los fechamientos por radiocarbono o en las relaciones estratigráficas.

Basamento sedimentario y volcanismo del Plioceno

El volcán Jocotitlán se encuentra emplazado sobre una potente secuencia fluvio-lacustre, que es actualmente disectada por el río Lerma, que la cruza de S a N (Figs. 1 y 2). Esta secuencia forma el relleno de una depresión tectónica (graben Ixtlahuaca), acotada por fallas y sierras volcánicas. Sus límites son: al N el pilar sur del graben de Acambay, al W la falla Perales, al S la falla Ixtlahuaca, mientras que al E su límite está formado por la Sierra de las Cruces (Fig. 1). Es la segunda cuenca lacustre más alta del centro de México, con 2540-2520 msnm, sólo por debajo de la adyacente Cuenca de Toluca (2600-2530 msnm), mientras que el fondo del graben de Acambay, ronda los 2500-2300 msnm.

Mapa Geológico del Volcán Jocotitlán, Estado de México

Simbología



▲ Fig. 7 Mapa geológico del volcán Jocotitlán y la planicie de Ixtlahuaca.

Al N, en algunos sectores que no están cubiertos por el depósito de avalancha de escombros, aflora una secuencia lacustres deformada (Fig. 8, Joc32) que se puede correlacionar con el depósito “Capas Tierras Blancas”, descrita al interior del graben de Acambay (Mercer, 2004; Andrade e Israde, 2009). Esta secuencia de horizontes lacustres de color blanco, intercalada con lentes de pómez del mismo color, tiene espesores considerables (hasta 12 m) y se observa en todo el margen N del depósito de avalancha de escombros a manera de una franja. Las capas están basculadas con un echado de hasta 60° y rumbo WSW-ENE. También aflora la misma secuencia, pero sin deformación, en sectores que no han sido cubiertos por el depósito de avalancha al N. De esta manera, el basamento sedimentario por debajo del volcán debe comprender los depósitos lacustres del Plioceno tardío al N, que gradualmente se cubrieron con los depósitos más recientes pertenecientes a la cuenca de Ixtlahuaca.

En la mina a cielo abierto “Las Abejas” (Joc85) al W del volcán, se observa que por encima de los sedimentos “Capas Tierras Blancas” se emplaza una secuencia volcánica de composición ácida, producida por domos antiguos en la base del Jocotitlán, denominados “Domos Endaré”. Este complejo de domos muy erosionados formó pequeños flujos de lava y flujos piroclásticos. La roca es dacítica (65 wt % de SiO₂) de color rosáceo, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos, cuya matriz vítrea muestra una textura fluidal. De acuerdo con su posición estratigráfica, estos productos volcánicos podrían pertenecer al Plioceno tardío o Pleistoceno temprano. Por encima de esta secuencia, se emplazan los primeros flujos de lava pertenecientes al volcán Jocotitlán. Los “Domos Endaré” afloran al W del volcán (Joc25, Fig. 7), pero se encuentran cubiertos casi en su totalidad por materiales piroclásticos provenientes del Jocotitlán y están rodeados por lavas recientes de domos andesíticos.

Los depósitos más superficiales que constituyen el relleno de la cuenca de Ixtlahuaca, han sido correlacionados con la Formación Ixtapantongo de 23-1.8 ka (Sánchez-Rubio, 1984). La cuenca de Ixtlahuaca ha sido rellenada por sedimentos lacustres, fluviales y vulcaniclásticos, con espesores mayores a los 70 m (cortados por la falla Ixtlahuaca). Lo constituyen sedimentos clásticos de grano grueso y arenas intercalados con depósitos de ceniza y de pómez de caída. Un croquis general de la secuencia muestra una base (~8 m) constituida por depósitos fluvio-lacustres de arena media y fina, con microconglomerados ricos en pómez redondeada; por encima, de manera transicional, se encuentra una secuencia fluvio-aluvial con lentes de diatomitas al interior (Israde-Alcántara et al., 2010). Este tipo de depósito se observa por debajo de algunos

productos del volcán Jocotitlán (flujos de lava, flujos piroclásticos y depósitos de caída, punto **Joc110**) emplazados principalmente en la parte E del volcán y se correlaciona con la Formación Ixtapatongo. La secuencia sedimentaria está coronada por varios depósitos vulcanoclásticos (oleadas piroclásticas y caída de pómez) de espesores variables (máx. 15 m), pertenecientes a la caldera San Francisco de las Tablas y/o el volcán cerro La Bufa (**Fig. 1B**).



▲ **Fig. 8.** Punto **Joc32** al norte del depósito de avalancha de escombros, donde afloran los sedimentos lacustres (flecha negra) correlacionables con la secuencia “Capas Tierras Blancas”, localizada al interior del graben de Acambay.

Domos Ixtlahuaca

Al S y SE del volcán, en la planicie de Ixtlahuaca, se encuentran los domos de Ixtlahuaca de composición intermedia (puntos **Joc61** y **64**, en la **Fig. 7**). Estos domos se encuentran cerca de la falla Ixtlahuaca y no muestran escarpes que indiquen que la falla los haya afectado, razón por la cual deben tener edades menores (K-Ar, en roca total) de 3.7 Ma (esto se infiere porque los depósitos que han sido cortados por la falla en el cerro La Catedral, que forma parte de la Sierra de Las Cruces) (**Osete et al., 2000**). Este complejo de domos está constituido de rocas hipocristalinas con una matriz granular rosácea y gris clara, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo (de hasta 1 cm) y biotita

(de 3 mm). Alrededor del complejo se observa una secuencia de varios flujos de bloques y ceniza que forma su piedemonte. Otros domos, aunque de dimensiones menores (180 m de altura) y que presumiblemente son más jóvenes, son los domos gemelos de San Felipe (Joc 64, Fig. 7). Estos domos se formaron inicialmente por actividad efusiva y por actividad explosiva menor al final, que produjo flujos piroclásticos de bloques y cenizas. Los domos están constituidos por rocas porfíricas con una matriz granular de color gris claro y rosada con fenocristales de plagioclasa y cuarzo (de hasta 7 mm), biotita (3 mm) y feldespatos potásicos (3 mm). Los domos son típicas dacitas con *ca.* 66 wt % de SiO₂. Se obtuvo una datación de K-Ar (datos no publicados del Dr. Siebe) para el domo sur de 3 Ma (Tabla I). La edad indica que el magmatismo al interior de la planicie de Ixtlahuca inicio en el Plioceno tardío.

Conos de Atlacomulco

En el borde S del graben de Acambay se emplazaron varios conos de escoria, que también emitieron flujos de lava, denominados Conos Atlacomulco. Se trata de un grupo de al menos 12 conos de escoria y 2 domos. El mayor de los conos, el cerro Atlacomulco, tiene cerca de 420 m de altura desde su base y la composición de sus productos varía entre 58 wt % y 65 wt % de SiO₂ (andesitas y dacitas). Mientras que los domos se constituyen de dacitas con una matriz muy vítrea con textura fluidal, con plagioclasa y piroxenos como fenocristales, los conos de escoria se constituyen de depósitos de caída con bombas de tamaños de hasta 5 m. En el banco de materiales cercano al pueblo de Atlacomulco (Joc06) se observan diques que atraviesan toda la secuencia de caída que conforma al cono principal. Aquí las rocas muestran una matriz vítrea casi afanítica, microvesiculada con colores rojizo y gris claro. Los pocos fenocristales que se observan son plagioclasas y olivinos (de hasta 2 mm). Estas estructuras se emplazaron sobre las rocas volcánicas que constituyen el bloque S del graben de Acambay y la secuencia fluvio-lacustre “Capas Tierras Blancas” (Plioceno tardío y Pleistoceno temprano). La última actividad registrada por este complejo formó los conos Lashco y Bombatevi. Las lavas del cerro Lashco fueron datadas por Suter et al. (1995) en 0.4 Ma por medio de ⁴⁰Ar/³⁹Ar para roca total. Estas lavas cubren parcialmente la falla Pastores. El cerro Lashco está constituido por capas de bloques, escoria y ceniza de caída. Algunas bombas muestran una típica corteza de pan. Su composición es traquiandesítica. Por último, de acuerdo con su similitud morfológica,

se presume que el cono de Santiago Maxdá (al N de la avalancha de escombros del Jocotitlán) tiene una edad similar a los conos de Atlacomulco.

Jocotitlán temprano (Pleistoceno)

Los primeros vestigios de una actividad indican que fue explosiva y corresponden a un depósito de pómez de caída de magnitud incierta, pero de gran dispersión, ya que presumiblemente pueden encontrarse alrededor de toda la base del volcán. Esta erupción produjo la secuencia que incluye el depósito de caída, denominado en este trabajo como la “Pómez Amarilla”, que aflora en el sitio de manantiales “Las Fuentes” (punto 070807 en la Fig. 7). El depósito se observa cubriendo las laderas inferiores del cono de escoria El Nogal (Joc27 en Fig. 7), perteneciente al grupo de conos de Atlacomulco y también cubre los sedimentos lacustres que ocupan la planicie de Ixtlahuaca (Fig. 9).

Depósito de caída “Pómez Amarilla”

Esta secuencia incluye por lo menos 5 depósitos de pómez angular a subredondeada intercalada con capas de ceniza fina y/o gruesa, junto con oleadas piroclásticas. Los depósitos muestran una gradación inversa en la base, sin gradación y masiva al centro y normal en las unidades superiores. Los fragmentos de pómez son de color café a amarillo, de tamaños de hasta 5 cm (promedio de 1.8 cm) y con formas subangulares. El depósito es rico en líticos densos, gris a rojizos e incluye escasos clastos de obsidiana de hasta 2 cm de tamaño. Entre cada unidad de caída de pómez existen intercaladas capas compactas de ceniza fina a gruesa, algunas con arreglo paralelo, de color gris a café claro. La secuencia se puede encontrar tanto al W como al E del volcán, en donde está cubierta por otros depósitos de caída, como la “Pómez Gris-Blanca” o los flujos de lava pertenecientes al domo NE del volcán. Es importante señalar que este depósito piroclástico denominado como “Pómez Amarilla” se encuentra por debajo de los flujos de lava y conos parásitos emplazadas en la ladera inferior al E del volcán (fechados en 0.57 Ma, en este trabajo) (Tabla I).

Lavas Jocotitlán temprano

Se presume la existencia de un antiguo edificio de composición dacítica en las inmediaciones orientales del volcán actual. Un relicto de este edificio lo representa un flujo de lava que aflora parcialmente en el poblado de Santiago Yече (punto 070804).

matriz muy vítrea de color gris, con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y hornblenda. En el sitio “Las Fuentes” se encuentran dos depósitos de avalancha de escombros. Aunque no se observa contacto entre estos dos depósitos, se presume que el depósito que sobreyace a la “Pómez Amarilla”, forma parte de un depósito de avalancha más antiguo que el descrito por *Siebe et al. (1992)*, por las siguientes razones: En este punto (*070807b*) el depósito se muestra con una facies de bloques típica del centro del depósito y de las zonas proximales (*Palmer et al., 1991*); las rocas que lo constituyen sólo afloran en el sector oriental del volcán y por debajo de la actividad andesítica que conforma a las faldas del edificio principal; por último, este depósito está cubierto por el depósito de caída “Pómez Gris-Blanca” datado en 27 ka (véase Capítulo III).

Antigua secuencia freto-magmática

Por encima de los flujos de lava dacíticos con hornblenda al E del volcán, se encuentra una secuencia de oleadas piroclásticas producida por actividad freatomagmática. Esta secuencia tiene 3.2 m de espesor y está constituida por capas de ceniza fina y lapilli, alternadas con ceniza del tamaño de la arena gruesa a media de color gris y café claro que presenta estratificación cruzada. Estos depósitos están coronados por el depósito de caída de pómez “Gris-Blanca”.

Jocotitlán medio

Este periodo de actividad representa la construcción del edificio principal, misma que ocurrió principalmente por actividad efusiva. Se desconoce el inicio del periodo, pero de acuerdo con el fechamiento de un flujo de lava (*Tabla I*), se establece que parte del edificio estaba construido hace 0.4 Ma.

Flujos de lava del edificio inferior

Las laderas inferiores del edificio principal (*Joc01*) desde su base están conformadas por espesos flujos de lava de composición andesítica (62 wt % de SiO₂). Las rocas tienen una matriz gris, vesiculada con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y escasos olivinos. Por esta razón, es de suponer, que posterior al antiguo colapso (depósito de avalancha al E), se formara otro edificio o “antiguo Jocotitlán”. Los fechamientos obtenidos muestran que esta etapa efusiva inició hace 0.4 Ma (*Tabla I*) y probablemente

culminó con la erupción pliniana que produjo el depósito de caída de pómez “Gris-Blanca”.



▲ Fig. 10. Fotografía (columna 070807b) que muestra el contacto del depósito de caída de pómez “Pómez Amarilla” (parte inferior) y la avalancha de escombros más antigua relacionada al volcán Jocotitlán (parte superior).

Depósito de caída “Pómez Gris-Blanca”

Uno de los depósitos más importantes y que también se extiende ampliamente alrededor del volcán Jocotitlán, es un depósito de caída de pómez de dimensiones considerables, que alcanza un espesor de hasta 7 m (para toda la secuencia), encima de los domos Endaré (Joc25), 5 km al SW del cráter actual. Por tal motivo se le dedica un capítulo completo en esta tesis y sólo se hará mención de su distribución y arreglo general en el presente apartado. El depósito se observa por encima de los domos dacíticos de Endaré,

de la secuencia fluvio-lacustre que rellena la cuenca de Ixtlahuaca y de los conos de escoria de Atlacomulco. Es una secuencia que inicia con múltiples depósitos de oleadas piroclásticas y de caída de pómez, donde predominan las oleadas “secas” que están intercaladas con algunas oleadas “húmedas”. Esta parte de la secuencia alcanza un espesor total de hasta 5.7 m. Los depósitos de oleadas recubrieron la topografía preexistente y formaron un campo de dunas alrededor del volcán (Fig. 11). Los depósitos de oleadas “secas” están constituidos por pómez redondeada con tamaños de hasta 8 cm, pero con un predominio de 0.5 cm. La pómez es de color blanquecino a café claro. Las capas muestran un arreglo paralelo con estratificación cruzada en el interior de cada capa, sin matriz, compuesto por pómez de tamaño de lapilli. A lo largo de la secuencia es común encontrar lapilli acrecional de hasta 0.5 cm de diámetro. Los depósitos de oleadas piroclásticas blanquecinas están coronados por una capa irregular de hasta 1 m de oleadas piroclásticas ricas en líticos de color gris oscuro, del tamaño de lapilli y ceniza gruesa. El espesor de las oleadas piroclásticas “negras” es mayor en los paleocauces. En la base de estas pequeñas depresiones se observan delgadas capas de origen fluvial (pómez de 0.2 cm y líticos subangulares en una matriz de ceniza fina con estructuras primarias incipientes) que fueron erosionadas por las oleadas “negras”, con cuyo emplazamiento culminó la fase freática (oleadas piroclásticas) y magmática (depósitos de caída) inicial de la erupción. Por encima de este depósito se emplazó un potente depósito de pómez de caída clasto soportado, que muestra un arreglo masivo a normal en la parte superior y que inicia con pómez de hasta 7 cm de color blanquecino, de formas angulosas a subangulosas, altamente vesiculada y fibrosa. El depósito incrementa su contenido de líticos, grises densos, en la parte superior pero también presenta pómez en esa tonalidad, lo que denota un cambio en la composición (65 wt % de SiO₂ en la base del depósito a 60 wt % en la cima). La secuencia termina con un depósito de retrabajo en la parte superior por efectos fluviales y una capa de ceniza café endurecida. Esta secuencia ocurre alrededor de todo el volcán y alcanza mayores espesores hacia el WSW donde cubre ampliamente la planicie de Ixtlahuaca.

Esta erupción no sólo destruyó gran parte del edificio principal, sino que también produjo cambios importantes en su entorno, ya que cubrió un gran área (> 625 km²) alrededor del volcán (Salinas y Siebe, 2007), colocando una gran cantidad de material a disposición para su posterior remoción por efecto de la precipitación pluvial. Las lluvias subsiguientes produjeron una gran cantidad de lahares que drenaron hacia el río Lerma. En algunos puntos (Fig. 15), a orillas del río, se observan espesos depósitos de lahares

constituidos por pómez blanca y menor cantidad de pómez gris. A lo largo de la ribera del río y sus afluentes se han reportado huesos fósiles de mamuts, que están inmersos en estos depósitos de lahares (Fig. 12). Fue posible datar el depósito de caída con dos fechamientos de paleosuelos por el método de radiocarbono que arrojaron una edad de aprox. 27 000 años (Salinas y Siebe, 2007) y se infiere que los lahares que contienen huesos de mamut son prácticamente contemporáneos ya que se depositaron inmediatamente después de la erupción.



▲ Fig. 11. Fotografía que muestra el depósito de caída “Pómez Gris-Blanca” y su secuencia de oleadas piroclásticas secas y húmedas en la base, coronadas por las oleadas negras (Joc25 en Fig. 7).

Flujos de lava Jocotitlán y edificio superior

Posterior a la erupción que produjo el depósito de caída “Pómez Gris-Blanca” se presentó un período prolongado de intermitente actividad efusiva que formó los domos laterales y los múltiples flujos de lava con morfología de bloques emplazados en las

laderas inferiores. Las lavas están compuestas por rocas de matriz vítrea gris, con fenocristales de plagioclasa (de hasta 7 mm) y piroxenos (3 mm). Estos flujos tienen abundantes vesículas, con formas alargadas e irregulares que son típicas del edificio inferior. La composición que predomina en estos flujos es andesítica (62 wt % de SiO₂). También se presentó actividad efusiva en el edificio principal (en su cima), ésta es de composición dacítica (ca. 65 wt % de SiO₂). Estas rocas son más densas, con escasas vesículas, presentan una matriz vítrea de color gris claro con bandas rojizas, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos de hasta 3 mm. Desafortunadamente, no existen fechamientos de los dos tipos de lavas, que pudieran constreñir o verificar la hipótesis temporal de este periodo efusivo.

Jocotitlán reciente

Después de un periodo de intermitente actividad efusiva que formó los domos laterales y el edificio superior del Jocotitlán, el volcán estuvo en calma hasta hace 10 ka. La actividad más reciente presentada por el volcán ha sido de tipo explosiva principalmente. Comprende el emplazamiento de un depósito de avalancha de escombros, junto con su posterior actividad explosiva, misma que produjo un depósito de caída de pómez. En la cima del volcán se observan depósitos de caída y flujos de lava que pueden definir el término de su actividad.

Depósito de avalancha N (10 ka)

El cráter del actual Jocotitlán presenta una morfología a manera de herradura abierto hacia el N, junto a un escarpe alargado al E. Ambas estructuras fueron formadas por una actividad explosiva de dimensiones considerables que produjo el depósito de avalancha de escombros que se emplazó al N y NE, datado en 10 ka (Siebe et al., 1992).

El depósito de avalancha es heterolitológico, masivo, constituido por bloques de hasta 5 m de diámetro, algunos a manera de rompecabezas. Predomina la facie de bloques, aunque en las partes más distales se observa una facie mixta. Los bloques presentan una matriz de color gris, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos, a su vez que vesículas alargadas. Estos bloques son muy similares a las rocas que constituyen la base del edificio principal.



▲ Fig. 12A) Fotografía de una excavación arqueológica cerca de las localidades de Santa María Cintedejé y San Lorenzo Tlacotepec, en donde se exhumó la defensa fósil de un mamut. B) Depósito en el que se encontraron los huesos fósiles. Nótese el desarrollo de estructuras sedimentarias (estratificación cruzada) y que el depósito está constituido principalmente por pómez redondeada de color blanquecino.

Domo central

Posteriormente, dentro del cráter se formó un domo dacítico (65 wt % de SiO₂). Este domo está formado por rocas de matriz vítrea de color gris claro, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno de hasta 3 mm de tamaño y escasos olivinos, así como glomeropórfidos de piroxeno.

Flujos de bloques y cenizas

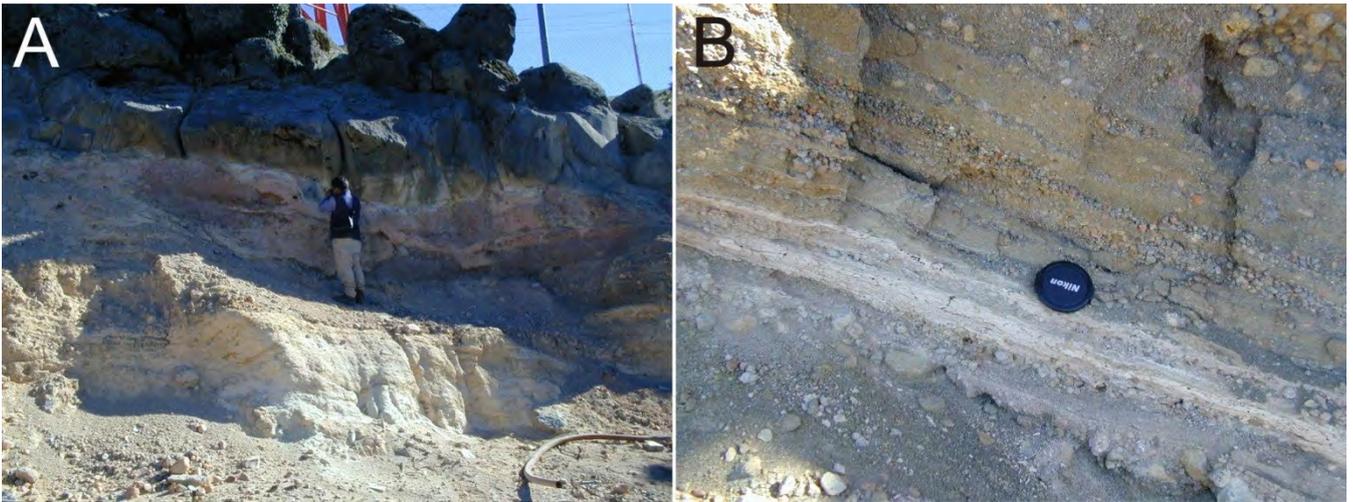
Del domo central descendieron flujos de bloques y ceniza que se emplazaron hacia el N del volcán y cubrieron parcialmente el depósito de avalancha, construyendo un pequeño abanico de piroclastos. Estos flujos engrosan su espesor en el cuerpo del abanico (hasta 6 m de espesor) constituidos por bloques subangulares inmersos en una matriz de ceniza gruesa y fina (JOC83A). Conforme se asciende al domo central, los flujos están constituidos por grandes bloques (de hasta 2 m de diámetro) soportados por una incipiente matriz de ceniza gruesa. Aquí los espesores no rebasan el metro.

Lahares al N

Los materiales piroclásticos emitidos en este periodo de actividad, fueron removidos por erosión, como se puede observar en afloramientos donde ocurren espesos depósitos de lahares (de hasta 5 m) por encima del depósito de avalancha. Estos lahares están constituidos principalmente por pómez, ceniza y clastos grises vesiculados de hasta 5 cm de tamaño (Joc37 en Fig. 7).

Secuencia “Pómez Café”

Siebe et al. (1992) dataron por el método de radiocarbono una secuencia de depósitos que incluye oleadas piroclásticas emplazadas en la parte superior de la ladera sur del volcán en ca. 680 años AP. A los depósitos de oleadas piroclásticas sobreyace un flujo piroclástico, soportado por matriz que contiene abundantes bloques de pómez color naranja redondeadas. Este depósito posiblemente sea parte de los múltiples flujos piroclásticos de pómez que formaron el abanico piroclástico en la ladera inferior austral del volcán (Fig. 14). Estos flujos piroclásticos pueden relacionarse con un depósito de pómez de caída, denominado “Pómez Café”, que no está muy extendido y que aparentemente tuvo una distribución al SE.



▲ **Fig. 13.** Fotografías que muestran los depósitos encontrados en la cima del volcán Jocotitlán. A) Depósito de brecha de caída en la base del flujo de lava dacítico. B) Depósito de caída intercalado con oleadas piroclásticas, constituido por ceniza fina, pómez y líticos accidentales muy alterados.

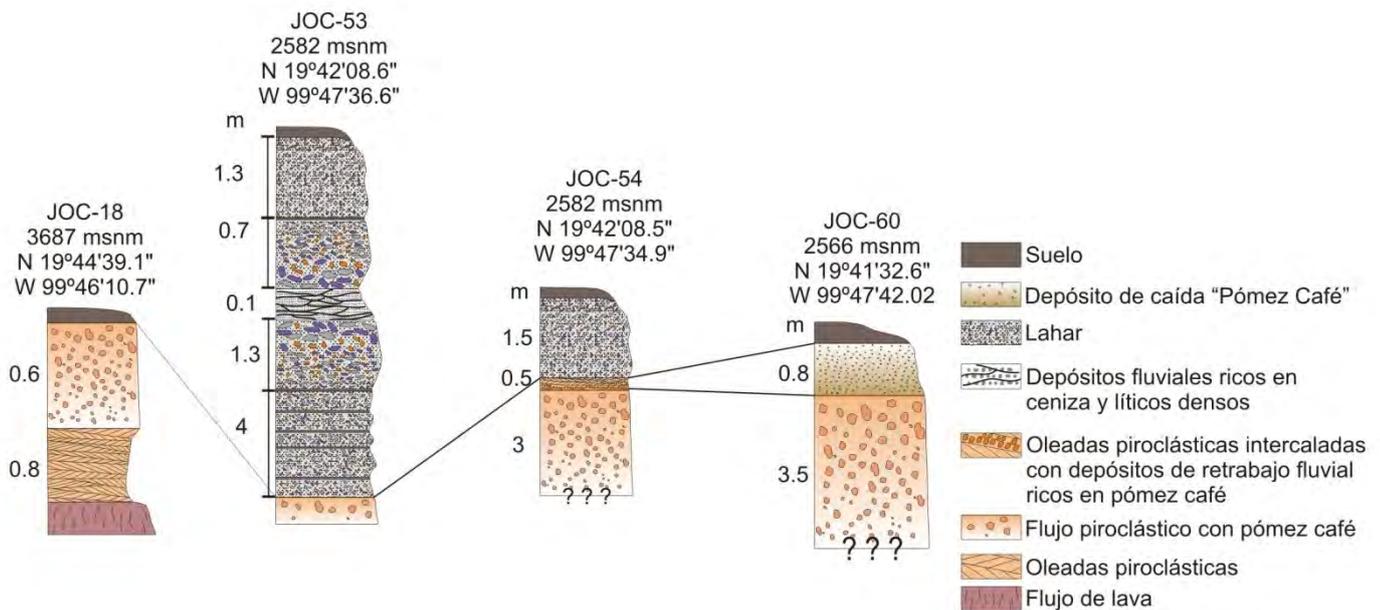
Desafortunadamente, el depósito no es continuo a diferencia del depósito “Pómez Gris-Blanca”. El depósito “Pómez Café” alcanza espesores hasta de 1 m (punto **Joc115**) a una distancia de 9 km del cráter. Gran parte del depósito ha sido erosionado y en algunos casos sólo se observa la base, que se caracteriza por una capa de ceniza fina endurecida. Un ejemplo claro de la fuerte erosión que sufrieron tanto el depósito de caída, como los flujos piroclásticos, son los espesos lahares (**Fig. 14**) que se emplazaron en la ladera sur del volcán y que inclusive llegaron hasta el río Lerma. De esta manera puede señalarse que la actividad más reciente tuvo repercusiones importantes en la planicie de Ixtlahuaca.

Depósito de caída en la cumbre

Por encima del domo central se encuentra un depósito masivo de caída a manera de brecha parcialmente soldada, constituido por bloques densos con formas angulares, con una matriz vítrea de color gris a gris oscuro (casi como obsidiana), con fenocristales de plagioclasa de hasta 4 cm y glomeropórfidos de piroxenos mayores a 1 cm de tamaño.

El depósito se muestra alterado hidrotermalmente y presenta intercalados depósitos de oleadas piroclásticas y depósitos de ceniza fina de caída. El depósito es rico en líticos alterados de color rojizo y gris. La matriz de los depósitos de oleadas piroclásticas es de ceniza fina blanquecina a rosada en la parte superior y presenta bloques de lava incorporados en su interior (**Fig. 13B**). Por encima de este depósito se emplazó un flujo

de lava dacítico (65 wt. % SiO₂) (Fig. 13A). Este depósito puede indicar el fin de la erupción que produjo a la “Pómez Café”.



▲ Fig. 14. Columnas estratigráficas en donde se correlaciona los depósitos recientes del volcán Jocotitlán.

VOLÚMENES EMITIDOS POR EL VOLCÁN JOCOTITLÁN

Se calcularon los volúmenes del edificio principal y domos adyacentes (que conforman el total del volcán Jocotitlán), a partir de un nivel de base local, por medio de sobreposición de dos modelos digitales del terreno (con las estructuras volcánicas y sin ellas), elaborados en los sistemas de información geográfica Ilwis (ITC, 2009) y ArcGis 9.2. (ESRI, 2004). Además, se calculó el volumen de los flujos de lava en los alrededores. También se obtuvieron volúmenes de los volcanes cercanos, particularmente de los conos y domos localizados al NW (en la zona de Atlacomulco) y SW (cerca de San Felipe) del Jocotitlán. La metodología utilizada para el cálculo de volúmenes se describe en Salinas y López-Blanco (2010); y en Guilbaud et al. (2011). Anteriormente, se habían calculado diferentes volúmenes para el depósito de avalancha de escombros (DAE) en varios trabajos elaborados por Siebe et al. (1992), Salinas (2005) y Parrot (2007). Para ello, estos autores calcularon también el volumen del edificio actual (Tabla II). Cada una de las mediciones se obtuvo por medio de diferentes metodologías, razón por la cual existen variaciones considerables en cuanto a los

resultados obtenidos. Aun así existe cierta consistencia en al menos dos de las tres estimaciones.

▼ **Tabla II.** Cálculos de volúmenes del edificio actual del Jocotitlán y de su depósito de avalancha.

Trabajo	Volumen (km ³)	Metodología del cálculo
Volcán Jocotitlán		
Siebe et al. (1992)	8.150	Cono simétrico.
Parrot (2007)	17.334+	Interpolación multidireccional.
Este trabajo	8.045*	Cruce digital de modelos de elevación del terreno.
Depósito de Avalancha de Escombros		
Siebe et al. (1992)	2.8 - 2.75	Área y espesor promedio.
Parrot (2007)	1.976	Reconstrucción tridimensional.
Salinas (2005)	3.67	Cruce digital de modelos de elevación del terreno.

+ Volumen total

* Volumen del edificio principal

El volumen obtenido en el presente trabajo es similar al valor publicado por Siebe et al. (1992), por lo que se puede decir que el volumen del edificio principal del volcán Jocotitlán es de aprox. 8 km³ (Tabla II). En el caso del depósito de avalancha de escombros, los valores obtenidos muestran una diferencia de hasta 0.8 km³ entre los distintos autores y su valor promedio es de 2.8 km³ (ver Tabla II).

En este trabajo se realizó la delimitación de cada una de las estructuras que constituyen el edificio principal del volcán Jocotitlán, incluyendo sus domos adventicios y los flujos de lava emplazados en las laderas inferiores. Además, se calculó burdamente el volumen del abanico de productos piroclásticos al sur del volcán (Tabla III).

Los resultados muestran un volumen mínimo de material extruido por el volcán Jocotitlán de aprox. 18 km³ (tomando en cuenta el volumen de 2.8 km³ del DAE de Siebe et al., 1992). La mayor parte de este volumen lo constituye el edificio, ya que junto con los domos adventicios, suman un total de 11.28 km³ (aprox. 63 % del volumen total). En cambio, los flujos de lava emplazados en las laderas inferiores sólo comprenden el 19% del volumen total. Es importante mencionar, que los productos piroclásticos emitidos por el volcán Jocotitlán, ocupan un volumen mucho mayor al calculado en este apartado, debido a que no se calcularon los volúmenes de las isopacas para las erupciones que produjeron lo depósitos de caída “Pómez Amarilla”, “Gris-

Blanca” y “Café”. También muchos de los productos piroclásticos se encuentran intercalados con los depósitos lacustres que rellenaron la fosa de Ixtlahuaca.

Dentro de la fosa de Ixtlahuaca, además del volcán Jocotitlán, se han emplazado otras estructuras volcánicas de menores dimensiones (Tabla IV). Algunos de estos volcanes son los conos y domos de Atlacomulco al noroeste de la fosa y los domos gemelos de San Felipe al sureste (Fig. 7).

▼ **Tabla III.** Volúmenes de las estructuras andesíticas y dacíticas que conforman al volcán Jocotitlán

Estructura	Área (km ²)	Nivel de base (msnm)	Espesor (m)	Volumen DRE (km ³)
Edificio principal	13.704	2800	nd	7.642
Domo NW	7.688	2800	nd	1.945
Flujos de lava del domo NW	14.492	nd	40	0.551
Domo SW	5.040	2700	nd	0.935
Domo SE	4.893	2950	nd	0.762
Flujos de lava al SE	22.581	nd	35	0.751
Domo E y lavas adyacentes	10.081	2700	nd	1.649
Flujos de lava al sur	16.454	nd	33	0.516
Abanico de productos volcanoclásticos al sur del edificio principal	31.755	nd	19	0.422
Total				15.173

nd= sin dato

DRE= Equivalente de roca densa (siglas en inglés: Dense Rock Equivalent) considerando que la vesicularidad en productos piroclásticos ocupa cerca del 30% y en flujos de lava el 5% del volumen total.

Menos de una cuarta parte del total (23%) de material volcánico emplazado en la fosa de Ixtlahuaca, pertenece a estas estructuras. En este sentido, más del 70 % del volumen emitido proviene del volcán Jocotitlán, en donde predominan los productos dacíticos (61-68% SiO₂) y en menor cantidad los andesíticos. En el caso de los volcanes del área de Atlacomulco, las composiciones son similares (59-66% SiO₂) aunque la proporción de las andesitas es mayor (véase Capítulo 5: Geoquímica). Por último, los volúmenes emitidos de composición riódacítica (68-71% SiO₂) son menores (domos gemelos de San Felipe del Progreso).

En conclusión, al interior de la fosa de Ixtlahuaca se han emplazado principalmente productos dacíticos y en menor proporción andesitas. No se han encontrado basaltos. El volumen total mínimo emplazado durante el Cuaternario al interior de la fosa de

Ixtlahuaca es de 23 km³. De este total, la mayor parte (70%) constituye al volcán Jocotitlán.

▼ **Tabla IV.** Volúmenes del volcanismo del Plioceno-Cuaternario emplazados al interior de la fosa de Ixtlahuaca.

Estructura	% SiO ₂ +	Área (km ²)	Nivel de base (msnm)	Espesor (m)	Volumen DRE (km ³)
C. Atlacomulco	65.4	2.800	2535	nd	0.620
C. Atlacomulco-Banco	58.9	0.423	2535	nd	0.029
C. Tecocac	nd	0.871	2535	nd	0.074
C. Rincón de la Candelaria	nd	0.596	2535	nd	0.033
C. San José del Tunal	nd	0.858	2535	nd	0.127
C. El Nogal	65.4	6.392	2535	nd	0.865
C. Tepari	nd	2.356	2535	nd	0.303
C. San Ignacio de Loyola	62.4	0.757	2550	nd	0.058
Domos Tenoxtitlán	nd	9.166	2520	nd	1.446
C. Bombatevi	62.1	0.266	2650	nd	0.013
C. Lashco	61.8	0.500	2660	nd	0.027
Flujos de lava*	60-61	24.630	nd	42	0.983
Domos Gemelos SF	69.1	1.486	2550	nd	0.083
Domos Endaré	65.5	5.224	2560	nd	0.622
Total					5.283

* Flujos de lava pertenecientes a los Conos Lashco y Bombatevi.

+ Datos anhidros recalculados al 100%

SF= San Felipe

3. Erupción freato-Pliniana “Pómez Gris-Blanca”

INTRODUCCIÓN

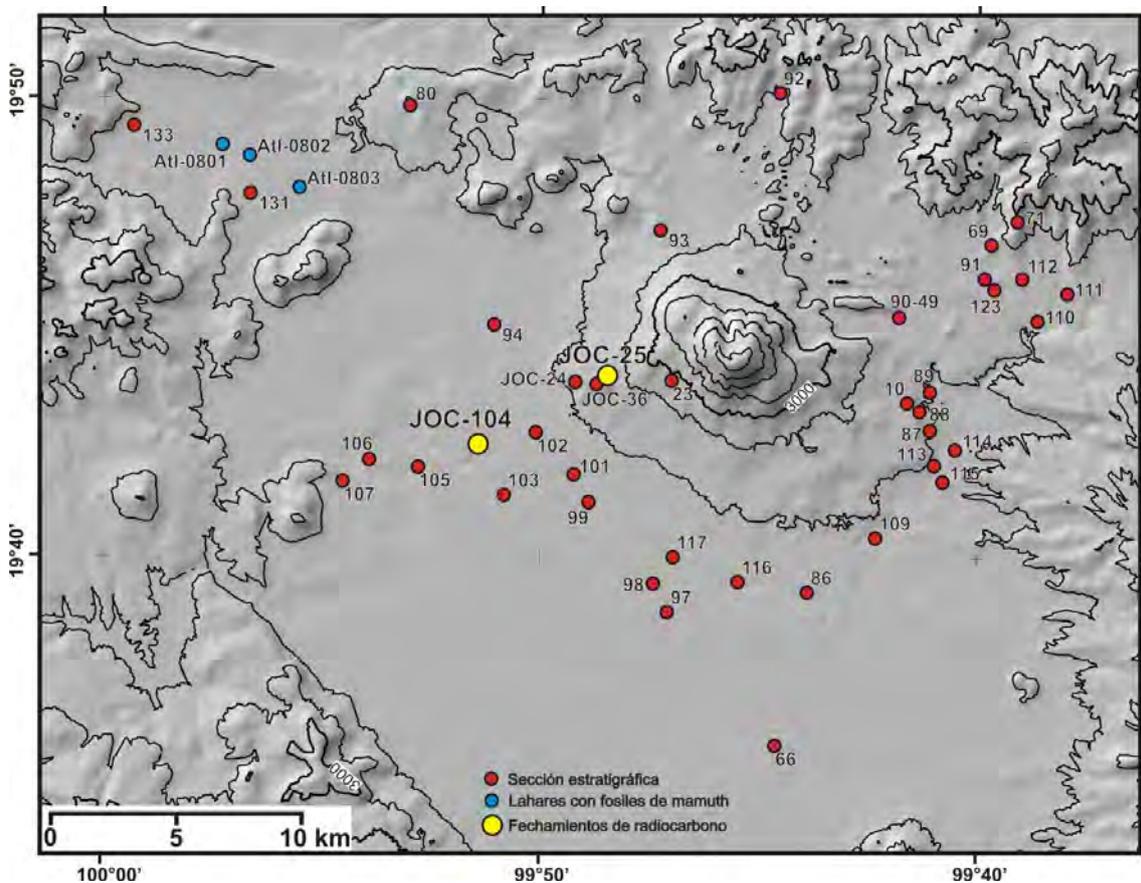
El depósito de caída “Pómez Gris-Blanca” (PGB) es un extenso depósito piroclástico que cubre prácticamente toda la planicie de Ixtlahuaca. Deriva su nombre de la variación de color que presenta el depósito verticalmente. Inicia en la base con pómez de color blanco y café claro, con un bajo contenido de líticos. Hacia arriba se incrementa el contenido de líticos accidentales densos grises, para terminar con un cambio en la coloración de la pómez a gris. Esta variación se observa prácticamente en todos los afloramientos del depósito.

En este capítulo, se describe el depósito de caída de pómez a partir de columnas estratigráficas, análisis granulométricos y geoquímicos de la pómez y se reportan fechamientos por radiocarbono. Las muestras seleccionadas para los análisis de granulometría, componentes, vesicularidad, densidad, petrografía y geoquímica, corresponden a depósitos de caída de pómez (4 muestras) y de la secuencia de oleadas piroclásticas (*surges*) en la base (2 muestras).

ESTRATIGRAFÍA

Se compilaron 40 columnas estratigráficas alrededor del volcán, en donde se reconoció claramente la secuencia eruptiva que incluye el depósito de caída PGB (Fig. 15). La secuencia muestra varias capas de oleadas y caídas de piroclastos, constituidas principalmente de pómez en dos tonos, blanquecina y gris. El depósito de caída de pómez está compuesto por clastos del tamaño de la ceniza media y gruesa, hasta lapilli fino y muy grueso. Lo subyace una serie de depósitos bien estratificados, bien seleccionados, de grano fino (lapilli y ceniza), de espesores menores (hasta 15 cm, pero la mayoría de 5 cm), intercalados con depósitos bien seleccionados, de grano grueso y soporte clasto a clasto de espesores mayores (15 a 20 cm). Los primeros presentan estratificación cruzada y discontinuidad interna de las capas por lo que se consideran de oleada piroclástica, constituida por lapilli grueso a medio (oleadas piroclásticas

estratificadas de grano grueso interpretadas en este trabajo como oleadas secas *-dry surges*) y ceniza gruesa a fina, con la presencia comúnmente de lapilli acrecional (oleadas piroclásticas estratificadas de grano fino, interpretadas en este trabajo como oleadas húmedas *-wet surges*). Los segundos se interpretaron como intermitentes depósitos de caída. Algunos de los horizontes de oleadas piroclásticas secas muestran ausencia de matriz, clasto-soportados y sin arreglo aparente por lo que se interpretaron como delgados depósitos de caída. Cabe señalar que estos depósitos pueden confundirse con oleadas, debido a que también muestran discontinuidad interna, acuñamiento y pómez redondeadas.



▲ Fig. 15. Mapa del volcán Jocotitlán que muestra los sitios de los afloramientos de la PGB, en donde se levantaron secciones estratigráficas (se omitió colocar a todos los puntos el prefijo JOC y sólo se ubicó en los más importantes).

Los espesores de la secuencia varían de forma significativa. Al WSW del volcán, sobre los domos Endaré se observan los mayores espesores (>6 m) de la serie de oleadas piroclásticas, que precedió inmediatamente al depósito de caída de pómez. Estos depósitos se observan en un radio de 6 km alrededor del cráter actual, llegando en algunos casos, a tener un espesor de más de 6 m (JOC025). La secuencia original se conserva con espesores menores e incompleta hasta *ca.* 15 km de distancia del cráter

actual. A una distancia mayor, las capas de las oleadas piroclásticas se tornan muy delgadas o incluso están ausentes. En cambio, el espesor del depósito de caída PGB, se reduce de manera gradual a mayor distancia del volcán. En el W y SW pierde su continuidad a partir de aproximadamente 20 km de distancia del volcán. Aunque el depósito conserva de la base hacia arriba la variación tonal de blanco a gris, a mayor distancia del cráter, se observa una mayor disminución de la parte gris.

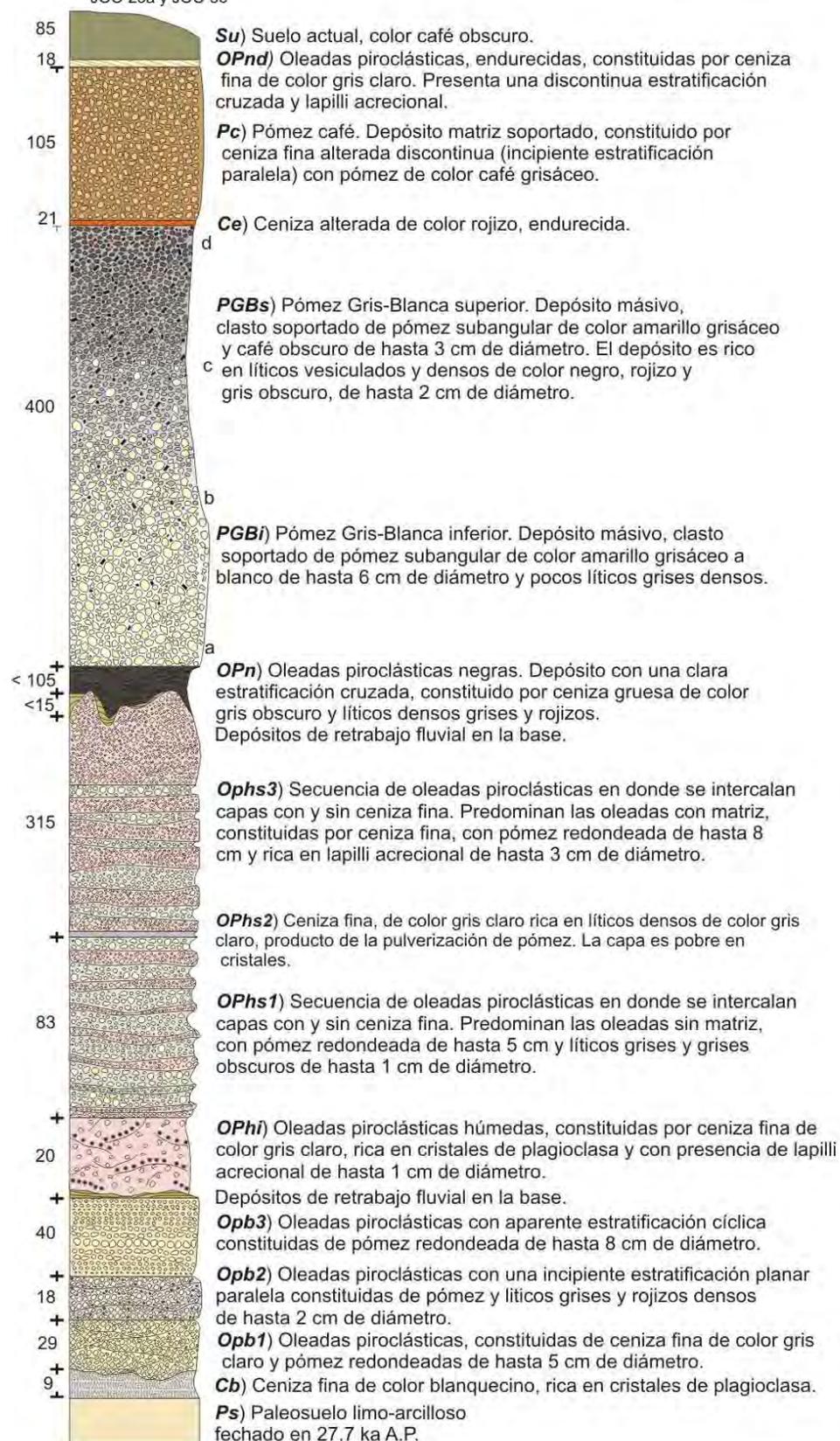
La secuencia PGB fue subdividida en siete unidades, definidas como (de la base de la secuencia a la cima): 1) Ceniza gris clara, 2) oleadas piroclásticas basales, 3) oleadas piroclásticas húmedas inferiores rosáceas, 4) secuencia de oleadas piroclásticas húmedas y secas, 5) oleadas piroclásticas negras, 6) Pómez Gris-Blanca (a] miembro inferior, b] miembro superior), 7) depósito de ceniza alterado y endurecido. Se considera que la erupción tuvo una interacción con el nivel freático de la región, por la gran cantidad de oleadas piroclásticas en la base de la secuencia, así como al interior del depósito de caída. La secuencia eruptiva de este evento termina con las cenizas superiores alteradas. A continuación se describe, desde su base a la cima, la secuencia estratigráfica completa (Fig. 16).

Depósitos pre-freatoplinianos y paleosuelo (Ps)

Gran parte de los depósitos de caída y oleadas piroclásticas de la erupción fueron emplazados sobre la planicie lacustre de Ixtlahuaca y los promontorios en sus alrededores. La secuencia PGB también se encuentra sobre los domos Endaré, el complejo de conos y domos de Atlacomulco y los depósitos piroclásticos pertenecientes al Cerro La Bufa (Fig. 1).

La secuencia freato-pliniana PGB descansa sobre un paleosuelo (*Ps*) de color café claro a gris-blanquecino que se puede observar en los sitios JOC36 (Fig. 17) y JOC104. El paleosuelo que se observa en la planicie de Ixtlahuaca se ha desarrollado sobre capas lacustres de la cuenca. Presenta una tonalidad de gris claro a blanquecino y está constituido por partículas del tamaño del limo en la parte superior y arena fina en la parte inferior. El tono grisáceo se incrementa en la parte superior del paleosuelo, donde en algunos casos, se observa conteniendo pequeñas cantidades de material orgánico (incipientes raíces) y en otros casos presenta acumulaciones de óxidos de manganeso.

12.6 m tamaño total de la columna
estratigráfica, construida con las secciones
JOC-25a y JOC-36



▲ Fig. 16. Sección estratigráfica compuesta (afloramientos JOC25a y JOC36) de la secuencia freato-pliniana “Pómez Gris-Blanca”. Para su ubicación ver Fig. 15.

El paleosuelo encontrado sobre las estructuras volcánicas de los alrededores muestra un mayor desarrollo, es de color café claro y arenoso. La edad obtenida por datación por radiocarbono para la parte superior de estos paleosuelos oscila alrededor de los 27.7 ka A.P. (véase más adelante el apartado “Fechamientos radiométricos”).

Ceniza blanca (Cb)

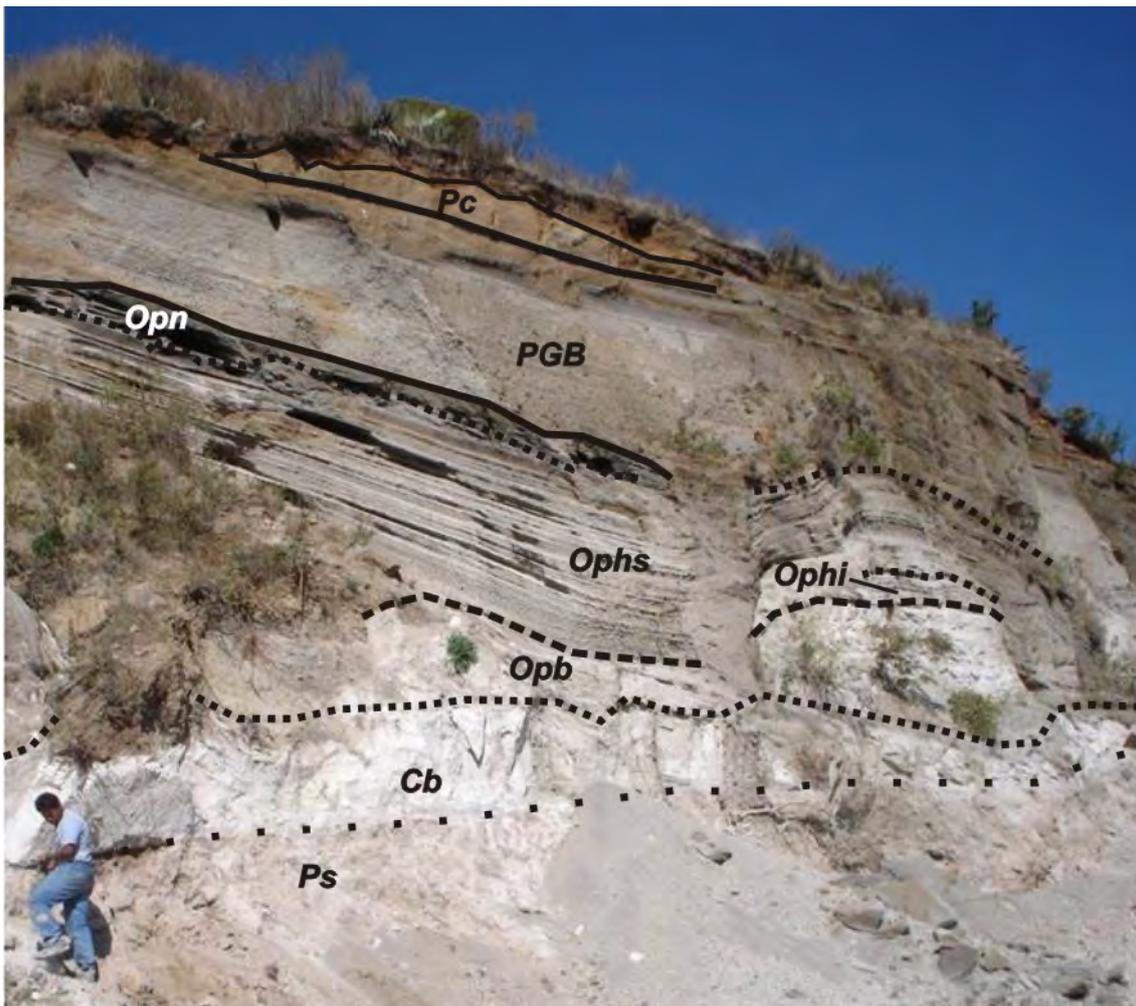
Este depósito no se observa en todas las secciones y su espesor disminuye considerablemente a mayor distancia del volcán. Alcanza un espesor máximo de hasta 1 m en el sitio JOC36 (Fig. 17), pero comúnmente no rebasa los 10 cm. Forma un paquete masivo de espesor irregular y de color blaquecino que yace en contacto directo sobre el paleosuelo. El depósito está constituido por ceniza fina a muy fina, bien seleccionada y con una discreta gradación normal. La parte superior presenta partículas de ceniza fina con una incipiente laminación. El contacto superior es irregular y en algunos casos erosivo.

En la base, el depósito presenta un notorio contenido en cristales fracturados de feldespatos y posiblemente cuarzo, sueltos, en una matriz muy fina, deleznable de partículas vítreas. En algunos casos, el depósito muestra ceniza fina y cristales de color amarillento y café en su contacto basal, lo que pudiera indicar alteración, posiblemente posterior a su depositación.

Oleadas piroclásticas basales (OPb)

Se reconocen tres paquetes distintivos (*OPb1*, *OPb2*, *OPb3*) por encima del depósito de ceniza blanca (*Cb*), integrados por varios depósitos de oleadas piroclásticas de hasta 0.8 m de espesor en total. Este paquete basal disminuye considerablemente su espesor al alejarse del volcán, llega a desaparecer a los 10 km de distancia y la unidad *OPb2* no se observa en todas las secciones. Estos depósitos son masivos, con estratificación paralela y cruzada, constituidos por pómez de tamaños de lapilli y ceniza gruesa, principalmente. El contacto inferior de este depósito, respecto a la ceniza blanca subyacente, es irregular (Fig. 16). La secuencia inicia con una capa de color blanco, masiva, pobremente clasificada, constituida por ceniza fina (muy similar a la ceniza blanca) y lapilli, con cristales blancos y translúcidos de plagioclasa. Presenta una burda laminación discontinua y contiene clastos de pómez sub-redondeada y algunos líticos densos de

color gris claro (andesita gris) de hasta 1.5 cm de diámetro. También se observa la presencia de lapilli acrecional, de hasta 0.5 cm de diámetro. Por encima de este paquete, se encuentran una serie de horizontes (*OPb2*) con una estratificación paralela discontinua y gradación normal, sin matriz (Fig. 16). Están constituidos por pómez con formas sub-redondeadas a sub-angulosas, de tamaño de lapilli grueso a fino, sin matriz, con soporte clasto-clasto. Las capas discontinuas contienen líticos densos de color rojizo y andesíticos grises angulosos, con tamaños máximos de 2 cm y pómez de hasta 5 cm de diámetro.



▲ Fig. 17. Sitio JOC36 (19°43'47.6" N; 99°48'42.4" W; 2767 msnm), donde se obtuvo una muestra de paleosuelo fechado en 27,455 +2,995/-2,175 años A.P. También se observan algunas unidades de la secuencia piroclástica PGB (las siglas de cada unidad corresponden con la descripción en la Fig. 16).

La secuencia piroclástica de esta unidad culmina con un depósito (*OPb3*) de mayor espesor respecto a los dos anteriores, constituido por pómez sub-redondeadas a sub-angulosas, de color blaquecina, pobremente clasificada, clasto-soportado y con un

arreglo en los tamaños inverso de apariencia cíclica (Fig. 16). Es decir, la capa muestra pómez del tamaño de la arena gruesa en los contactos inferior y superior y pómez de tamaño lapilli grueso concentrada al centro, con tamaños de hasta 8 cm de diámetro. Su clasificación y forma de la pómez apoyan la interpretación de que estos depósitos son oleadas piroclásticas. Se observa un mayor contenido de líticos de andesita gris de hasta 2 cm, pero predominan los de 0.5 cm de diámetro, en comparación con la capa anterior subyacente.

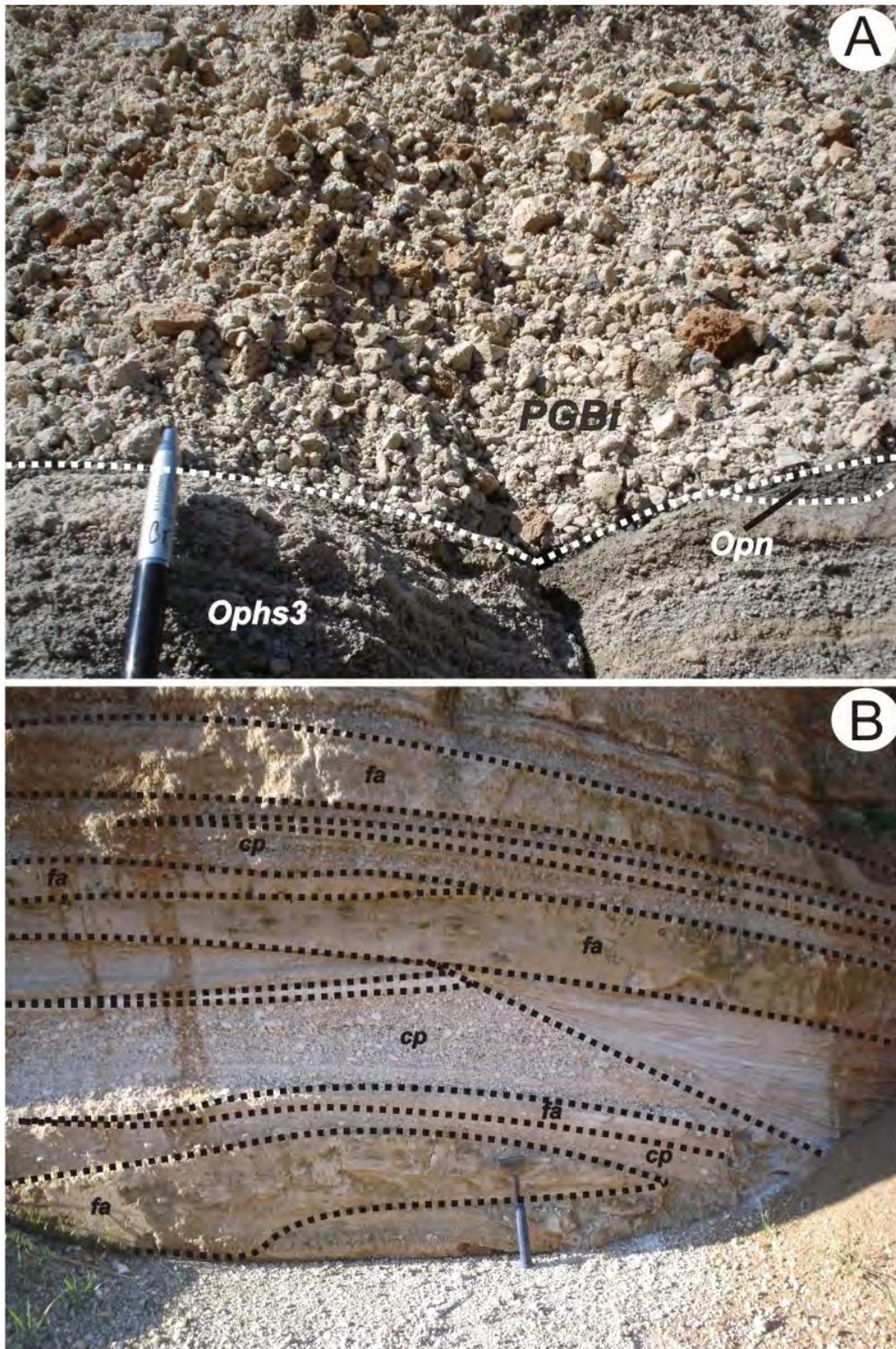
Esta unidad culmina con un incipiente depósito laminado de forma paralela continua, de espesores variables, constituido por pómez redondeada de color blanquecino en una matriz de ceniza fina a gruesa. Los clastos guardan una orientación preferencial y el laminado se reduce horizontalmente conforme disminuye el espesor de la capa. El depósito es irregular (discontinuo) y en algunos casos está ausente. Se interpreta que esta capa se originó como resultado del retrabajo fluvial, lo que indica un breve lapso de tranquilidad durante el emplazamiento de la secuencia eruptiva.

Oleadas piroclásticas húmedas inferiores (OPhi)

Por encima del depósito de retrabajo fluvial o en contacto directo con las oleadas piroclásticas basales, se encuentra un depósito de color gris-rosáceo, masivo, con un espesor discontinuo que tiene, en promedio, 20 cm. Este paquete (Figs. 17) presenta una incipiente laminación paralela discontinua, sin gradación aparente. La matriz del depósito la constituyen partículas del tamaño de la ceniza fina, que engloba concentraciones de lapilli acrecional, con tamaños de hasta 0.5 cm de diámetro. El depósito es pobre en líticos, pero se observa una mayor cantidad de éstos en la parte superior del paquete. Los líticos son principalmente densos grises y con diámetros máximos de hasta 2 cm. Está unidad sólo aflora en las secciones cercanas al volcán, su mayor espesor se observó en la sección JOC25 a 5 km del volcán.

Oleadas piroclásticas húmedas y secas (OPhs)

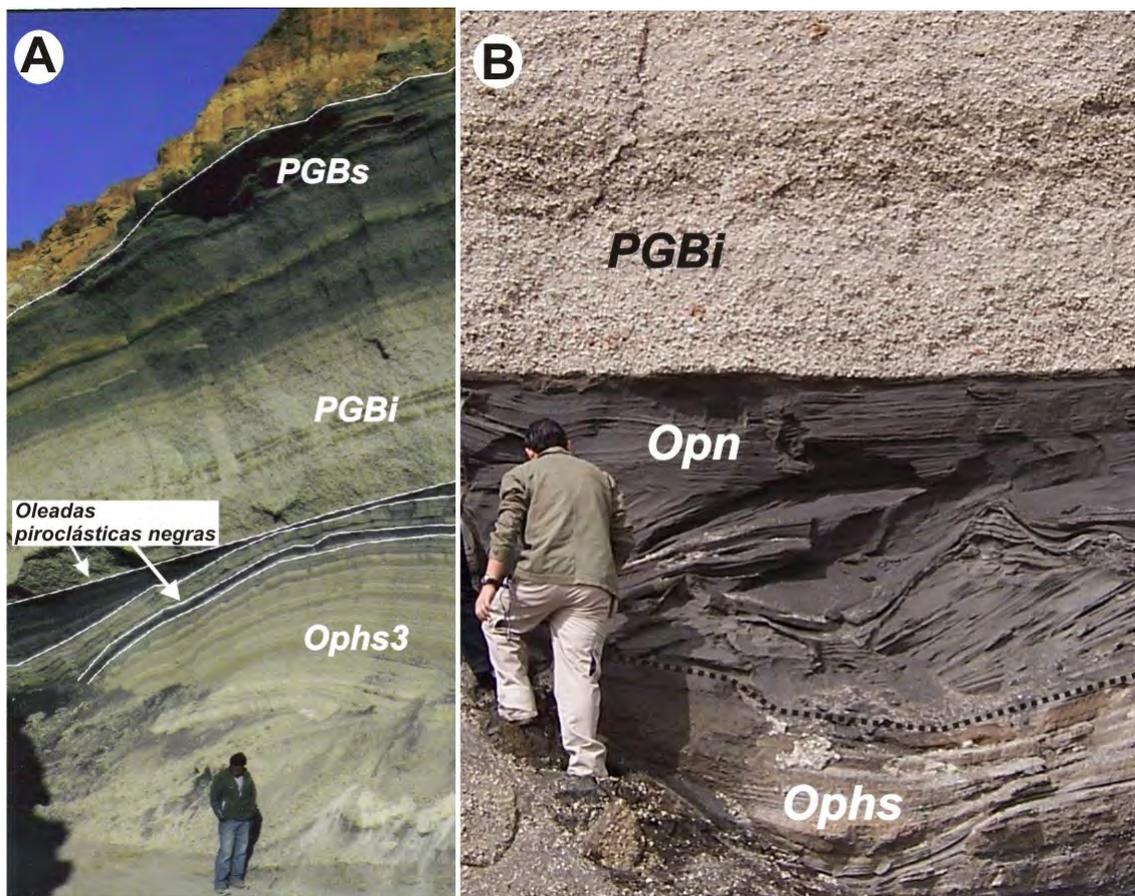
Por encima del paquete anterior, se observa la unidad de mayor espesor (*OPhs*) de toda la serie de depósitos que comprende la erupción PGB. Se dividió en tres unidades (*OPhs1*, *OPhs2*, *OPhs3*), intercaladas por una capa de ceniza fina de hasta 5 cm de espesor.



▲ Fig. 18. Fotografías de la secuencia piroclástica de la PGB en la sección JOC25a. A) Contacto entre el miembro inferior del depósito de caída PGB y la secuencia de oleadas piroclásticas húmedas y secas (*OPhs*, ver Fig. 16). Nótese como las oleadas piroclásticas negras (*OPn*) no se encuentran a lo largo de todo el contacto. B) Se muestra la alternancia de oleadas húmedas (*OPhs*; *fa*= capa constituida principalmente por ceniza fina) y oleadas secas de mayor espesor (*cp*= capa constituida principalmente por pómez redondeada del tamaño de lapilli). También se observa la estratificación cruzada, así como las discontinuidades erosivas.

Se trata de una potente alternancia de depósitos de oleadas piroclásticas constituidos por cenizas finas y lapilli grueso. El espesor máximo total de este paquete alcanza más de 4 m a 5 km del volcán (sección JOC025).

La unidad inferior (*OPhs1* en la Fig. 16) se encuentra en contacto directo con las oleadas basales y/o la delgada capa de retrabajo fluvial de pómez. Se observan múltiples capas pobremente clasificadas constituidas por pómez subredondeadas del tamaño del lapilli grueso y la ceniza fina, con una estratificación paralela discontinua. Es muy variable la cantidad de capas que se acuñan lateralmente o que continúan a lo largo de la secuencia, pero se contabilizaron por lo menos 20 paquetes con múltiples capas alternadas, constituidas por ceniza fina y gruesa. En la matriz se observan cristales de plagioclasa de hasta 2 mm y piroxenos verde oscuro de 1 mm de tamaño. Estos paquetes de múltiples capas tienen espesores menores (desde 2 cm hasta 18 cm) en comparación con los depósitos de oleadas secas. Las capas tienen una variación del color que va del gris al café claro (Fig. 18B), son masivas y contienen abundantes (hasta 30 vol. %, estimado visualmente) líticos andesíticos grises y rojizos que ocurren dispersos, aunque también se observa su acumulación en forma de lentes entre las capas. Aquí también se presenta lapilli acrecional de hasta 0.5 cm de diámetro. Intercalados entre las capas se encuentran depósitos de oleadas constituidos por pómez sub-redondeada y sub-angular del tamaño de la ceniza gruesa y lapilli (hasta de 15 cm de diámetro), soportados clasto-clasto, pobremente clasificados, emplazados en capas con una estratificación paralela y cruzada, con un distintivo color blanquecino (Fig. 18). La unidad intermedia (*OPhs2* en Fig. 16) consiste de una delgada capa de pómez gris, sub-angular, masiva, rica en líticos densos de color gris y negros. Esta unidad se interpretó como un depósito de caída de ceniza. Presenta una incipiente laminación discontinua y es distintiva la ausencia de cristales, en comparación con la unidad anterior. Cabe señalar que esta unidad aparece en la parte intermedia y cerca del final (en la unidad *OPhs3*) de la secuencia (Fig. 19A). Se decidió destacar esta capa, por dos razones principales: En primer lugar, a partir de que se observa la primera capa de ceniza gris, las oleadas blancas tienden a presentar un menor espesor individual e inicia la ocurrencia de pómez de color grisácea. En segundo lugar, esta capa de ceniza gris es continua a lo largo de la secuencia, mientras que las capas emplazadas en la parte superior son discontinuas.



▲ Fig. 19. A) Fotografía de la parte superior de la secuencia PGB en el afloramiento JOC25a. Se observa la forma ondulada del depósito de oleadas piroclásticas húmedas y secas, así como la intercalación con las oleadas piroclásticas de color negro en la parte superior. Obsérvese el potente espesor de la PGB y su abrupta variación tonal de blaquecina en la base a gris obscuro en la cima. B) Acercamiento del depósito de oleadas piroclásticas negras en la misma localidad. El contacto inferior es erosivo y muestra una marcada estratificación cruzada, mientras que el contacto superior es plano. Las *OPn* rellenan la superficie ondulada de las *Ophs*, aunque en algunos casos también las erosionan. Por encima de este depósito se emplaza el miembro inferior del depósito de pómez “Gris-Blanca” (*PGBi*).

El paquete termina con la unidad *Ophs3* (Fig. 16), que es similar a *Ophs1* al inicio de la secuencia. Se trata de un paquete de depósitos de oleadas piroclásticas constituidas por pómez y ceniza media y gruesa, en capas con y sin matriz, intercaladas. Los depósitos están constituidos por ceniza media y gruesa, son ricos en líticos andesíticos grises, negros escoriáceos, rojizos angulosos y otros de color verdoso a manera de lajas (de hasta 4 cm). Estos accesorios también se presentan en las oleadas constituidas por material grueso (oleadas secas). Las capas muestran una estratificación paralela en el caso de los depósitos de oleada húmeda y una estratificación cruzada bien marcada, en el caso de los depósitos de oleada seca. Sus espesores varían entre 3 y 25 cm (a 5 km del volcán). Es común la presencia de lapilli acrecional de hasta 2 cm de diámetro en las

capas constituidas por ceniza fina. La pómez que se encuentra en esta secuencia, tiene formas sub-redondeadas a sub-angulosas, son de color gris claro y blanquecino. El tamaño máximo observado fue de 8 cm de diámetro. Un rasgo distintivo de esta unidad es el incremento de líticos y capas de pómez gris.

Oleadas piroclásticas negras (OPn)

Encima de la espesa secuencia *OPhs* se encuentra un depósito de espesor irregular, constituido por pómez y escoria de color gris oscuro, de tamaños de ceniza y lapilli fino, rico en líticos densos de color gris y negro. Este depósito no aflora en todas los sitios (Fig. 18A). Sus espesores son variables y alcanzan hasta más de 1 m. El contacto inferior es erosivo (discontinuo) y el superior plano (Fig. 19B). El depósito muestra una notoria estratificación cruzada y refleja varios episodios de acumulación y erosión, ya que los depósitos están cortados. En el contacto superior, se observa una discontinua y delgada capa (hasta de 2 cm), masiva, de ceniza fina a muy fina, constituida principalmente por esquirlas de vidrio de tono gris oscuro y cristales de piroxeno verde oscuro, así como de plagioclasa.

Entre las unidades *OPhs* y la *OPn* se observa un incipiente depósito discontinuo, constituido por líticos densos sub-angulosos, en una matriz de ceniza fina de color gris oscuro y claro, a manera de láminas paralelas con espesores de pocos cm, con pómez gris y blanca (en menor proporción) redondeada. La heterogeneidad de sus componentes y su estructura en láminas paralelas discontinuas, determinó que se interpretara como un depósito de retrabajo fluvial, que ocurrió entre la *OPhs* y la *OPn*, lo que indica otro periodo de quietud, posiblemente de corta duración.

Pómez Gris-Blanca (PGB)

Este paquete, se encuentra de manera continua en un radio de 10 km alrededor del volcán. Se trata de un depósito de pómez, soportado clasto-clasto, con una gradación normal, bien seleccionado en la base y en la parte superior del depósito. Está constituido por clastos de pómez con formas angulares y sub-angulares, que presentan una variación de color abrupta de blanquecina en la base a gris oscuro en la parte superior (Fig. 20). Su composición es dacítica al inicio y finaliza siendo andesítica (de 64 a 60% SiO₂). El depósito, aunque no muestra discontinuidades, fue dividido en 2 miembros, el

inferior (*PGBi*), en donde predominan la pómez blanquecina de mayor tamaño (un máximo de 30 cm, a 5 km del cráter actual), y el miembro superior (*PGBs*), con una concentración de pómez de color gris y de tamaños menores (hasta de 5 cm). Cabe resaltar que esta pómez gris se encuentra en todo el depósito, mientras que las blanquecinas no se observan en la parte superior. A mayor distancia del volcán, sus características permanecen y sólo se reduce el espesor y tamaño de los componentes así como la proporción de líticos accidentales. A continuación se describe cada uno de sus dos miembros.



▲ Fig. 20. Fotografía del punto JOC25a, donde se observó el mayor espesor del depósito PGB. La marcada diferencia tonal, se debe a diferencias en la composición química de la pómez y cantidad de líticos accidentales. Se indica la división en dos miembros (línea discontinua blanca) del depósito y los niveles muestreados para los análisis granulométricos (c, d, f y g, separados por líneas discontinuas).

Miembro inferior (PGBi)

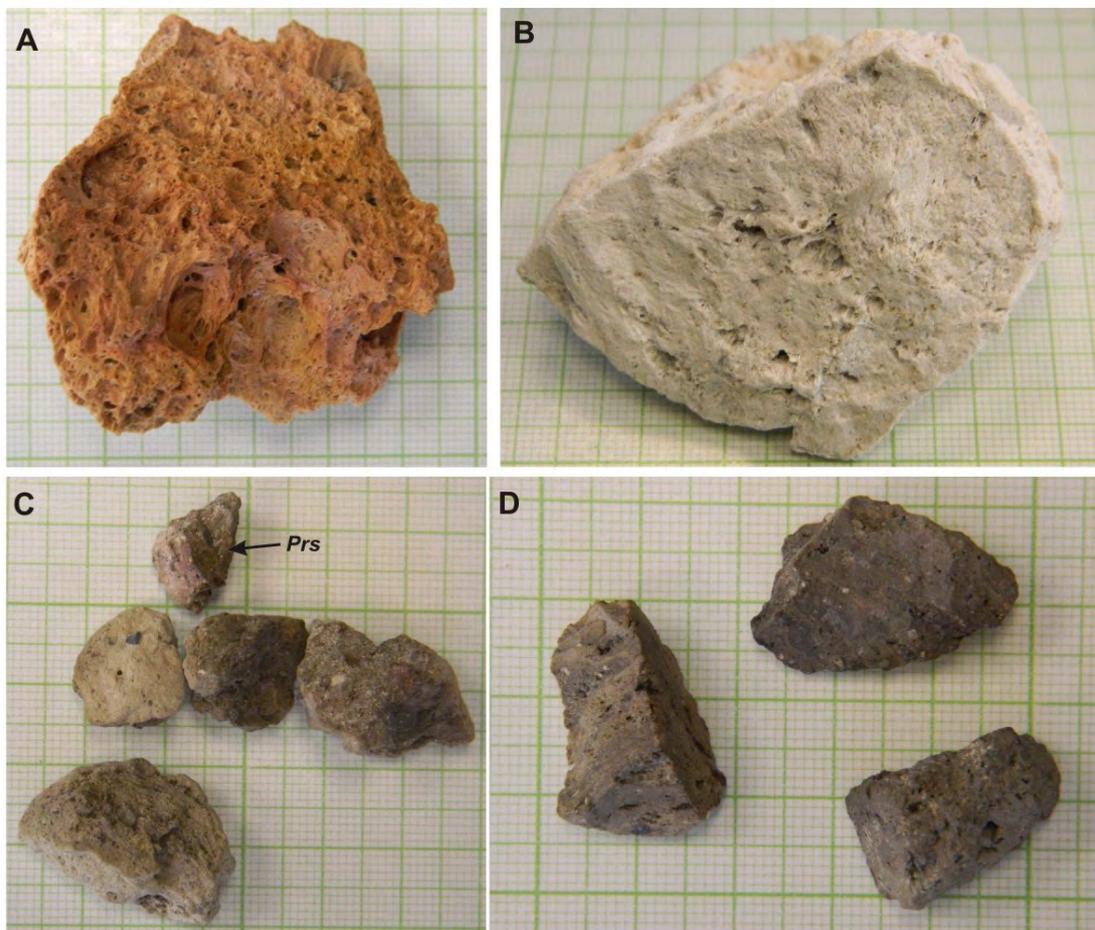
Este miembro forma la base del depósito y yace en contacto directo sobre *OPn* ó *OPhs* (Fig. 20). El depósito es grano-soportado y muestra una gradación normal, con una buena clasificación. Está constituido por 4 tipos de pómez, cuyas formas son sub-angulosas y angulosas. Predomina la pómez de color blanquecino, respecto a la de color anaranjado y son escasas las de tono rosado y gris (Fig. 21). La primera presenta microvesículas (<1 mm) y vesículas de formas esféricas, tubulares y fibrosas de hasta 3 mm, mientras que las anaranjadas muestran una mayor coalescencia, con vesículas redondeadas e irregulares de tamaños mayores a los 5 mm (Figs. 18A y 21B).

En conjunto las dos pómez constituyen más del 80 % del depósito. La pómez rosa y gris tiene una alta densidad de vesículas menores a 1 mm (Fig. 21C). En este miembro se observan clastos de obsidiana gris clara, redondeada. Presenta varios tipos de líticos accidentales, entre los que se encuentran andesíticos densos de color gris y rojizo, negros y rojizos vesiculados, con formas sub-angulares y angulares. También ocurren, pero en mucho menor medida, líticos blanquecinos y de color café claro de origen sedimentario (lacustres y lutitas, respectivamente) con tamaños ≤ 0.5 cm. El depósito presenta una incipiente estratificación paralela, constituida por concentraciones de ceniza fina (de espesores menores a 0.5 cm). Esta laminación en el depósito también fue utilizada para distinguir dos niveles de este miembro. El nivel inferior “c” (Fig. 20) se distingue por presentar pómez de mayor tamaño (>5 cm en promedio) de color blanquecino y rosado, clastos de obsidiana redondeados (mayores a 8 mm de diámetro) y una baja densidad de capas de oleada piroclástica. El nivel intermedio inferior “d” (Fig. 20) se caracteriza por tener pómez de color gris de tamaños ≥ 1 cm, clastos de obsidiana redondeada de hasta 4 mm de diámetro, así como una mayor densidad de capas delgadas de ceniza fina intra-estratificadas.

Miembro superior (PGBs)

Lo constituye la parte gris del depósito, su espesor disminuye conforme se aleja del volcán y casi siempre es menor, comparado con la blanca. En cambio conforme nos acercamos al volcán, este paquete tiene un mayor espesor que el de pómez blanca (Fig. 19A). El contacto entre los dos miembros es continuo, plano y la estratificación se intensifica debido a un aumento en las capas de oleadas piroclásticas (algunas con espesores ≥ 5 cm, ver Fig. 20, límite entre los niveles “f” y “g”). El depósito está grano-

soportado, estratificado de manera paralela, con gradación normal e inversa en algunas capas. Está constituido por pómez gris vesiculada y microvesicular principalmente (Figs. 22C y D); pero también contiene pómez rosada y anaranjada, en menor medida. Predominan los clastos de pómez de tamaño ≥ 8 mm de diámetro.



▲ Fig. 21. Tipos de pómez que constituyen el depósito PGB. Los clastos se encuentran sobre un fondo de papel milimétrico. A) Pómez anaranjada con vesículas coalescentes. B) Pómez de color blanquecino. C) Pómez grises vesiculadas (Prs= pómez rosada). C) Pómez grises microvesiculadas y bandeadas.

También contiene líticos densos de andesita gris y en menor medida, líticos escoriaceos rojizos y negros. A diferencia del miembro inferior, en éste no se encuentran fragmentos de obsidiana. Los líticos de rocas sedimentarias de color verde blanquecino, son escasos y ausentes los de color café. Al igual que en el miembro inferior, la laminación sirvió para dividir este miembro en dos niveles. El nivel intermedio superior “f” (Fig. 20), se distingue por presentar una incipiente gradación inversa y pobre clasificación. Está constituido mayoritariamente por clastos de pómez gris sub-angular y angular, pero también presenta pocas pómez de color blanquecino. A partir de este nivel los espesores de las láminas de ceniza fina se incrementan. El nivel superior “g” (Fig. 20) se

caracteriza por una marcada ausencia de pómez blanquecina y por ende predominan los clastos de pómez gris microvesicular. El depósito muestra una mayor densidad de laminación en su terminación superior, con espesores de hasta 5 cm. Se muestra masivo y pobremente clasificado, constituido por pómez del tamaño de lapilli grueso y ceniza media a fina. En la parte superior presenta horizontes con pómez anaranjadas alteradas y contiene líticos densos de andesita gris, negros y escasos de color rojizo. Este nivel culmina con varias capas de ceniza gris, laminadas, discontinuas, masivas y pobremente clasificadas, con espesores de 2 a 3 cm y presencia de lapilli acrecional de hasta 0.5 cm de diámetro.

Ceniza endurecida (Ce)

El depósito PGB está cubierto por una capa alterada y endurecida, en algunos casos con cavidades entre los clastos, de color café claro y anaranjado. Esta capa está constituida por ceniza fina a gruesa y hacia su parte superior se incrementa la alteración aparentemente por oxidación.

Pómez Café (Pc)

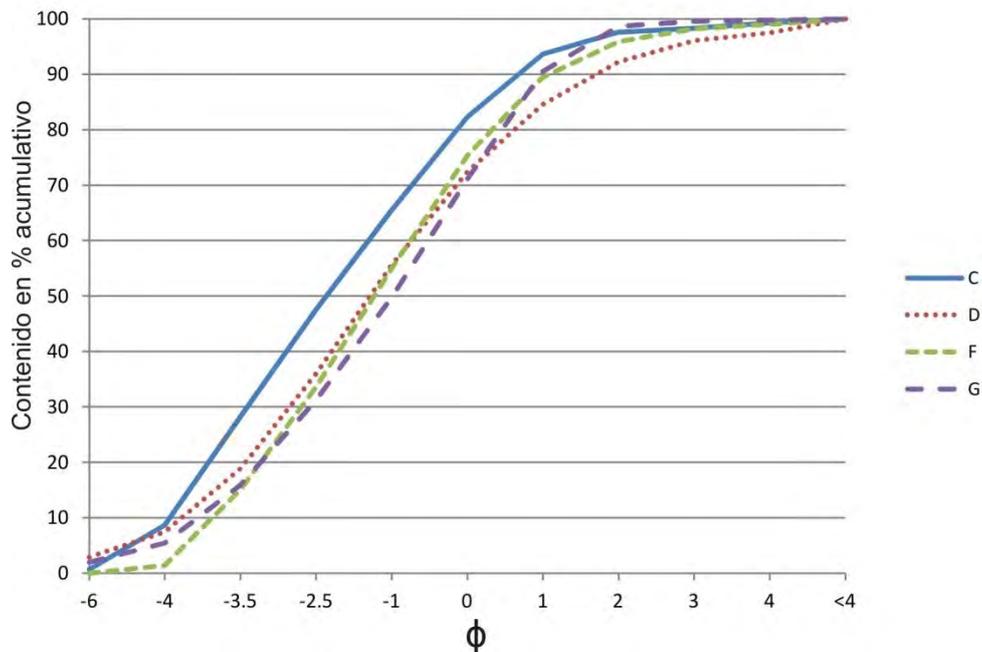
Encima del horizonte de ceniza endurecida se encuentra una secuencia con estratificación paralela, con un espesor máximo de 1 m (a 5 km de la cima del volcán), en donde se distinguen burdamente dos unidades. Una inferior constituida por ceniza fina y media, de color gris y café claro, con estratificación paralela discontinua (de hasta 20 cm de espesor). La superior contiene pómez de color café de hasta 5 cm de diámetro a 6 km del cráter actual del volcán, gradación inversa, con un espesor máximo de 80 cm. Además, presenta líticos accidentales densos gris y rojizos escoriaceos de hasta 3 cm de diámetro.

GRANULOMETRÍA Y ANÁLISIS DE COMPONENTES

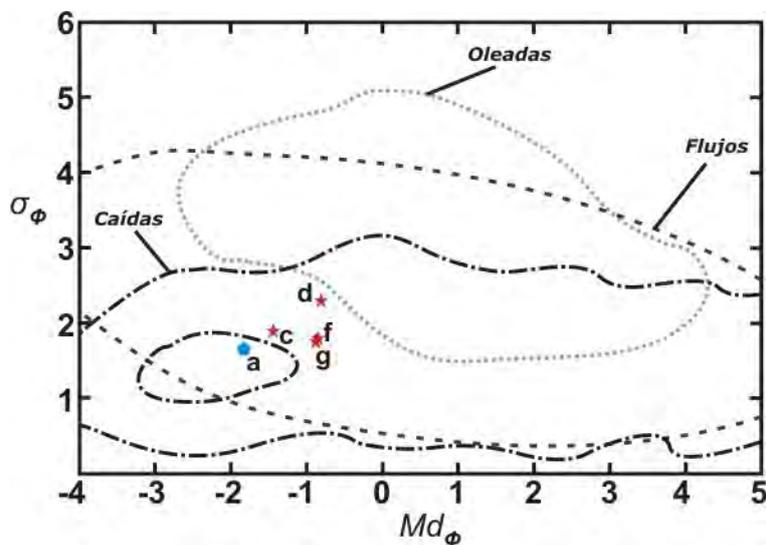
Se analizaron granulométricamente 5 muestras de la secuencia PGB del sitio JOC25a, en el Laboratorio de Sedimentología del Depto. de Vulcanología del Instituto de Geofísica. En la **Fig. 20** se muestran los horizontes seleccionados. Las muestras se

secaron en un horno a 60°C durante más de 24 horas para después ser tamizadas a intervalos de 1 ϕ (para la sección fina), desde -6 ϕ (31.5 mm) hasta más de 4 ϕ (-0.0625 mm). Posteriormente, fueron pesadas las fracciones obtenidas (con una precisión de 0.01 gr). Los datos fueron normalizados al 100% y los resultados se graficaron en diagramas para su interpretación y discusión. Para el análisis de componentes se utilizaron las fracciones de -6 ϕ hasta 1 ϕ y se contaron individualmente de manera manual. Las fracciones menores a 4 mm se analizaron a partir del cuarteo de las muestras para obtener valores representativos. En las fracciones -1 y 0 ϕ se utilizaron sub-fracciones que se observaron en el microscopio binocular. Los clastos de menor tamaño no se cuantificaron debido a la incertidumbre en el reconocimiento de componentes con tamaños menores.

Posteriormente se calculó el porcentaje individual de forma acumulativa para cada una de las clases de tamaño en todas las muestras. De esta manera se construyeron las curvas acumulativas de frecuencia (Fig. 22) y se calcularon los parámetros de Inman (1952) recomendados por Cas y Wright (1987). De acuerdo con estos parámetros, la Md ϕ (mediana) representa el tamaño promedio de los fragmentos en la muestra: La desviación estándar (-4 ϕ - +4 ϕ /2) es el índice de clasificación del depósito, por lo que señala el rango de variación en el tamaño de las partículas. En este sentido, los parámetros obtenidos en las muestras tamizadas caen dentro del campo de los depósitos de caída, de acuerdo con Walker (1971) (Fig. 22), con un rango en la Md ϕ de -1.4 a -0.82, mientras que los valores de $\sigma \phi$ van de 2.3 a 1.7, es decir van de pobremente a bien seleccionados (Cas y Wright, 1987). Los niveles superiores del depósito tienen los valores más bajos de $\sigma \phi$, lo que indica una buena selección. La base del depósito presenta el valor más alto, por lo que se define como pobremente seleccionado. En lo que respecta al comportamiento de los valores de la Md ϕ , la Fig. 23 confirma lo observado en la gráfica acumulativa en porcentaje (Fig. 22), en donde los clastos de mayor tamaño se encuentran en la base del depósito (nivel “c”), disminuyen su tamaño rápidamente en el nivel siguiente (nivel “d”), para mantenerse así en los niveles superiores (“g” y “f”). El depósito interpretado como oleada piroclástica (JOC25a) analizado presenta una Md ϕ de -1.8, es decir un valor mayor que el de la base del depósito de caída, mientras que $\sigma \phi$ muestra una buena selección (1.6), por lo que cae dentro del campo designado para los depósitos de caída (Fig. 23).



▲ Fig. 22. Gráfica acumulativa en porcentaje (eje vertical) del análisis de los tamaños muestrados de clastos (eje horizontal, en phi) para los 4 niveles del depósito de caída PGB, en el afloramiento JOC-25a. “C” es el inicio de la caída y “G” el término. Se observa un incremento de las partículas finas en el nivel superior y una predominancia de tamaños mayores en el nivel inferior.



▲ Fig. 23. Md_ϕ vs σ_ϕ , para depósitos de caídas, flujos (Walker, 1971) y oleadas piroclásticas (Fisher y Schmincke, 1984). Se graficaron los datos de las muestras recolectadas en el afloramiento JOC25, (a) base de la secuencia, (c, d, f, g) pómez de caída de la base a la parte superior, respectivamente. Las muestras analizadas caen dentro del campo para depósitos de caída. Se observa un incremento ligero en la clasificación (σ_ϕ) del depósito interior de la caída (d), así como una disminución del tamaño de las partículas, que constituyen el depósito, en la vertical (f y g).

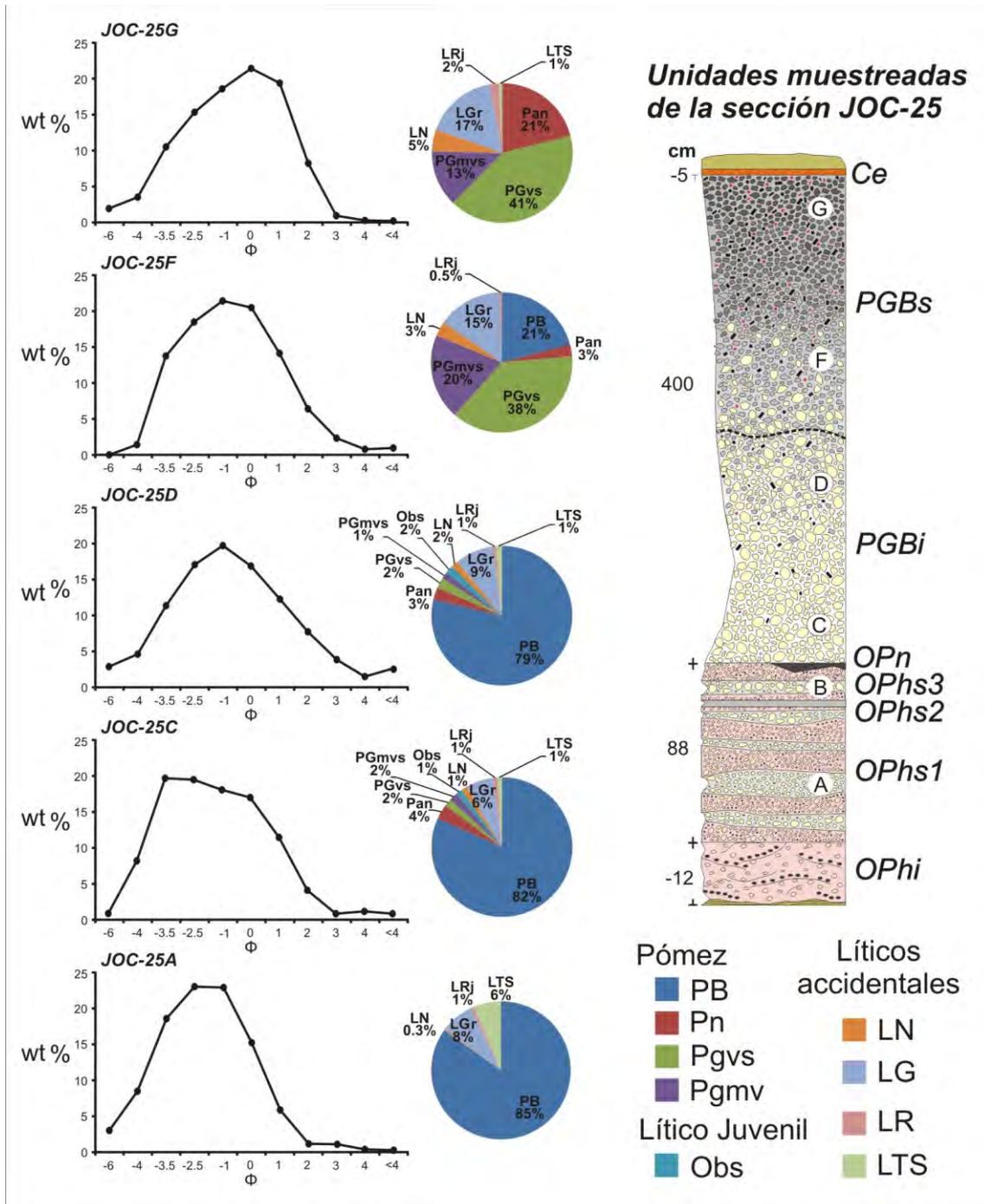
Las muestras analizadas presentan histogramas de frecuencia con una distribución polimodal y asimetría negativa (ϕ) (Fig. 23). Estos histogramas confirman la tendencia

del depósito a incrementar los finos hacia su cima. De esta manera conforme se asciende estratigráficamente en el depósito (Fig. 24), se incrementa su clasificación. En la Fig. 24, se graficaron las proporciones totales de los componentes para cada muestra. Como la variación en la composición y los tonos de color de la pómez son los rasgos más particulares del depósito, se reconocieron varios tipos de pómez (descritos anteriormente) dentro de cada muestra. Las muestras en la base del depósito contienen la mayor proporción de material juvenil, representado por clastos de pómez y de obsidiana. La muestra JOC25a tiene el mayor contenido de pómez (en este caso de color blanca, dacítica), así como los menores contenidos de líticos accidentales, ya que sólo incluye líticos de andesita gris, rojizos y en menor cantidad negros. Además, tiene los mayores valores de contenido de rocas del basamento sedimentario (Fig. 24). El depósito de caída PGB muestra una marcada división, producto de las diferentes proporciones de pómez de composición dacítica (blanca), en relación con la andesítica (gris). Los análisis del miembro inferior muestran una dominancia (ca. 80 % de ocurrencia) y gradual decremento en la proporción de la pómez blanca hacia arriba. En sólo 20 cm de distancia vertical del punto “d” al “g”, disminuye drásticamente la cantidad de pómez dacítica (de 80 a 21% de ocurrencia), para que la pómez gris microvesiculada domine el depósito (58 a 54 % de ocurrencia). Es importante mencionar, que la pómez dacítica no se observa en la cima del depósito. Los líticos juveniles densos (obsidiana) sólo se presentan en el miembro inferior, mientras que los líticos andesíticos grises y rojizos (en menor proporción), aparecen en todos los niveles. El incremento de la cantidad de líticos grises es constante y sostenido (ca. 3% de ocurrencia / nivel) a través de los tres niveles.

También se midió la vesicularidad y densidad de la pómez de la base a la cima de la secuencia de caída, incluyendo un depósito de oleada piroclástica emplazado por debajo del mismo. Para ello se empleó la metodología modificada (sin sellar las vesículas y otras irregularidades) de Houghton y Wilson (1989), basada en el “Principio de Arquímedes” y se midieron partículas en el rango de -4ϕ a -3ϕ (16 a 5 mm). La formula para obtener su densidad fue:

$$\rho = \frac{w}{V_p}$$

En donde: ρ es la densidad del clasto; w es el peso en gr, y V_p es el volumen total del clasto, que desplazó el líquido.



▲ Fig. 24. Histogramas de distribución de frecuencia para la secuencia del depósito de caída PGB, con una variación de muestreo en la vertical. Se incluye la columna estratigráfica (der.) en donde se recolectaron las muestras. A la derecha de cada histograma, se muestra la proporción de clastos de pómez (PB= Blanca; Pn= Pómez Anaranjada; Pgv= Pómez gris vesiculada; Pgm= Pómez gris microvesiculada) y los líticos (Obs= Obsidiana; LN= Roca oscura de origen volcánico; LG= Lítico denso gris, andesítico; LR= Lítico rojizo escoriáceo; LTS= Lítico de roca sedimentaria).

Con el anterior valor se calculó la vesicularidad con la fórmula:

$$V = \frac{100 (DRE - \text{Densidad del clasto})}{DRE}$$

En donde V es la vesicularidad y DRE es el equivalente de roca densa de un sólido de composición dacítica.

Por cada muestra se midieron 50 clastos de pómez, obteniendo así un total de 250 mediciones de densidad. Los valores muestran que la pómez se torna más densa de la base a la cima del depósito. Los clastos de pómez que se encuentran en la base del depósito presentan densidades altas, con una sutil variación (nivel “c”= 0.86 gr/cm³; “d”= 0.92 gr/cm³), mientras que las pómez que constituyen los niveles superiores tienen una densidad homogénea y mucho más baja (“f” y “g”= 0.49 gr/cm³). Con respecto al índice de vesicularidad se observa que los clastos de pómez presentan un rango de 82 a 65%, por lo que caen dentro de los rangos de “*muy vesiculada*” a “*extremadamente vesiculada*” propuestos por Houghton y Wilson (1989). La pómez con la menor vesicularidad se encontró en la base del depósito y los valores mayores se encontraron en los dos últimos niveles. La variación de la vesiculación es cercana al 20%, lo que indica que la vesiculación fue avanzada al final de la erupción, mientras que al inicio se vio truncada, posiblemente debido a un enfriamiento más rápido por contacto con aguas subterráneas de origen meteórico.

MAPAS DE ISOPACAS E ISOPLETAS

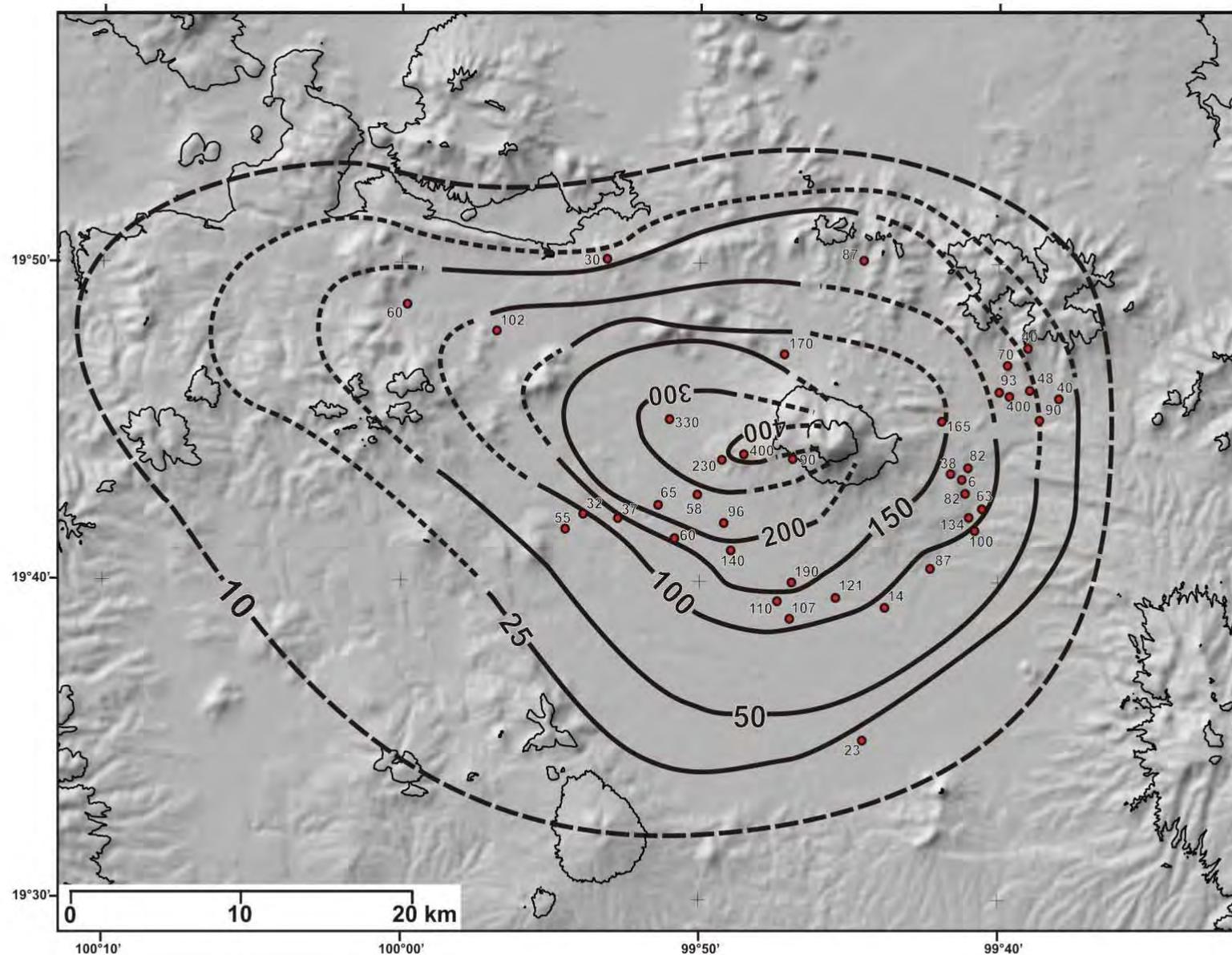
Como se mencionó anteriormente, el depósito PGB se encuentra distribuido a lo largo de la planicie lacustre de Ixtlahuaca. Con la información recabada durante el levantamiento de columnas estratigráficas, se elaboraron los mapas de isopacas e isopletas (Figs. 25 y 26) en donde se interpolaron los valores de espesor para el depósito de caída de pómez (miembros inferior y superior juntos) y diámetro máximo de líticos eyectados por la erupción (20 mediciones para cada punto). Es importante señalar que en la elaboración de estos mapas fue necesario considerar la complejidad de la secuencia eruptiva (ya que aunque no se consideraron en las mediciones los potentes espesores de oleadas piroclásticas en la base, cerca de la fuente éstos pueden llegar a confundirse con el principal depósito de caída), la imprecisa estimación del punto de origen (debido al relleno por flujos de lava y posterior colapso del edificio), la deformación de la secuencia lacustre y piroclásticas alrededor del volcán, que en ocasiones incluyen al depósito PGB (deformado), así como el recubrimiento hacia el N y NE del depósito por la avalancha de escombros emplazado hace *ca.* 10 ka. Los mapas

obtenidos indican que el espesor del depósito de caída PGB disminuye gradualmente en dirección WSW del volcán. Aparentemente, la erupción produjo una columna que inició su dispersión al W, pero que se mantuvo encima del volcán precipitando clastos de pómez y líticos densos de manera radial.

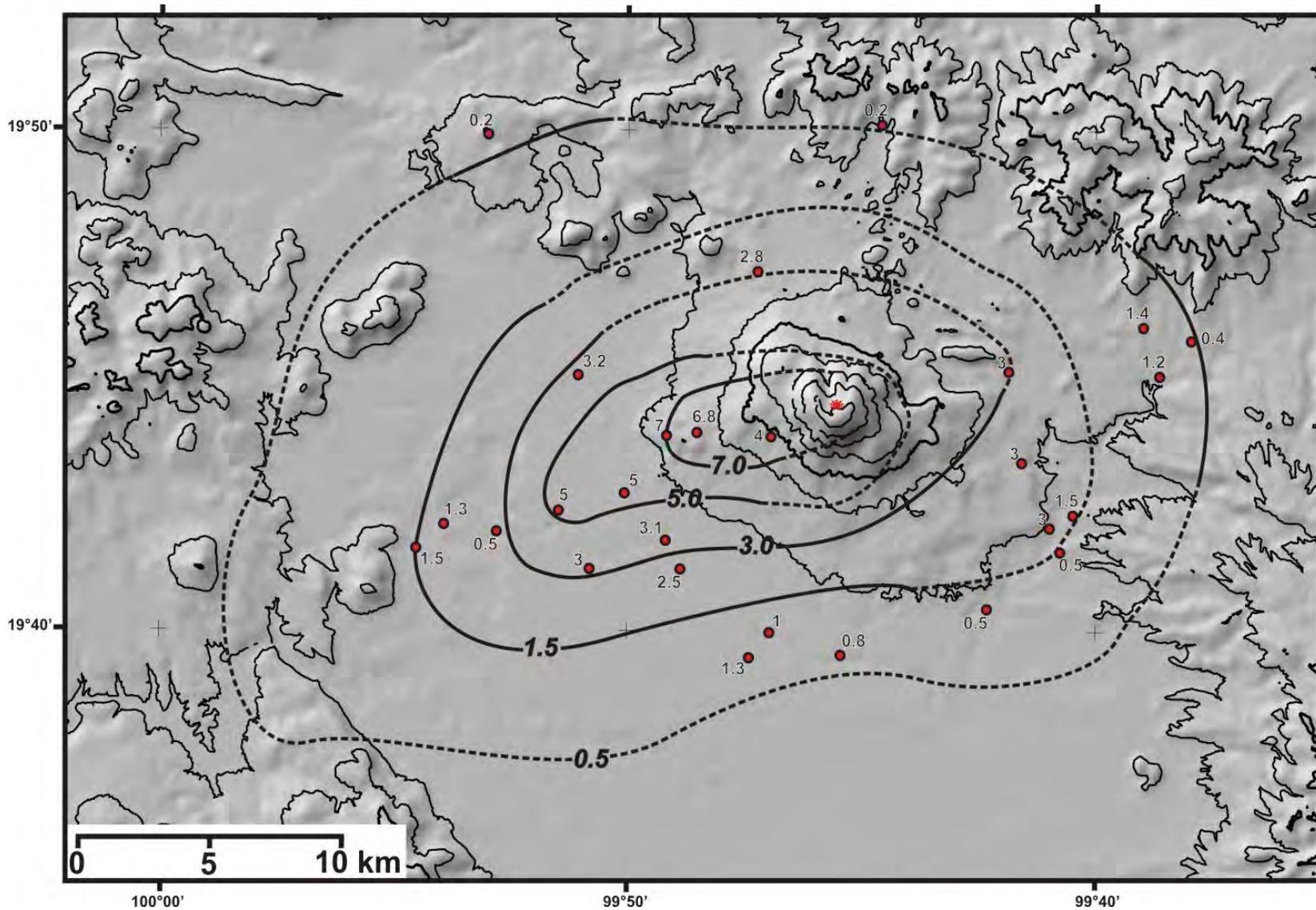
El mapa de isopacas del depósito PGB (Fig. 25) indica que la dirección preferencial del paleoviento, al momento de la erupción, fue al W. Las isopacas de 4 m de espesor, indican que los materiales se depositaron en una dirección de 265° , aquí encontramos los clastos de mayor tamaño para pómez y líticos. A partir de la isopaca de 1.5 m de espesor, el depósito muestra dos direcciones primordiales, la principal con una dirección de 280° y otra secundaria de 220° W. Por último el depósito PGB puede encontrarse casi en toda la planicie lacustre de Ixtlahuaca y a una distancia mayor a 20 km al SW del volcán.

El mapa de isopleas (Fig. 26) se delineó a partir de la interpolación de los valores de diámetro promedio de los líticos accidentales. El mapa indica que los líticos se precipitaron principalmente en una dirección WSW, justo entre las dos direcciones principales obtenidas en el mapa de isopacas. El mapa de isopleas también muestra una amplia distribución de los productos de la erupción en la planicie lacustre y una menor en la zona montañosa al N y NE del volcán (Graben de Acambay). Este mapa es importante porque permite obtener algunos parámetros físicos de la erupción, incluyendo la altura de la columna eruptiva, al considerar a todo el paquete de pómez de caída como un evento continuo.

La distribución de los productos piroclásticos depende de varios factores, incluyendo la masa arrojada, la duración de la erupción, la sustentación de la columna, la energía de expulsión y la altura de la columna eruptiva. Existen varios métodos para calcular la altura y uno de ellos es el de dispersión de clastos propuesto por Carey y Sparks (1986). Este método utiliza la información de los líticos densos (los de clastos de pómez son más susceptibles a romperse al caer al terreno). El método considera, que en una columna eruptiva las partículas que viajan con un determinado diámetro y densidad, serán emplazadas de forma gradual alrededor de la fuente. Por lo tanto, la distancia con respecto al foco de emisión dependerá de la energía de expulsión y por ende, de la altura de la columna.



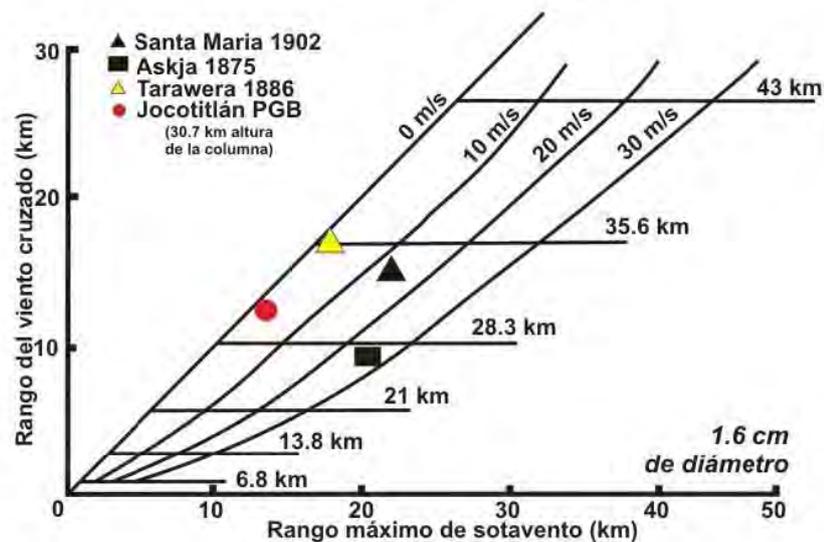
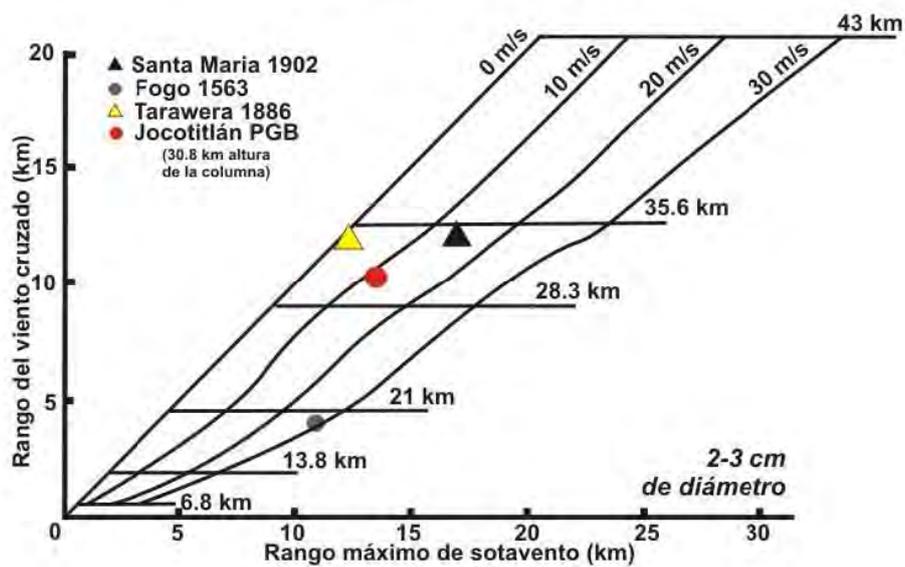
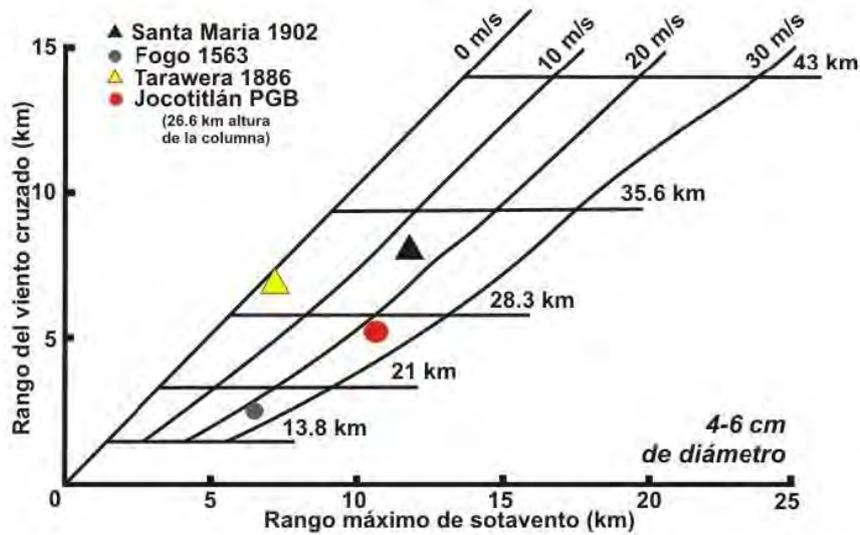
▲ Fig. 25. Mapa de isopacas (en cm) del depósito de caída PGB. El eje de dispersión apunta hacia el W del volcán. Las líneas punteadas indican la ausencia del depósito de pómez, debido a que está cubierto por otro depósito (avalancha de escombros) o fue parcialmente erosionado (debido a su posición topográfica).



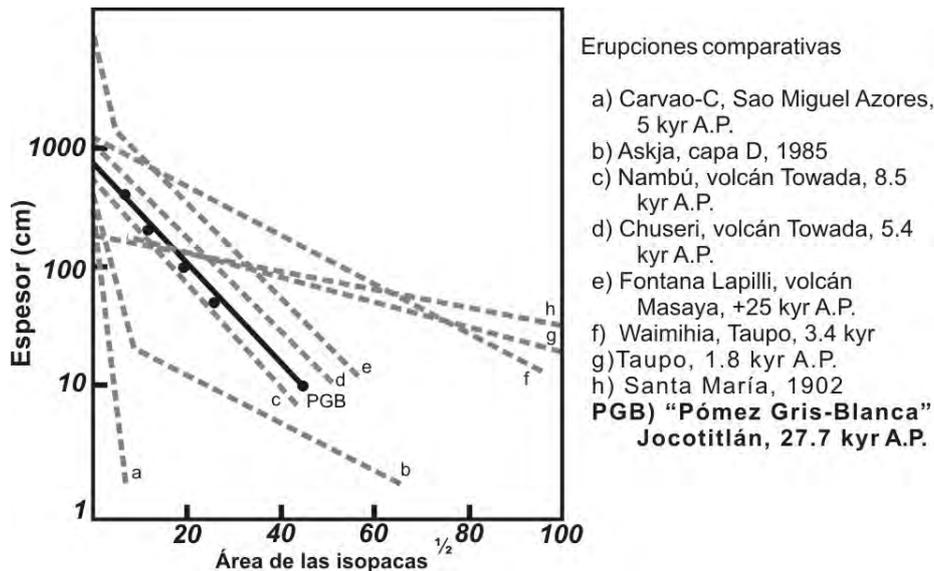
▲ Fig. 26. Mapa de isopletas (líticos densos, diámetro en cm) del depósito de caída PGB. El eje de dispersión inició hacia el WSW y a mayor distancia del volcán su dirección cambió ligeramente hacia el SW.

Esto se ve reflejado en la geometría de las isopletas de clastos con densidades particulares. Con estos datos, [Carey y Sparks \(1986\)](#) realizaron una serie de gráficos, en donde se puede obtener la altura de la columna para algunos tamaños de líticos con densidades específicas. En estos diagramas se graficaron los datos de tamaño/densidad vs distancia máxima alcanzada en sotavento y viento cruzado para tres isopletas del depósito de caída PGB, usando partículas con diámetros de 5, 3 y 1.6 cm (recalculado) ([Fig. 27](#)) y se obtuvieron valores para la altura de la columna eruptiva que varían entre los 27 y 30.7 km.

Por último, se calculó el volumen para el depósito de caída PGB. También en este caso, existen varios métodos. Entre ellos el de [Fierstein y Nathenson \(1992\)](#) que utiliza el criterio de disminución exponencial de los espesores de acuerdo con la distancia recorrida y es el más utilizado actualmente. Este método se basa en el de [Pyle \(1989\)](#), que utiliza los valores logarítmicos del espesor del depósito vs la raíz cuadrada del área ocupada por su isopaca. De acuerdo con estos autores el depósito disminuye exponencialmente, por lo que el espesor máximo se obtiene con un área igual a 0. Los valores obtenidos para la PGB se muestran graficados en la [Fig. 28](#). Los datos del área de las isopacas de la PGB fueron calculados de manera digital en un SIG (ArcMap 10, por el método cuadrático de alta resolución). Una vez graficados estos valores, se calculó la pendiente de la recta delineada por los datos, para posteriormente extrapolar los valores (espesores de 400, 200, 100, 50 y 10 cm vs. 46.3, 138.0, 370.4, 663.3, 1997 km² para el área ocupada, respectivamente) resultando un espesor máximo hipotético para el depósito de caída PGB de 7.53 m y un área de la isopaca de 1 cm de 3708 km². Con estos valores se obtuvo un volumen total de 8.5 km³. Si suponemos que el 90% del material descargado es juvenil (sólo para la caída de pómez), el volumen global de tefra sería de 7.6 km³. Como el valor promedio de densidad de la PGB es de 690 kg/m³ y usamos una densidad teórica del magma de 1620 kg/m³ (calculado por [Hernández, 2007](#), para un magma de composición dacítica), el volumen total de roca densa equivalente para el depósito de caída es de 3.24 km³. Los datos de esta erupción se asemejan a la “Pómez Jala” emitida por el volcán Ceboruco, emplazada hace aprox. 1 ka ([Gardner y Tait, 2000](#)). Comparada con otras erupciones del Pleistoceno tardío y Holoceno ([Fig. 29](#)), la erupción que produjo el depósito PGB es una de las más voluminosas producidas por un volcán en México, durante los últimos 40,000 años.



▲ Fig. 27. Diagrama de dispersión de isopetas de líticos en dirección del eje de dispersión y transversal al mismo, para diferentes tamaños (Carey y Sparks, 1986). De acuerdo con los cálculos realizados para las isopacas de 5, 3 y 1.6 cm, la columna eruptiva que produjo el depósito PGB, alcanzó entre 26 y 30 km de altura.

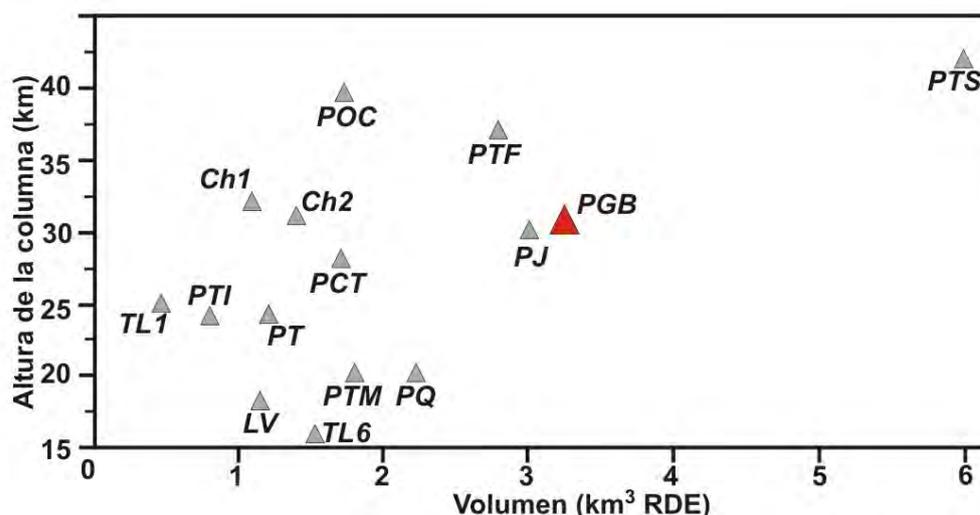


▲ Fig. 28. Gráfica del espesor (en escala log) vs la raíz cuadrada del área ocupada por cada isopaca (Pyle, 1989). Se observa un adelgazamiento exponencial de los espesores de varios depósitos de caída, respecto al área ocupada. El depósito PGB muestra un comportamiento similar a otras erupciones estudiadas anteriormente (los datos de las otras erupciones fueron tomados de Pyle, 1989).

FECHAMIENTOS RADIOMÉTRICOS

El fechamiento de la erupción PGB es fundamental ya que se trata de un evento muy importante en la historia eruptiva del volcán Jocotitlán. Su amplia distribución alrededor del volcán indica que esta erupción tuvo un gran efecto ecológico en la región y que sus depósitos representan un excelente marcador estratigráfico. En este trabajo se obtuvieron dos fechamientos por radiocarbono (Tabla V), obtenidos de materia orgánica inmersa en paleosuelos encontrados justo por debajo de la secuencia PGB. Los paleosuelos tienen un color café claro a blanquecino y están desarrollados sobre depósitos lacustres (en la planicie de Ixtlahuaca) y depósitos piroclásticos y lavas en zonas elevadas (por ejemplo sobre los Domos Endaré). En ambos casos se obtuvo una cantidad suficiente de material orgánico diseminado en su interior. Las muestras de paleosuelo fueron extraídas de los primeros 5 cm superiores que están sobreyacidos en contacto directo por la parte basal de la secuencia eruptiva.

Las dataciones se realizaron en el laboratorio de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Arizona en Tucson, a cargo de Chris Eastoe. Los dos datos fueron calibrados a años calendario (Tabla V) con el programa Calib Rev 6.0.1 (Stuiver y Reimer 1993) y se obtuvo una edad calibrada promedio de 32 ka A.P. en un rango estadístico de 1σ y un promedio de edad convencional de 27.7 ka A.P.



▲ Fig. 29. Volumen del material extruido (RDE= roca densa equivalente) vs altura de la columna eruptiva para erupciones plinianas de algunos volcanes en México. Se compara la erupción freato-pliniana (27.7 ka) del volcán Jocotitlán que produjo el depósito PGB, con los valores obtenidos para otras erupciones recientes (Pleistoceno Tardío-Holoceno). Abreviaturas: CH1, CH2= Volcán Chichón, erupción de hace 550 años A.P. (Macías et al., 2003) y de 1982 (Carey y Sigurdsson, 1986) respectivamente; PJ= Pómez Jala, volcán Ceboruco (1060 ±55 años A.P., Gardner y Tait, 2000; Sieron y Siebe, 2008); POC= Pómez Ocre, volcán Popocatepetl (4965 años A.P., Arana-Salinas et al., 2010); PTF= Pómez Tutti Frutti, volcán Popocatepetl (14.1 ka A.P., Sosa-Ceballos et al., 2012); PCT= Pómez Citlaltépetl (8.5-9 ka A.P., Rossotti y Carrasco-Núñez, 2004); PTS= Pómez Toluca Superior (10.5 ka A.P., Arce et al., 2003; Arce et al., 2013); PTM= Pómez Toluca Intermedia (12.5 ka A.P., Arce et al., 2005); PTI= Pómez Toluca Inferior (21.7 ka A.P., Capra et al., 2006); LV= Volcán La Virgen (6.5 ka A.P., Capra et al., 1998); PT= Pómez Tepic, volcán San Juan (14.7 ka A.P., Luhr, 2000); TL1 y TL6= Pómez multicapa blanca F1 y F6 del volcán Tláloc (31.0 ka A.P., Rueda et al., 2013) y PQ= Pómez Quetzalapa (23 ka A.P., Rodríguez-Elizarrarás et al., 2002).

Es importante mencionar que las dos muestras analizadas se encontraron a 5 km de distancia entre ellas (Fig. 15). La muestra JOC036 fue analizada por el método convencional y se obtuvo en la parte cumbral del Cerro de Santa María Enderé a 5.5 km de la cima del volcán Jocotitlán, mientras que la muestra JOC104 fue analizada por espectrometría de acelerador de masas (AMS) y se extrajo al interior de la planicie lacustre de Ixtlahuaca cerca del río Lerma a 10.7 km de la cima del volcán. Aunque la muestra analizada por AMS tiene una mayor resolución temporal (menor a los 1 ka), se observa que las dos edades obtenidas para la erupción PGB coinciden claramente y su variación es mínima. Es importante aclarar que las edades presentadas aquí son edades convencionales máximas de la erupción. Como conclusión se propone que la erupción freato-pliniana que produjo el depósito de PGB, ocurrió hace 27.7 ka, edad convencional.

▼ **Tabla V.** Edades por radiocarbono relacionados al depósito de caída PGB.

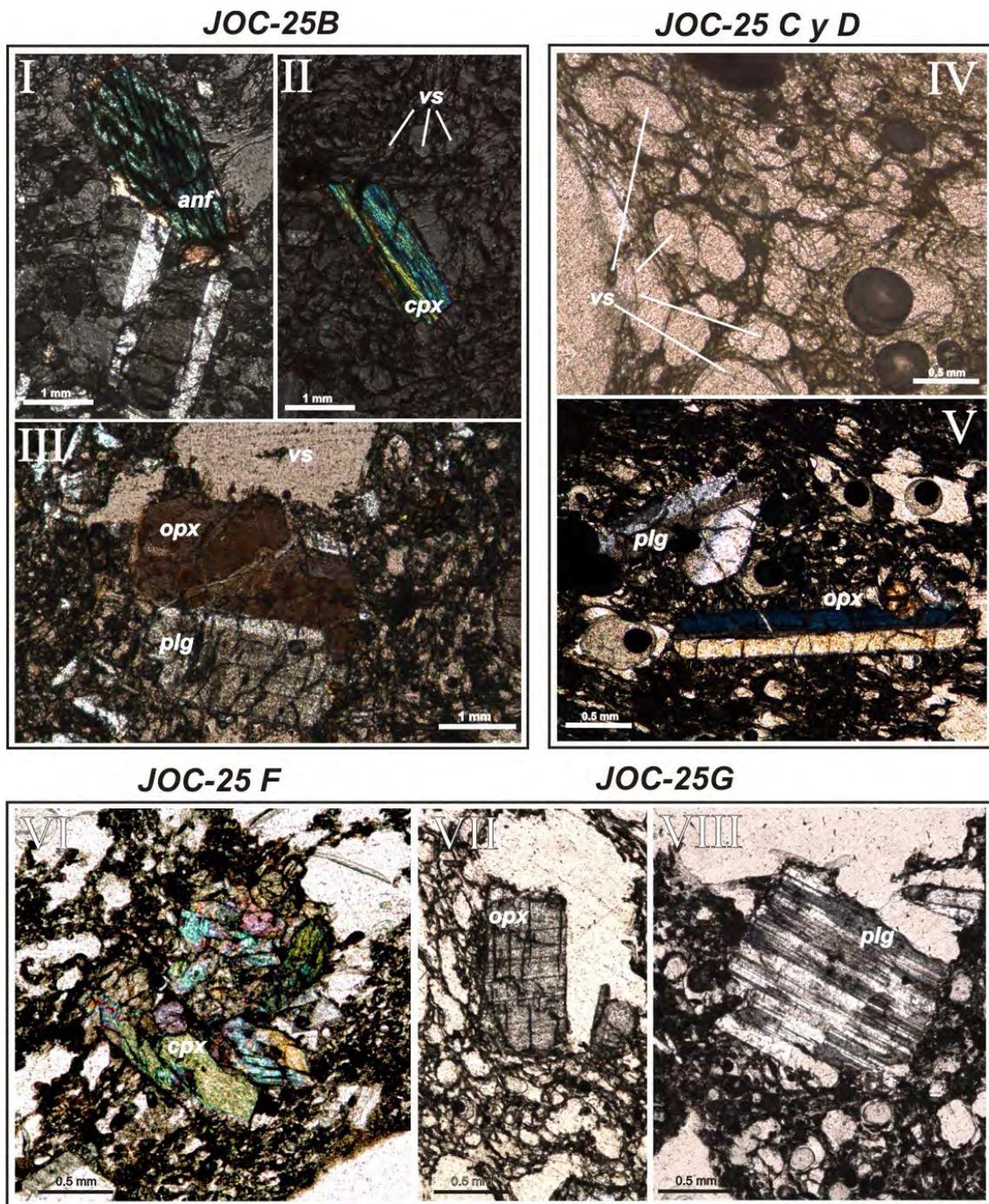
Código del Laboratorio / Número de muestra	Método	Latitud Longitud	Altitud (msnm)	Edad convencional (años a.P.)	Edad calibrada (años a.P.)+ $\frac{1\sigma}{2\sigma}$	$\delta^{13}C$, ‰	Tipo de depósito y localidad
A-14624/ JOC-036	Conven- cional	19°43'47.6" 99°48'42.4"	2767	27,455 +2995 -2175	35,097 <u>28,976</u> 38,597 25,539	-20.7	Paleosuelo debajo de la secuencia de oleadas piroclásticas, en la base del depósito de caída PGB. Superficie cumbre del C. Santa María Enderé a 5.5 km WSW de la cima del Jocotitlán.
AA-14750/ JOC-104	AMS	19°42'26.0" 99°51'25.6"	2545	27,610 +965 -860	31,162 <u>33,032</u> 34,463 30,614	-15.6	Paleosuelo debajo de la secuencia de oleadas piroclásticas, en la base del depósito de caída PGB. Cerca de la laguna de San Cristóbal en la planicie lacustre de Ixtlahuaca a 10.7 km SW de la cima del Jocotitlán.

+ Edades calibradas mediante CALIB (Stuiver y Reimer, 1986; 1993).
Localización de las muestras en Fig. 15.

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LA PÓMEZ

Se seleccionaron 6 muestras de pómez para confeccionar secciones delgadas. De éstas, dos pertenecen al depósito *OPhs3*, emplazadas por debajo del depósito de caída y 4 provienen del depósito de caída propiamente (una para cada nivel estratigráfico, ver Fig. 20). Bajo el microscopio petrográfico se pudieron determinar las características petrográficas y texturales de sus componentes minerales. Las muestras presentan una textura vesicular porfirítica y vítrea con minerales de plagioclasa (plg), hiperstena (opx), augita (cpx) hornblenda (hbl) y óxidos opacos (ox). Se observó un incremento en el tamaño de los minerales en la pómez, conforme se asciende estratigráficamente en el depósito de caída.

Las muestras que provienen de los depósitos *OPhs3* (JOC25b) presentan de un 20 a 30 vol. % de cristales embebidos en una matriz vítrea. Contienen dos poblaciones de plagioclasas: Una con formas subeuhedrales (Fig. 30-III), de hasta 2 mm de largo y otra representada por cristales menores a 0.5 mm. Presentan minerales de hornblenda euhedrales (Fig. 30-I) a subeuhedrales, de color café verdoso, con un ligero pleocroísmo. Otra fase mineral presente son augitas (cpx) subeuhedrales y en ocasiones fracturadas (Fig. 30-II). En algunos cristales se observan óxidos, tanto al interior como en sus bordes. El inicio de la secuencia de caída presenta una pómez ("c") altamente vesiculada con al menos dos poblaciones de vesículas, unas mayores a 2 mm y otras menores a 0.3 mm (Fig. 30-IV).



▲ **Fig. 30.** Microfotografías capturadas con el microscopio petrográfico (luz polarizada). Se muestran las fases minerales más representativas inmersas en los clastos de pómez del depósito de caída PGB. I. Hornblenda y plagioclasa dentro de una matriz vítrea, vesiculada con textura de flujo. II. Clinopiroxeno de augita subeuhedral. III. Ortopiroxeno junto a una plagioclasa de 4 mm de largo, en la que se observa una macla paralela. IV. Vesículas redondas y ligeramente alargadas, definidas por una matriz vítrea. V. Hiperstena subeuhedral, zonada. VI. Glomero cristal de clinopiroxenos, con algunos minerales opacos. VII. Ortopiroxeno euehedral en una matriz vítrea vesiculada. VIII. Plagioclasa con macla de Carlsbad-albita.

Es prácticamente afanítica y sólo presenta (menos del 3 vol. %) algunos cristales de plagioclasa. En el nivel “d”, se observan plagioclasas (albita) e hiperstenas, en una

matriz altamente vesiculada (Fig. 30-V) con una predominancia de tamaños de vesículas de 0.5 mm (las mayores) y 0.2 mm (las menores), con textura fibrosa y de flujo.

En el nivel “f” (Fig. 30), el tamaño de las vesículas es más homogéneo (microvesículas) y se reduce el porcentaje de minerales (un 5 vol. %), pero los tamaños de los cristales son mayores a 2 mm. Tanto las plagioclasas como los piroxenos, tienen formas subeuhedrales. Aquí también se observan glomeropórfidos de augitas (cpx) (Fig. 30-VI). En el nivel “g” (Fig. 30), la proporción y tamaño de los minerales en la matriz aumenta hasta cerca del 10 vol. % y predominan las plagioclasas subhedrales a euhedrales, con maclas de Carlsbad-albita bien definidas (Fig. 30-VIII). También se observan, en menor medida, hiperstenas de hasta 1 mm de largo (Fig. 30-VII). Estos minerales se encuentran dentro de una matriz vítrea muy vesiculada.

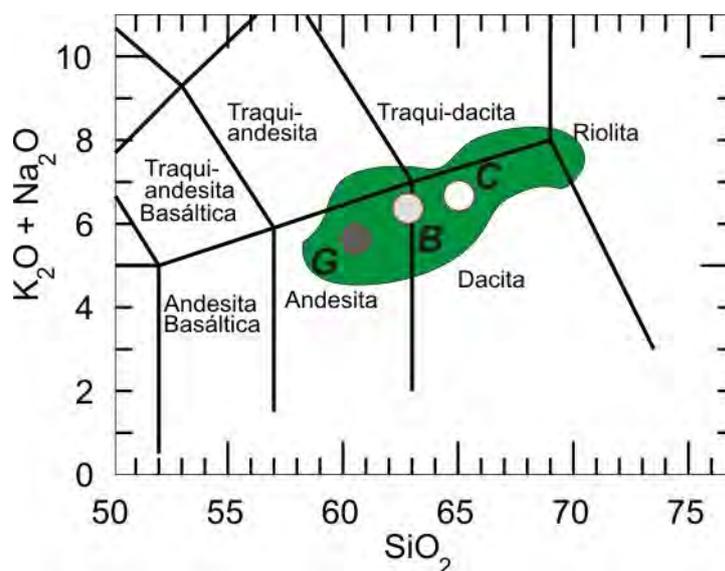
Para la química de roca total fueron seleccionadas 3 muestras de pómez, una proveniente del paquete *OPHs1* (Fig. 16), así como del miembro inferior del depósito de caída PGB, de color blanca y otra del miembro superior de color gris. Los datos obtenidos (Tabla VII) se presentan de acuerdo a su posición estratigráfica en la secuencia y se graficaron para facilitar su interpretación.

Se observa una variación composicional en el diagrama de TAS (*Total Alkalies vs Silica*, propuesto por Le Bas et al., 1986) (Fig. 31) de la cima a la base en SiO₂ de hasta 5 wt. % (datos recalculados al 100% en base anhidra), mientras que para los álcalis totales es sólo de 1 wt. %. Las muestras provenientes de la secuencia piroclástica PGB pertenecen a la serie calco-alcalina. Son andesitas ricas en sílice. El depósito de caída pliniana inicia con una composición dacítica para culminar con una andesítica, lo que explica la variación tonal de su color.

Los valores geoquímicos también muestran un ligero empobrecimiento de Na₂O, K₂O y P₂O₅, conforme se asciende estratigráficamente en el depósito de caída (Fig. 32). Los elementos mayores restantes presentan un incremento, siendo el CaO el que más se enriquece. Estos valores comparados con la muestra de los depósitos de oleada piroclástica tomada en la base de la secuencia tienden a ser extremos, pero en el caso del TiO₂ y Na₂O, muestran un enriquecimiento en el momento anterior al clímax de la erupción freato-pliniana (Fig. 32).

Respecto a los elementos traza, se observa un decremento sustancial en la cantidad de Zr, Ba y Th conforme se asciende en el depósito. El caso contrario ocurre con Sr, Eu, Ni y Cr, elementos con los que el depósito se enriquece al final de la secuencia. Esto indica

que el magma eyectado al inicio de la erupción era más evolucionado, mientras que el último en ser arrojado fue más básico o primitivo.



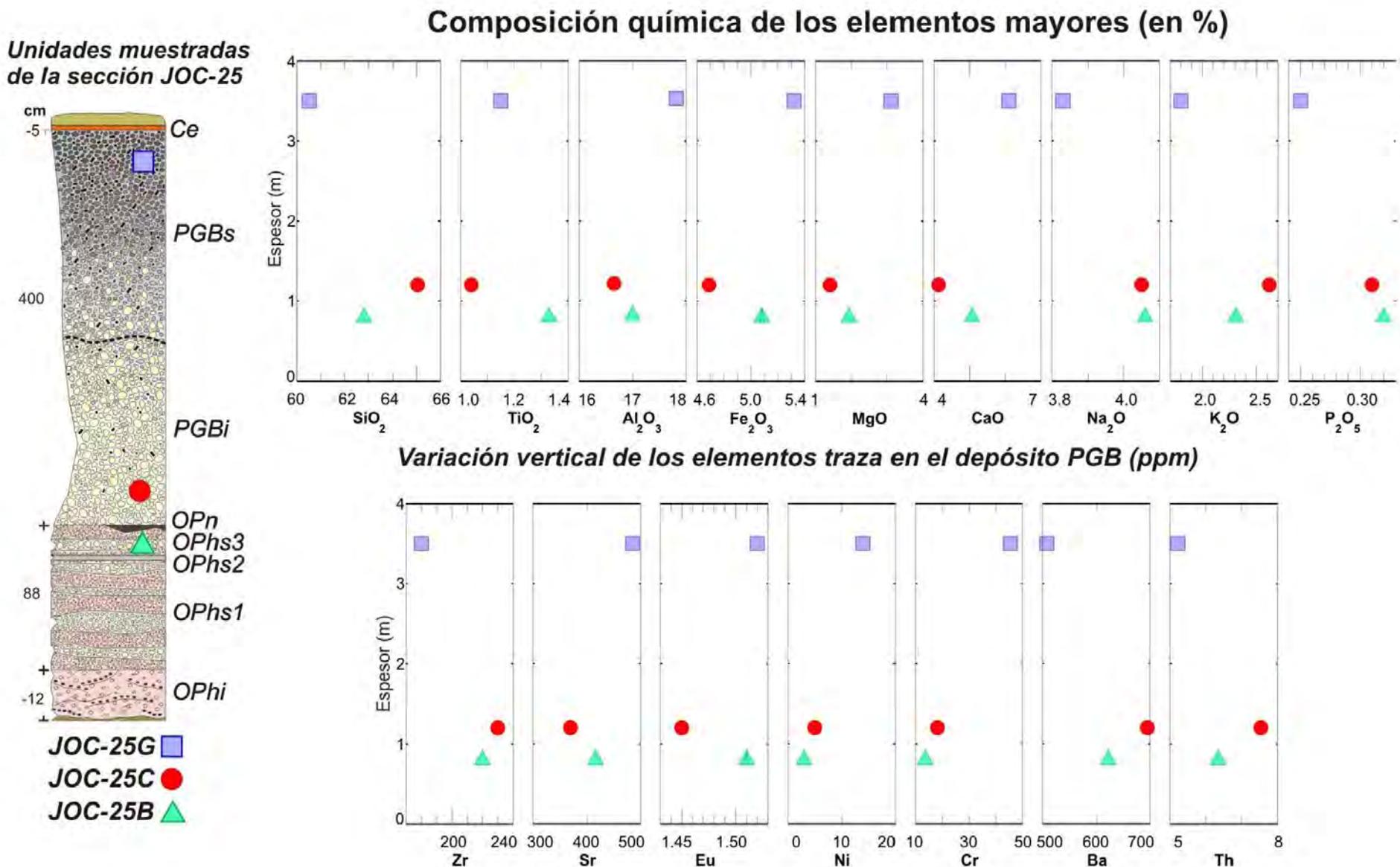
▲ Fig. 31. Álcalis total vs sílice (LeBas et al., 1986) en muestras de pómez de la secuencia PGB. El depósito de caída PGB tiene un decremento en la cantidad de SiO_2 y de álcalis en la vertical (nivel “g” pómez gris; nivel “c” pómez blanca), mientras que la pómez colectada en los depósitos de *OPhs* se encuentra en medio de los dos extremos (“b”= pómez blanca). Los datos se encuentran dentro del campo de variación composicional de las rocas del volcán Jocotitlán (área verde).

Por último, en el diagrama de Elementos de Tierras Raras (*REE, Rare Earth Elements*) (Fig. 33), se observa un decremento de las Tierras Raras Ligeras (*LREE, Light Rare Earth Elements*) con respecto al avance temporal de la erupción, mismo que es nulo en el caso de las Tierras Raras Pesadas (*HREE, Heavy Rare Earth Elements*) (Fig. 33).

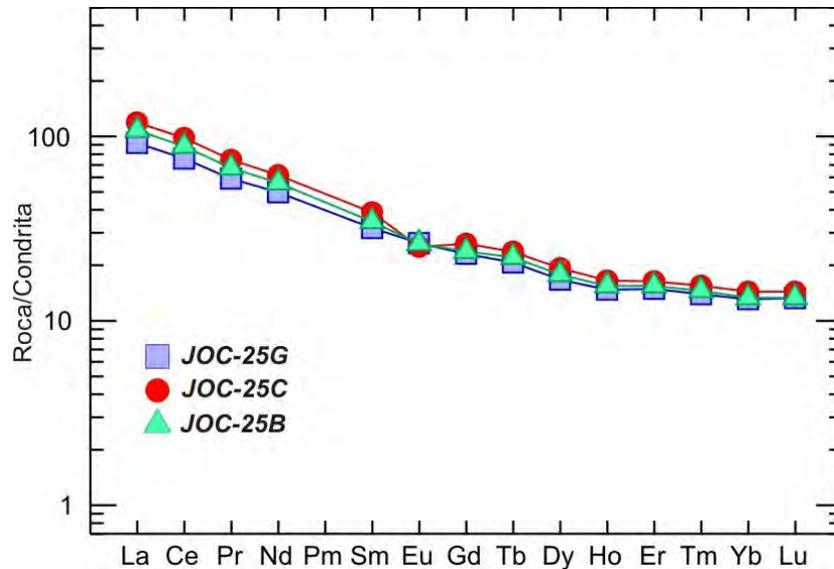
Lo anterior puede indicar la inyección (*input*) de magma primitivo del manto, a la cámara magmática somera bajo el Jocotitlán, ya que la pómez emplazada al inicio de la erupción exhibe los valores más altos para la relación roca/condrita, lo que indica un mayor tiempo de residencia del magma cerca de la superficie, mientras que la pómez en la cima, presenta el comportamiento contrario, hasta llegar al Gd, en donde se homogeniza con la pómez de la base. La muestra pre-caída de PGB, muestra un patrón intermedio.

LAHARES RELACIONADOS CON LA PGB

Las erupciones explosivas tienen múltiples repercusiones en el paisaje. Además de producir flujos piroclásticos, también desencadenan otros fenómenos como lo son los lahares (Siebe et al., 1999).



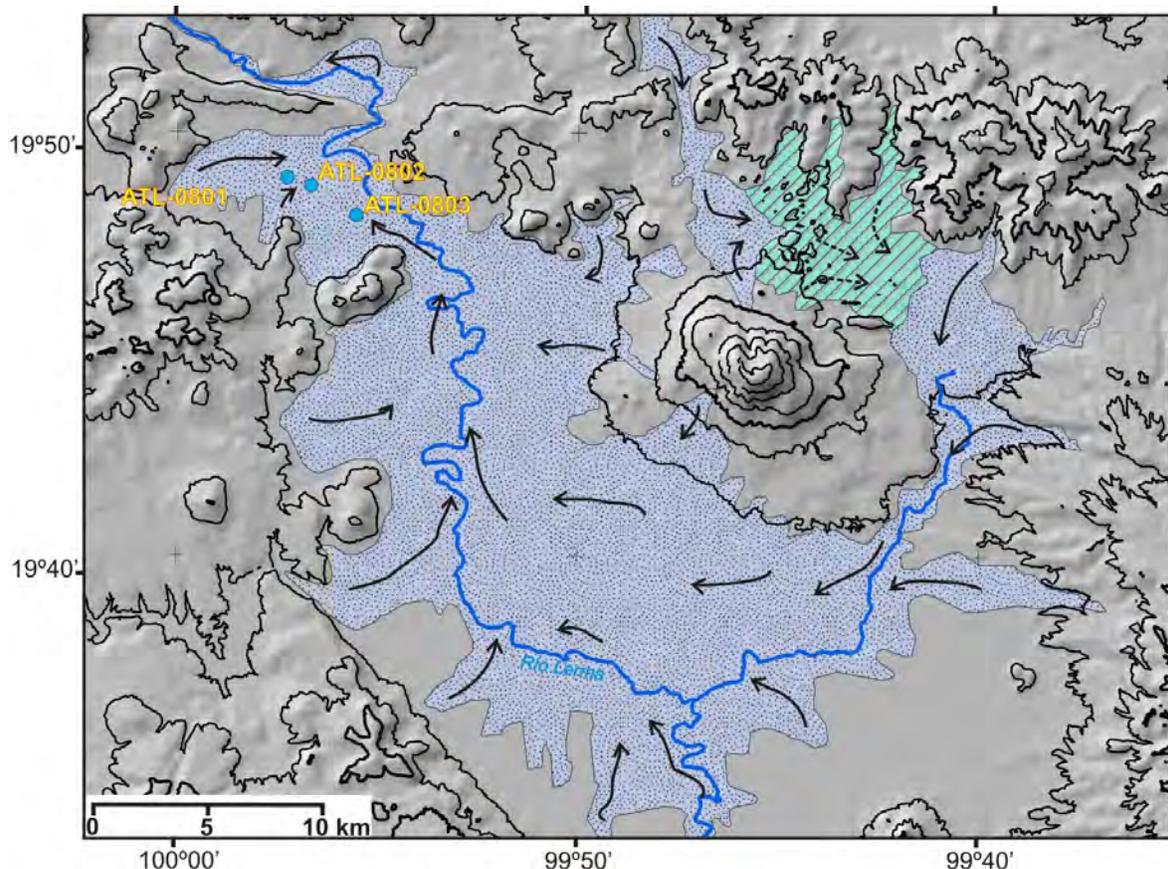
▲ Fig. 32. Elementos mayores y trazas vs. diferentes niveles estratigráficos del depósito PGB en pómez colectadas en el afloramiento JOC-25, localizado 5 km al W del volcán.



▲ Fig. 33. Elementos de Tierras Raras (*Rare Earth Elements REE*) en las tres muestras de la secuencia PGB, normalizados contra los valores de condrita (Sun y McDonough, 1989).

Al interior de la planicie de Ixtlahuaca se pueden observar varios afloramientos con horizontes constituidos por pómez con características peculiares. Está planicie es drenada por el río Lerma que la disecta en una dirección SE-NW (Fig. 1). Justo al oeste del volcán Jocotitlán se encuentran en superficie unos depósitos fluviales con relictos de huesos fosilizados. Estos depósitos se encuentran en horizontes continuos de espesores variables y con presencia de estratificación cruzada (Fig. 12B). Están constituidos por pómez redondeadas de color blanco con líticos grises, rojizos y negros de hasta 2 cm de tamaño, a 20 km del volcán (localidad ATL-0801 ver Fig. 15). Los clastos se encuentran dentro de una matriz arenosa, compuesta también por esquirlas de vidrio. La pómez, en cambio, presenta a 20 km del volcán tamaños de hasta 3 cm de diámetro y es redondeada. Es de color blaquecina con algunos fenocristales de plagioclasa y piroxenos de hasta 2 mm de tamaño. En estos depósitos se observan láminas constituidas por ceniza fina, rica en cristales de plagioclasa. Por encima de esta secuencia limo arenosa se observa en algunas localidades (ATL-0802) una capa irregular de ceniza re TRABAJADA, constituida por partículas del tamaño de la arena fina y limo, rica en cristales de piroxeno. Estos depósitos contienen huesos de mamut (Fig. 12A) mencionados anteriormente en la sección “Estratigrafía del Volcán Jocotitlán” en el capítulo anterior. Es posible que los fragmentos óseos de mamuts encontrados en estos depósitos, pertenezcan a animales que presenciaron la erupción PGB y

murieron a causa de sus efectos antes de ser arrastrados y sepultados por los flujos laháricos, que debieron inundar gran parte de la planicie de Ixtlahuaca (Fig. 34) afectando un área mínima de aprox. 530 km² hasta llegar al interior del Graben de Acambay donde cubrieron las inmediaciones del volcán Temascalcingo.



▲ Fig. 34. Mapa que muestra el área afectada por la inundación de lahares relacionados al emplazamiento del depósito PGB. Nótese como ocupa gran parte de la planicie de Ixtlahuaca y rodeó casi por completo al edificio principal. Además se indica la dirección de flujo (flechas) para cada sector inundado. El área (cuadrulado gris) al noreste del volcán, posiblemente también fue inundada, pero el DAE cubre cualquier evidencia.

Para determinar con mayor exactitud el área de afectación que tuvieron estos lahares, es necesario un estudio más detallado que incluya la caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de la pómez que constituye estos depósitos, delinear su distribución y definir su temporalidad con fechamientos, para así definir claramente si fueron producidos directamente después de la erupción PGB. Con un mejor conocimiento de sus productos y mecanismos de emplazamiento se podrán recrear escenarios antes de la posible recurrencia de una erupción de similar magnitud y que pudiese causar un desastre para la población que

se encuentra asentada en los alrededores del volcán Jocotitlán. Este tipo de desastres por inundación lahárica han ocurrido en otras regiones en México en el pasado (véase [Siebe et al., 1996](#)).

4. Petrología y Geoquímica

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan las características petrológicas y químicas de los productos del volcán y de otras estructuras cercanas. De acuerdo con los datos estratigráficos recopilados, los resultados se agruparon en el siguiente orden: A) Estructuras volcánicas circundantes al volcán (A1. Conos de escoria de Atlacomulco; A2. Lavas del Graben de Acambay; A3. Domos cercanos a Ixtlahuca; A4. Domo Endaré; A5. Cono parásito El Lindero). B) Productos del Jocotitlán, aquí las rocas fueron divididas de acuerdo a su temporalidad en: B1. Jocotitlán temprano (productos piroclásticos más antiguos relacionados a la formación del Jocotitlán, con edades >0.6 Ma); B2. Jocotitlán medio del edificio (productos emplazados entre 0.57 y 0.03 Ma que forman parte del edificio principal y domos circundantes); B3. Jocotitlán medio DAE (se incluyen lavas que constituyen a los hummocks del depósito de avalancha); C) Jocotitlán reciente, el inicio de esta etapa está marcado por la erupción PGB y se divide en: C1. Erupción PGB (incluye los clastos de pómez producidos por la erupción freato-pliniana); C2. Post PGB (productos emplazados directamente por encima del depósito PGB y debajo de la avalancha de escombros); C3. Reciente (<10 ka, son productos piroclásticos relacionados con la erupción que desencadenó la avalancha y los productos relacionados con el evento ocurrido hace 600 años). Las rocas pertenecientes al volcán Jocotitlán no se han descrito con anterioridad. Respecto a la composición química de sus productos sólo existen reportes del tipo de rocas que se encuentran en las laderas inferiores y superiores del edificio, pero sin tablas de datos químicos presentados (Siebe et al., 1992).

PETROGRAFÍA

ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS CIRCUNDANTES

Existen algunas descripciones de las rocas que forman el bloque sur del Graben de Acambay y los conos de Atlacomulco (Sánchez-Rubio, 1984; Aguirre-Díaz et al., 1999). Sánchez-Rubio (1984) reporta una muestra proveniente del bloque sur del Graben de

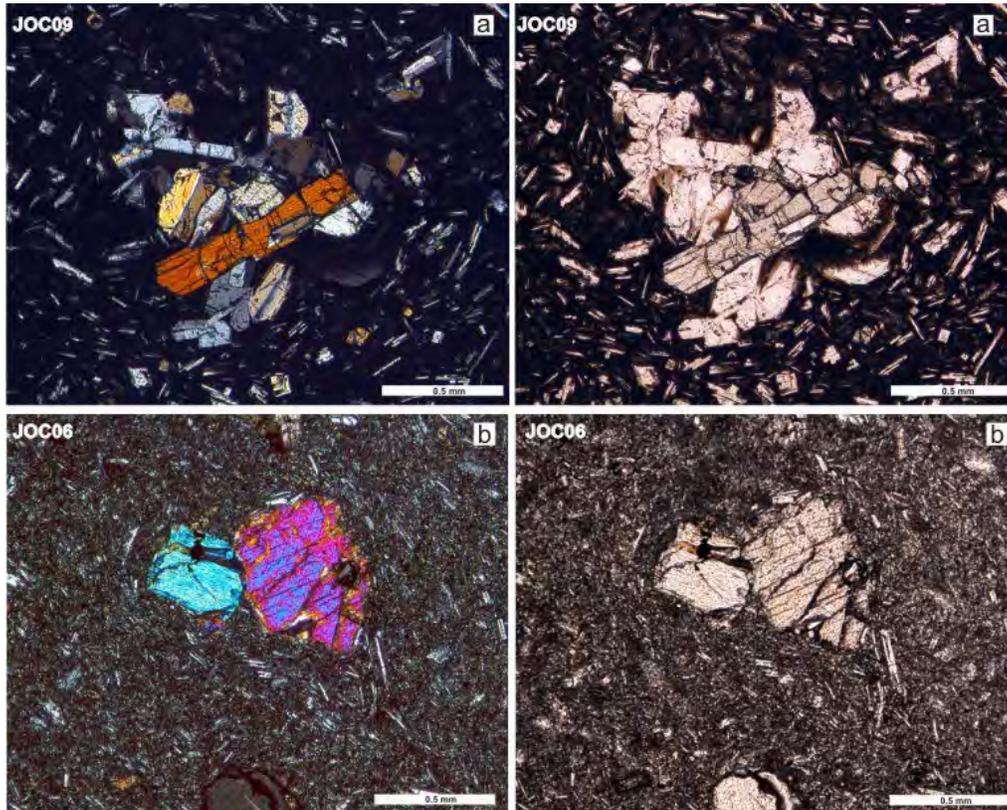
Acambay como “Andesita Yondejé” (JOC84). La roca presenta una textura porfirítica con estructura de flujo y bandeamiento rosado y gris oscuro, poco vesiculada. Contiene fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo, con ortopiroxenos y clinopiroxenos en la matriz (Sánchez-Rubio, 1984). Los fenocristales de piroxeno alcanzan los 3 mm de largo, mientras que las plagioclasas se presentan con tamaños de 1 mm. De acuerdo con el análisis químico obtenido, las rocas del Graben de Acambay pueden clasificarse como dacitas de hornblenda y andesitas de dos piroxenos, ya que el rango composicional varía entre 61 y 64 wt. % SiO₂.

Los conos de escoria de Atlacomulco, también fueron descritos por Sánchez-Rubio (1984), quién los denomina “Andesita Atlacomulco”. De acuerdo con este autor, los flujos de lava constan de rocas con una textura hialopilítica, con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno en una matriz vítrea color café. El rango de contenido en SiO₂ varía entre 56 y 65 wt. %, con una asociación mineral de ol + plg + opx ± cpx + ox + sp en una matriz traquítica y porfirítica (Fig. 35). De acuerdo a su composición, las rocas que constituyen a los conos y domos de Atlacomulco, se clasifican como andesitas de augita y enstatita. Los olivinos se observan en las rocas menos evolucionadas y alcanzan hasta 2 mm de diámetro (Fig. 36), se muestran con formas euhedrales y subhedrales. En algunos casos presentan concavidades al interior de formas redondeadas e irregulares producidas por reabsorción (desequilibrio con el líquido) (Fig. 36). Algunos presentan inclusiones de espinela (menores a 0.03 mm) así como bordes de iddingsita (Fig. 37).

Los ortopiroxenos (enstatita) alcanzan hasta 1 mm de tamaño, se muestran con formas euhedrales, hábito tabular y macla simple. Se encuentran como fenocristales y microfenocristales. En algunas ocasiones ocurren como glomerocristales heteromineralógicos, con plagioclasa alrededor (Fig. 35). Las plagioclasas se presentan en formas euhedrales con hábito tabular, así como maclas simple y múltiple.

Los domos en la planicie de Ixtlahuaca (domo Enderé al W del edificio principal y los domos de San Felipe de Santiago al sureste), fueron emplazados anteriormente a la formación del Jocotitlán. Los domos de San Felipe constan de productos más silícicos (68-69 wt. % SiO₂) que caen muy cerca del límite entre las dacitas y las riolitas. Su asociación mineral es de plg + bt + hbl ± qz ± sn + ox en una matriz de textura felsítica, en donde se

observan grandes fenocristales anhedrales en una matriz de grano fino constituida por cristales de feldespatos, biotita y cuarzo.

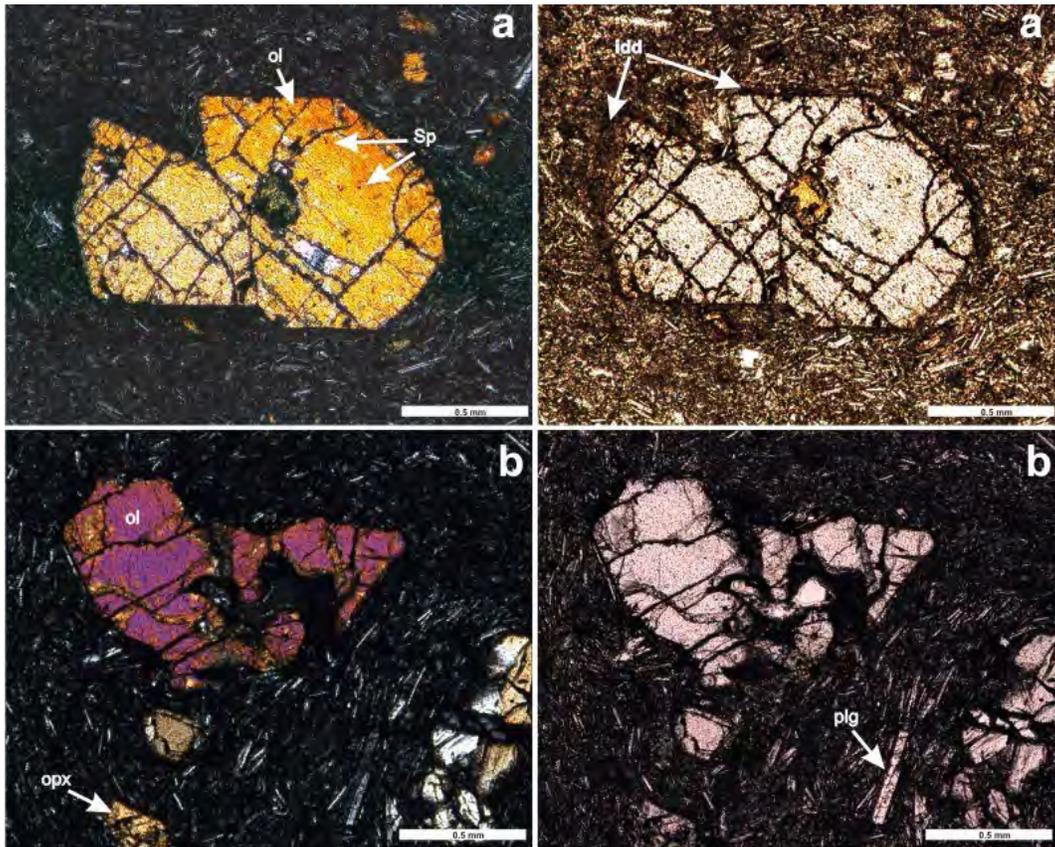


▲ Fig. 35. Fotografías a través del microscopio petrográfico de las rocas de los conos de Atacomulco (número de muestra, esquina superior izquierda), de composición andesítica. Las fotografías del lado izquierdo se tomaron con luz con nícoles cruzados (LNC), las del lado derecho con luz con nícoles paralelos (LNP). A) Glomeropórfido compuesto por fenocristales de enstatita y plagioclasa, también pueden observarse algunos microfenocristales de opx en la matriz. Nótese (en la foto con LNP) la disposición de los microfenocristales de plagioclasa en la matriz (textura traquítica). B) Fenocristales de augita en una matriz vítrea microlítica con algunos microfenocristales de plagioclasa.

Las rocas de estos domos son hipocristalinas intergranulares y en ocasiones microcristalinas. En el domo de Tepexpan se observan microvesículas y evidencias de flujo con un bandeamiento al interior con concentraciones de feldespatos y óxidos. El mineral distintivo es la biotita, se encuentra en los domos de San Felipe, C. Santuario y Tepexpan (estos últimos dos cortados por la falla Ixtlahuaca). La biotita se presenta como fenocristal euhedral y alcanza hasta 3 mm de largo.

Las plagioclasas son euhedrales y anhedrales con tamaños que alcanzan los 4 mm. Los fenocristales de hornblenda presentan formas euhedrales y subehedrales con hábitos

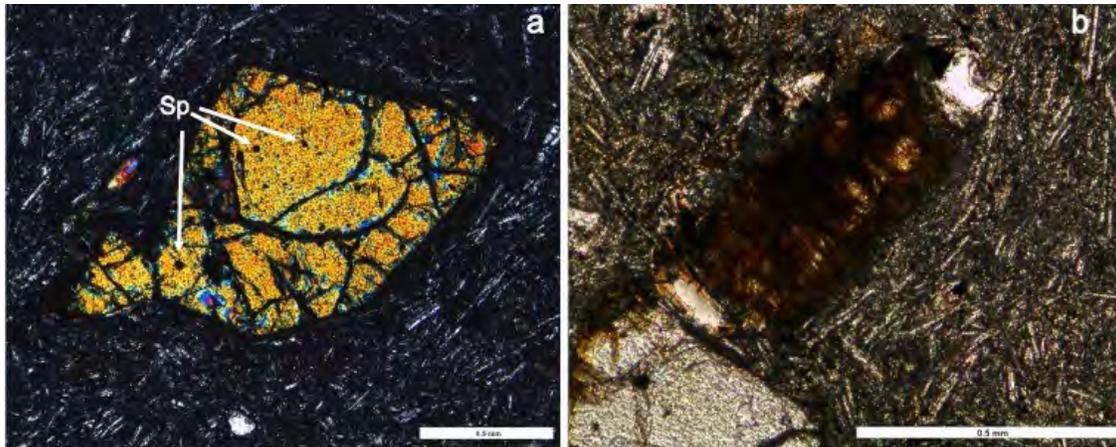
prismáticos y tabulares de hasta 2 mm de largo. Los minerales de cuarzo y sanidino tienen formas anhedrales y prismáticas de hasta 2 mm de largo. Los óxidos tienen formas hexagonales y cúbicas, así como irregulares, se disponen a manera de lentes, están asociados con biotitas y hornblendas y no exceden los 0.5 mm de largo. Los feldespatos potásicos son abundantes, con forma anhedral y alcanzan los 3 mm de largo.



▲ Fig. 36. Fotografías de la lámina JOC06 muestra tomada de un dique que aflora en el cono principal de Atlacomulco. A) Dos fenocristales de olivino (ol) con tamaños mayores a 1.5 mm que muestran formas euhedrales en una matriz traquítica. En la foto de la derecha (con LNP) se muestra el desarrollo de un borde de iddingsita (idd). B) Dos olivinos parcialmente reabsorbidos. Se observa el relleno de vidrio en la cavidad, y la ocurrencia de fenocristales de plagioclasa (plg) y ortopiroxeno (opx) en la matriz.

Las dacitas del domo Endaré presentan una matriz de grano fino de color rosado a gris claro con una asociación mineral de $plg + bt \pm qz \pm ox$. La matriz comúnmente muestra una textura fluidal con lentes discontinuos de óxidos. Los fenocristales de plagioclasa se presentan en formas euhedrales y alcanzan un tamaño de 4 mm de largo, pero en su mayoría son ≤ 1 mm. La biotita ocurre como fenocristal euhedral y subehedral y en ocasiones se distinguen formas hexagonales. Los óxidos alcanzan hasta 4 mm de diámetro pero son

escasos, al igual que el cuarzo que se presenta con formas anhedrales y tamaños menores a los 3 mm. Un rasgo particular es la ocurrencia de bordes de alteración en los feldespatos potásicos.



▲ Fig. 37. Fenocristales de olivino en los productos de los conos de Atlatomulco. A) Olivino euhedral fracturado con un borde de iddingsita e inclusiones de espinela (Sp) al interior (LNC). B) Olivino iddingsitizado en una matriz traquítica (LNP).

VOLCÁN JOCOTILÁN

En general, las rocas del Jocotitlán son relativamente homogéneas en su composición y caen dentro de los campos de las andesitas (rica en sílice) y las dacitas. Presentan textura porfírica e hialopilitica principalmente, aunque en algunos casos también es vitrofirica y pilotaxítica, con una paragénesis de plg + opx + cpx + ox ± hbl. La matriz es vítrea microlítica vesiculada, en la mayoría de los casos. Las muestras son hipocristalinas (con un volumen total de cristales <50 % del volumen total). Son escasas las muestras sin microlitos (<0.03 mm) en la matriz. En la **Tabla VI** se presenta el análisis modal mineralógico (normalizado sin vesículas y en donde el valor de la matriz incluye al vidrio y los microlitos) de algunas rocas.

Los fenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, alcanzan hasta 5 mm de largo y presentan evidencias de reabsorción. La zonación es un rasgo presente en algunas plagioclasas que cubren un rango de composición muy amplio (An_{25-65}). El segundo mineral más abundante es la hiperstena (En_{65-85}) presente como fenocristal (>0.3 mm) y microfenocristal (0.3 a 0.03 mm). La ocurrencia de glomeropórfidos de plg, cpx y opx es una característica típica que se puede encontrar en las lavas del Jocotitlán. En ocasiones también se encuentran

asociados con olivinos forsteríticos (Fo₇₄₋₇₁) (en algunas lavas de los periodos Jocotitlán medio y reciente) como microfenocristales encontrados en los centros de las hiperstenas.

▼ **Tabla VI.** Análisis modal mineralógico (vol. %) de muestras de roca representativas del volcán Jocotitlán y conos de Atlacomulco (para la descripción de los grupos A, B, C; ver **Tabla VII**).

Grupo	Muestra	Plagioclasa		Ortopiroxenos		Clinopiroxenos		Olivino	Anfiboles		Min. Acc.			Matriz	Total	
		mFen	FenPlg	mFen	FenOpx	mFen	FenCpx	Olivino	mFen	FenHbl	AZ	Op	Qz			
		Plg		Opx		Cpx			Hbl							
A	1	JOC06	21.3	9.2	3.6	3.5	0.1	0.4	4.1	0.0	0.0	0.0	9.4	0.0	48.3	100.0
		JOC09 ^{sv}	31.8	6.5	10.6	1.8	0.1	0.5	0.0	0.0	0.0	0.2	3.1	0.0	45.4	100.0
1		70807	2.3	3.1	0.2	0.2	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	1.2	3.9	0.0	87.3	100.0
		70802	15.5	19.7	3.4	3.3	0.7	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	3.2	0.0	51.7	100.0
		70806	3.0	20.0	1.7	4.5	0.3	2.4	0.0	0.0	0.0	1.0	7.5	0.0	59.6	100.0
		70804	19.4	4.7	2.0	1.3	0.2	0.3	0.0	0.2 _(ox)	1.8 _(ox)	0.5	6.4	0.0	63.1	100.0
		JOC10	14.6	5.6	1.3	1.0	0.4	0.7	0.0	0.0	0.2	0.7	2.5	0.0	72.9	100.0
B	2	8804 ^{sv}	3.3	10.4	0.0	0.1	0.1	0.5	0.0	0.9	0.6	0.5	1.6	0.6	81.4	100.0
		JOC04	9.4	21.5	2.9	4.7	0.7	3.3	0.0	0.0	0.0	0.7	1.6	0.0	55.3	100.0
		JOC12	12.3	15.1	5.0	3.9	0.3	2.4	0.0	0.0	0.0	0.2	3.1	0.0	57.5	100.0
		JOC17	11.9	13.8	5.3	2.5	0.6	3.0	0.0	2.4	Traza	0.2	3.3	0.0	56.9	100.0
		JOC14	11.4	13.1	4.6	6.1	0.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1	4.9	0.0	58.6	100.0
3	8816 ^{sv}	1.6	11.2	0.2	0.3	0.0	0.3	0.0	0.3	0.6	1.0	1.6	1.0	81.9	100.0	
	8815 ^{sv}	7.5	14.4(0.3s)	0.4	0.0	0.0	0.3	0.0	0.1	1.5	0.8	0.8	0.0	73.9	100.0	
	70808	17.3	4.1	2.8	1.3	0.6	0.3	0.0	0.0	0.0	0.4	5.8	0.0	67.3	100.0	
C	2	8803 ^{sv}	2.5	12.0	Traza	0.8	0.0	Traza	0.0	0.0	1.0	0.2	1.3	0.4	81.7	100.0
		8805 ^{sv}	2.5	5.6(2.1z)	0.8	0.1	0.3	0.4	0.0	0.0	0.8	0.8	1.4	0.2	85.0	100.0
		JOC20	13.6	19.3	3.1	5.6	1.7	2.6	0.0	0.0	0.0	0.6	4.9	0.0	48.5	100.0
		JOC18	14.9	20.4	5.3	7.7	0.9	1.2	0.0	0.0	0.0	1.2	3.5	0.0	44.9	100.0
3	JOC16B	1.9	19.4	1.1	3.3	0.6	1.8	0.0	0.0	0.0	0.5	2.2	0.0	69.2	100.0	

mFen= microfenocristal (0.03 a 0.3 mm); Fen= fenocristal (>0.3 mm); (ox) = oxyhornblenda; AZ= apatito y/o Zircón; Op= óxidos y opacos; Qz= Cuarzo (xenocristal); (s)= feldespatos esferulizados; (z)= xenocristal; sv= roca sin vesículas. Valores en porcentaje de un total de 1200 puntos por lámina (traza ≤0.09).

Algunas rocas dacíticas contienen fenocristales de hornblenda (oxyhornblenda en un caso), mientras que las menos evolucionadas contienen una mayor cantidad de ortopiroxenos. Otro rasgo común es la alta cantidad de óxidos (microlitos, microfenocristales), abundantes en algunos casos en la matriz. Se observan piroxenos y oxyhornblendas opacitados en sus bordes o en su totalidad. Dentro de esta fase mineral se encontraron óxidos de magnetita y hematita. Otros minerales accesorios son las espinelas de Cr al interior de augitas y olivinos. Apatito y zircones fueron observados al interior de las plagioclasas así como en la matriz. Además de las evidencias de reabsorción en los cristales, se observaron estructuras de flujo con dos tipos de vidrio, evidencia de mezcla de magmas, que debió ocurrir poco

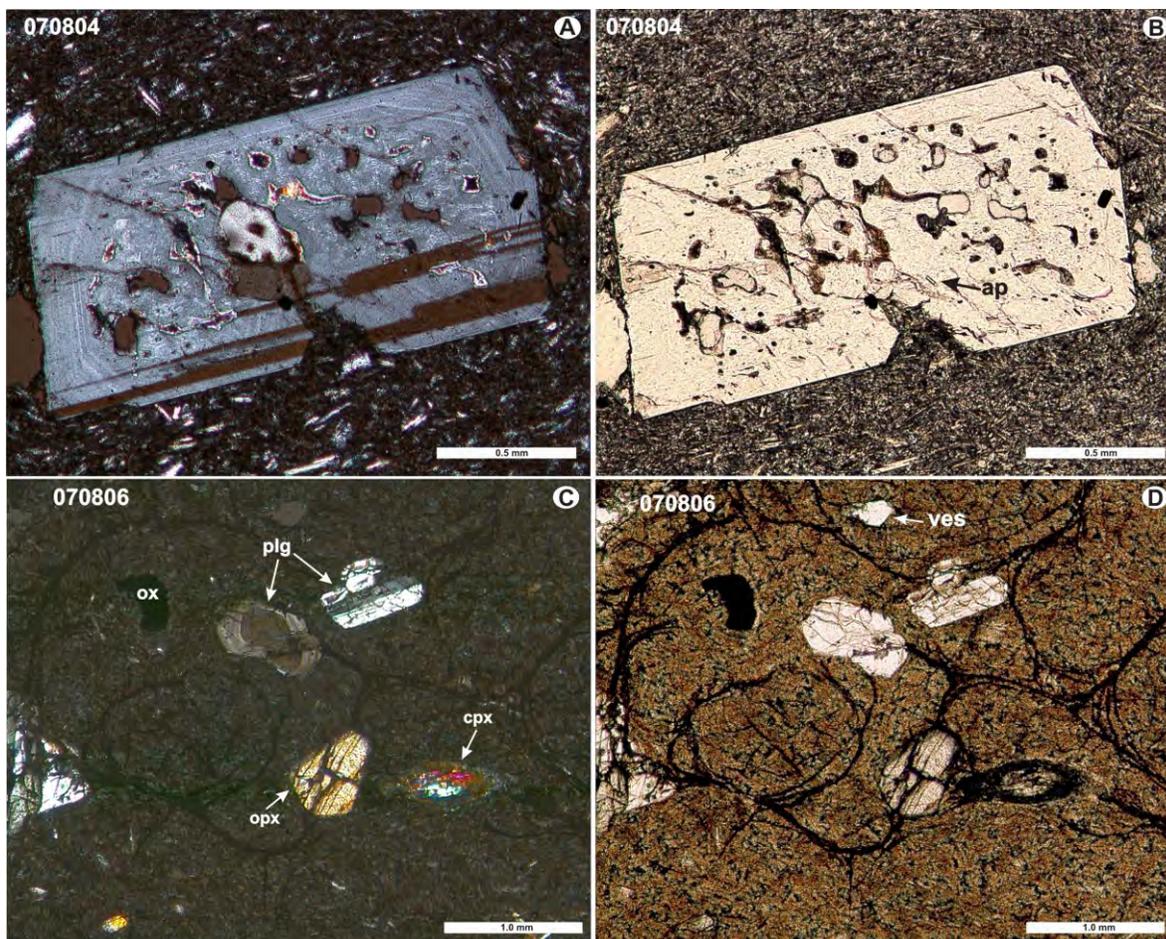
antes de la erupción. A continuación se describe la petrografía de los productos del Jocotitlán de acuerdo con la división estratigráfica propuesta anteriormente.

Jocotitlán temprano (<0.6 Ma)

La mayoría de estos productos, se encuentran sepultados y sólo se observan algunos flujos de lava y depósitos piroclásticos de composición dacítica (63-67 wt. % SiO₂), que afloran en las laderas inferiores al Este del edificio. Las rocas tienen una textura porfírica vesicular, microvesicular y en algunos casos traquítica y perlítica (Fig. 38). La Pómez Amarilla en cambio, es casi afanítica, microvesicular, con un contenido de fenocristales menor a 5 % del volumen total (Tabla VIIB, muestra 070807). Las muestras de lava son hipocristalinas con bajo contenido en cristales (<50 % del volumen total). La paragénesis de las muestras analizadas es de plg + opx + cpx ± hbl + ox con microlitos de apatito, xenolitos de rocas ígneas de hasta 0.6 mm de diámetro y presencia de oxyhornblendas. Las rocas de este periodo son las únicas que contienen este tipo de anfíbol, así como los valores más altos en óxidos (Tabla VI, muestras 070804-06 y JOC10).

Los fenocristales de plagioclasa alcanzan hasta los 3 mm de largo, pero en su mayoría tienen tamaños que varían entre los 0.6 y 1.2 mm. Se encuentran con formas euhedrales y subhedrales con hábito tabular, presentan maclado simple y múltiple, zoneamiento y estructuras de desequilibrio (Fig. 38). Es clara la ocurrencia de cuatro poblaciones de plagioclasas: los grandes fenocristales (≥ 1.5 mm), los fenocristales (0.3 a 1.5 mm), los microfenocristales (0.3 a 0.03 mm) y los microlitos (<0.03 mm). Los grandes fenocristales sin estructuras de desequilibrio son escasos.

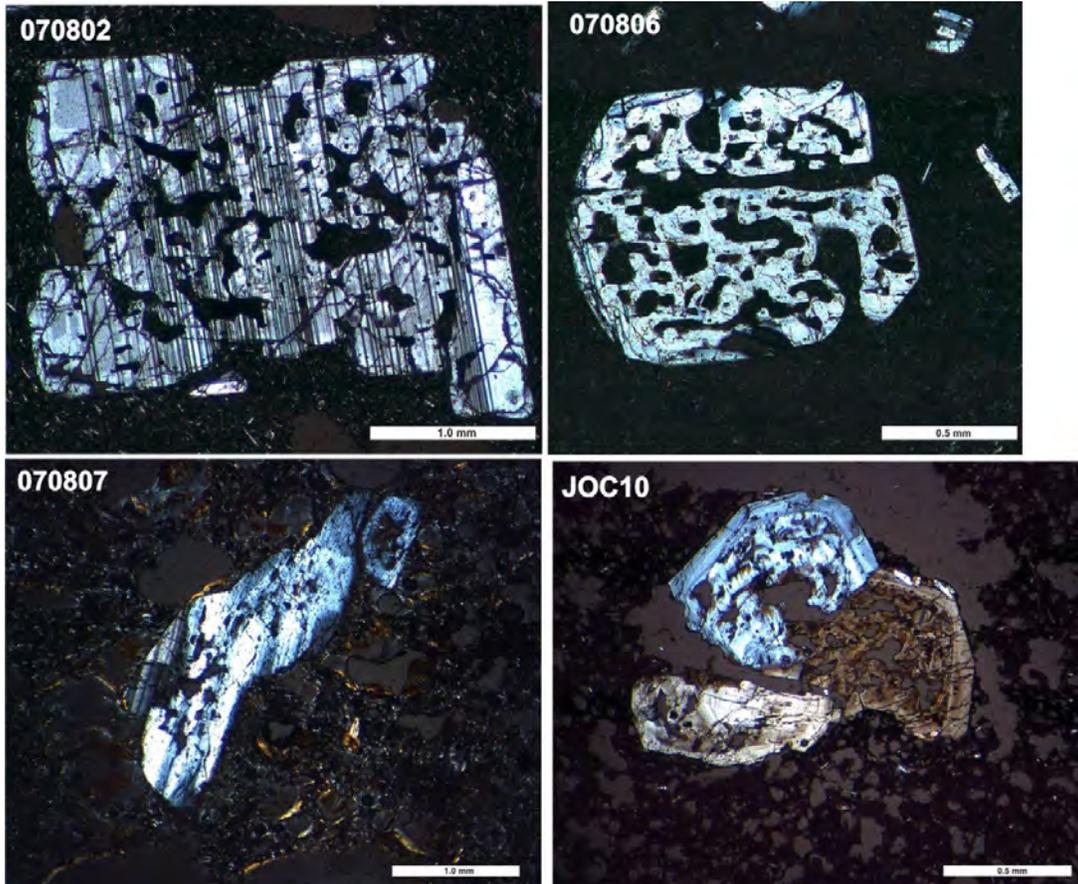
Algunas plagioclasas presentan un alto grado de reabsorción, con recrecimiento posterior (Figs. 38 y 39). Los fenocristales y microfenocristales no muestran estas reabsorciones. De acuerdo con la tabla de Michel-Levy, la composición de las plagioclasas varía entre 50 y 70 % de An, pero se encuentran en menor cantidad porcentajes entre los 30 a 50 y 70 a 90 de An. Estas últimas composiciones son escasas. En consecuencia se puede concluir que las plagioclasas varían de andesinas a bytownitas, con una mayor cantidad de labradoritas.



▲ **Fig. 38.** Fotografías de láminas delgadas de dacitas emitidas por el Jocotitlán. En la muestra 070804 (A) Se observa un fenocristal de plagioclasa con textura de tamiz, zonado y con recrecimiento en condiciones reequilibradas que contiene algunas inclusiones de apatito (ap) al interior, fotografía (B) con LNP. Nótese la disposición paralela a subparalela de los microfenocristales y microlitos de plagioclasa con respecto al fenocristal. La muestra 070806 (C) contiene fenocristales de plagioclasa, enstatita (opx), augita (cpx) y un mineral opaco, en una matriz vítrea de textura perlítica. La plagioclasa muestra macla simple y zonación; la fotografía D con LNC. La augita presenta un borde o corona de descomposición de opacita (fotografía del lado derecho con LNP, ves= vesícula).

Los piroxenos son la segunda fase mineral más abundante y los ortopiroxenos son los minerales esenciales que siempre están presentes en las rocas del Jocotitlán, incluso como microfenocristales. Los clinopiroxenos se encuentran en casi todas las muestras. Los ortopiroxenos que contienen las rocas de este periodo son hiperstenas en su mayoría (con un ligero pleocroísmo verde oscuro) y enstatitas en menor cantidad (Fig. 40). Se presentan en formas euhedrales con hábitos tabulares y prismáticos. Pueden alcanzar un tamaño mayor a los 1.5 mm de largo, pero su promedio no rebasa 1 mm. También se encuentran

formando glomerocristales junto con plagioclasa. Comúnmente presentan inclusiones fluidas y óxidos (de formas cúbicas, hexagonales e irregulares) al interior.



▲ **Fig. 39.** Fotografías (con LNC) de grandes fenocristales encontrados en los productos del Jocotitlán temprano. Las fotografías superiores pertenecen a flujos de lava, las inferiores a la pómez amarilla (foto izquierda) y una bomba escoriácea (foto derecha). Las plagioclasas encontradas en las muestras 070802 y JOC06 presentan estructura de tamiz y todavía conservan su forma original. La plagioclasa de la muestra 070807 muestra una forma anhedral producto de la disolución. La muestra JOC10 evidencia un alto grado de reabsorción con un posterior borde de crecimiento, en una matriz vítrea microvesiculada.

Las augitas (cpx) se encuentran como fenocristales con formas subhedrales y anhedrales, formando glomerocristales y no rebasan 1 mm de largo. Se encuentran asociadas con óxidos y la mayoría presenta una corona de reacción constituida de opx (**Fig. 40d**). Como se mencionó anteriormente, algunas rocas de este periodo contienen anfíboles (oxyhornblenda). La mayoría de las oxyhornblendas ocurre como microfenocristales pero también se encuentran como fenocristales. Frecuentemente muestran un borde de opacita (**Fig. 41**), aunque en algunos casos se observan completamente reemplazados por óxidos.

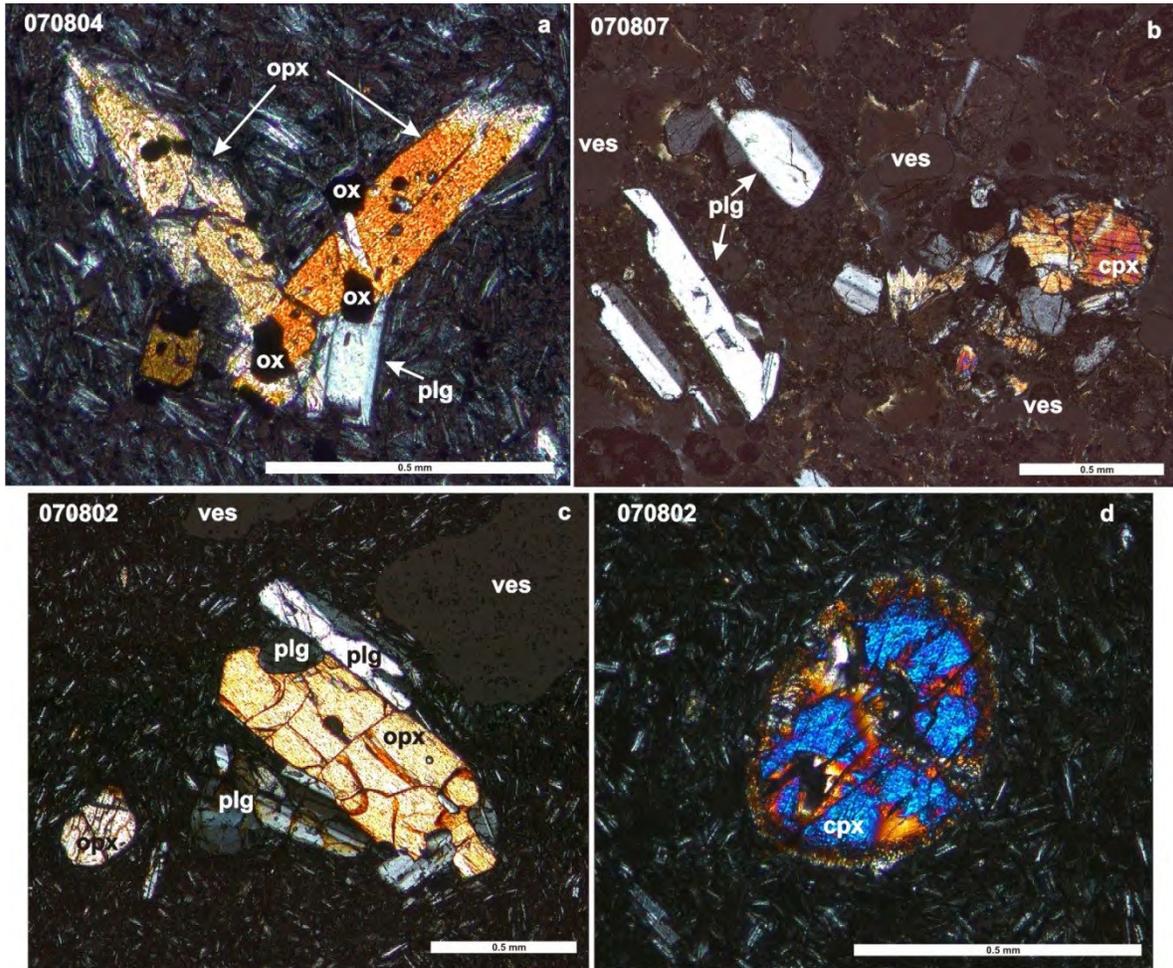
Al igual que en el caso de los opx, no rebasan 1 mm de diámetro, pero éstas sí se pueden encontrar con formas euhedrales. Se observa una gran abundancia de este mineral en la muestra más evolucionada de este periodo (muestra 070806). En cambio la muestra de dacita pobre en sílice (JOC10 con 63.2 wt % SiO₂) también presenta hornblendas (Fig. 41) pero en mucho menor proporción (Tabla VI).

Jocotitlán medio (0.6 a - 0.03 Ma)

Este periodo lo constituyen los productos emitidos por el volcán que suprayacen o son contemporáneos a los depósitos del cono de escoria El Lindero (0.6 Ma), y que a su vez subyacen a la secuencia piroclástica PGB. Las rocas pertenecientes a este periodo fueron divididas en dos grupos. El primero lo constituyen las rocas que se encuentran en las laderas del volcán y el segundo las rocas que forman parte del depósito de avalancha de escombros (DAE) emplazado hacia el norte (las coordenadas de las muestras colectadas se encuentran en la Tabla VII). El rango composicional de estos productos es un poco más amplio. El primer grupo incluye rocas andesíticas ricas en sílice y dacitas (62 a 66 wt SiO₂), mientras que las rocas que forman los *hummocks* del DAE son dacíticas y muy homogéneas en su composición (66 a 68 wt % SiO₂). Las rocas de este periodo presentan normalmente una textura porfirítica o vitrofírica. En el caso de algunos *hummocks* la matriz de la roca es traquítica microvesiculada. Los ensambles mineralógicos que se observan consisten de plg + opx + cpx ± hbl + ox, con microlitos de apatito y zircón. Los fenocristales de plagioclasa por lo general presentan zoneamiento oscilatorio y evidencias de reabsorción con estructura de tamiz (Fig. 42), así como maclado simple y múltiple. Las plagioclasas muestran un alto grado de reabsorción, con estructura celular y posterior recrecimiento en condiciones reequilibradas.

Es posible encontrar tres poblaciones de plagioclasas, que incluyen grandes fenocristales (≥ 2 mm) con fuertes evidencias de desequilibrio, fenocristales (0.3 a 2 mm) y microlitos (< 0.03 mm) en la matriz. Los grandes fenocristales alcanzan hasta los 3.5 mm de largo, pero predominan los de 2 mm. Según la tabla de Michel-Levy las plagioclasas que predominan en las rocas del Jocotitlán son andesinas (An₃₀₋₅₀) pero conforme se incrementa la cantidad de SiO₂ se presentan labradoritas (An₅₀₋₇₀). Algunas muestras de los *hummocks* contienen

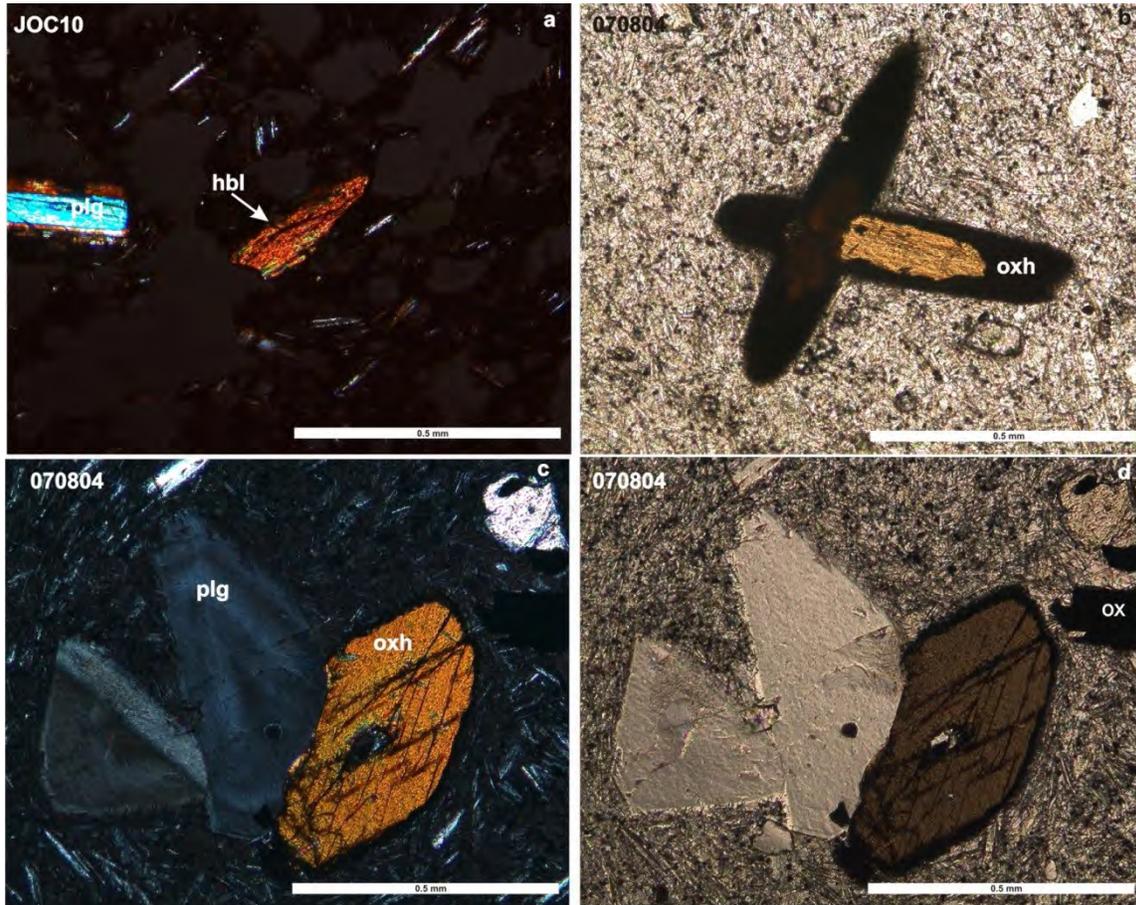
feldespatos alcalinos de ortoclasa con forma euهدral (aunque también se muestran como xenocristal, ya que muestran rasgos de disolución) (Fig. 43).



▲ Fig. 40. Fenocristales de piroxenos con LNC. A) Cristales de hiperstena, asociados con óxidos y plagioclasa en una matriz traquítica. B) Pequeño glomerocristal de augita con plagioclasas y óxidos, además de plg euهدrales en una muestra de la Pómez Amarilla. C) Fenocristal de enstatita euهدral asociado con plagioclasas en una matriz traquitoide. D) Augita redondeada, corroída parcialmente al interior y con una corona de reacción.

Las plagioclasas forman parte de glomeropórfidos muy comunes en las muestras del edificio y lavas asociadas, pero escasos en los *hummocks*. La segunda fase mineral más abundante son los ortopiroxenos en las muestras de lavas del edificio y de las laderas inferiores. Aunque predomina la hiperstena, también se observa enstatita. Presentan formas euهدrales con hábitos tabulares y prismáticos. En algunos casos dominan los microfenocristales sobre los fenocristales. Los ortopiroxenos pueden alcanzar hasta 1.5 mm de largo. Algunos se encuentran muy fracturados y presentan bordes de opacita y otros

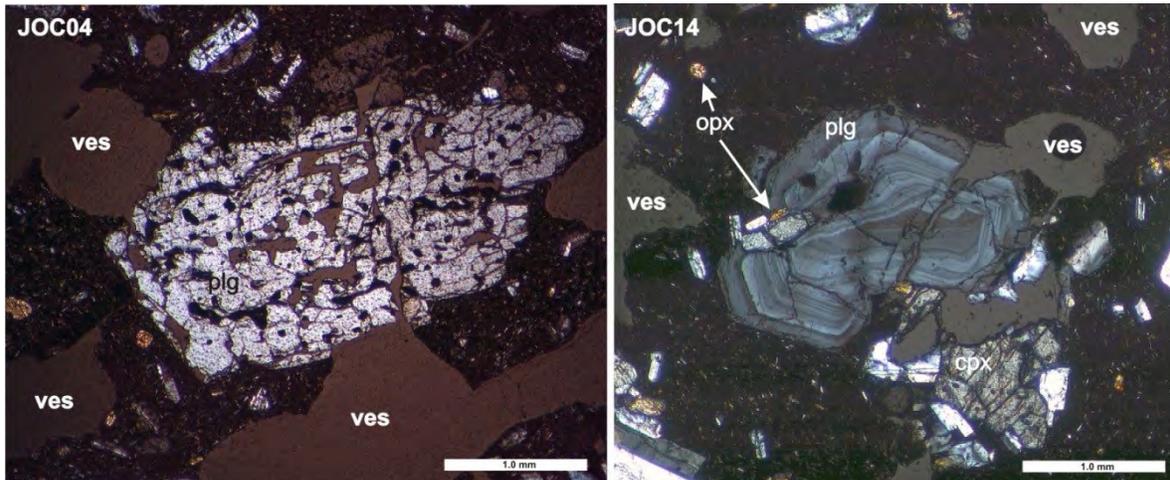
están completamente substituidos por óxidos. En algunos casos los ortopiroxenos presentan la formación de bahías y disolución interna (Fig. 44).



▲ Fig. 41. Fotografías de cristales de hornblenda. A) Microfenocristal de hornblenda (con LNC) dentro de una bomba dacítica, Nótese lo microvesiculado de la muestra. B) Fenocristales de oxyhornblendas (oxh) de color café amarillento, con fuerte pleocroismo café verdoso (con LNP), que presentan un grueso borde de opacita. C) Fenocristales de plagioclasa ligeramente zoneada en contacto con una oxyhornblenda en una matriz traquítica (con LNC). La hornblenda también presenta un borde de opacita. Nótese la cantidad y tamaño de óxidos en la matriz y al interior de la plagioclasa que está en el centro (LNP).

Los clinopiroxenos (augita) también abundan en las muestras de este periodo. Se presentan con formas euhedrales y subhedrales con hábito prismático y tabular. Este mineral alcanza hasta los 3 mm de largo y se encuentra formando el núcleo de algunos glomerocristales de plg y opx. Son escasos los que no presentan una corona de reacción constituida de ortopiroxenos e incluso algunos se encuentran anhedrales, totalmente redondeados (Fig. 45). Dentro de estos productos también se observan hornblendas verde claro y café verdoso

con un pleocroísmo fuerte café verdoso oscuro. Son más abundantes en las lavas que se encuentran formando a los *hummocks* (Tabla VI).



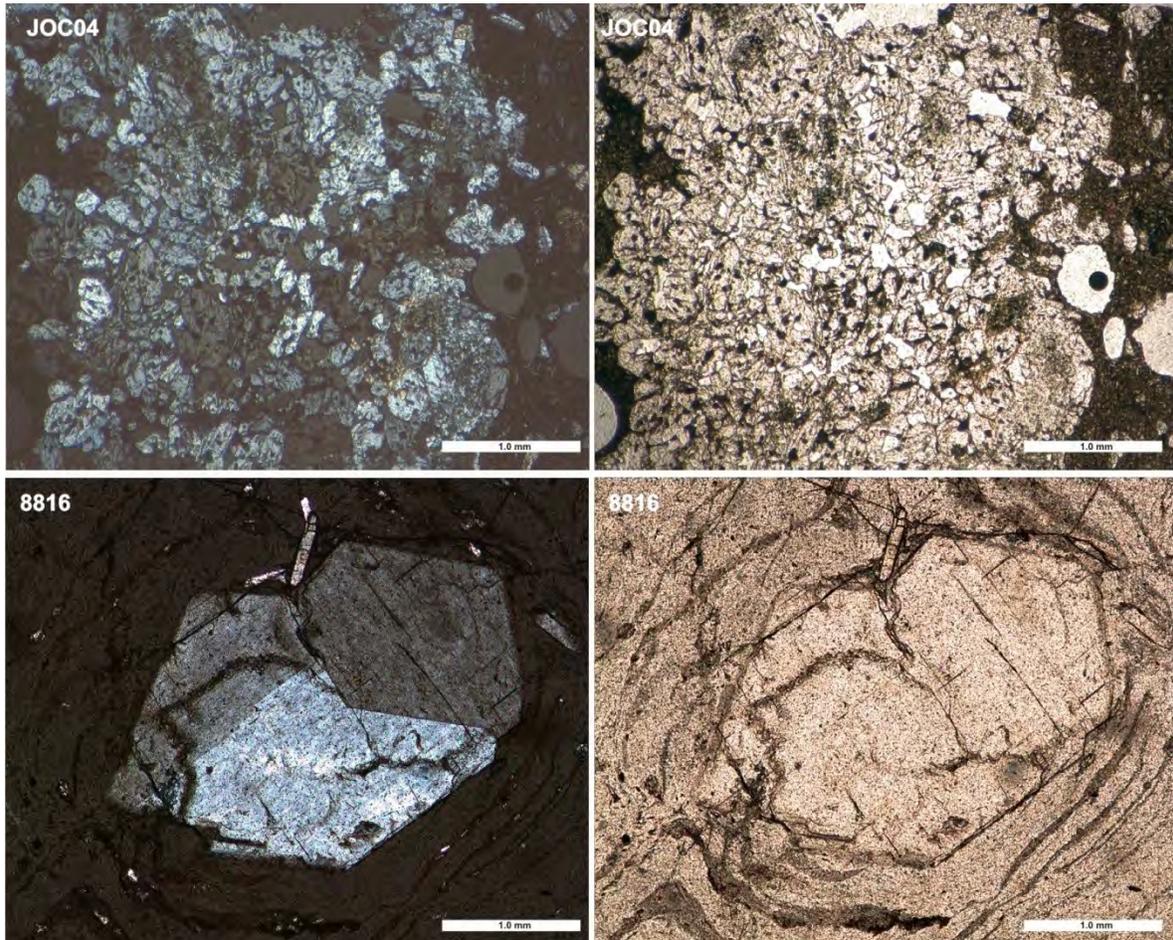
▲ Fig. 42. Fotografías de plagioclasas en muestras de lava del Jocotitlán. En la muestra JOC04 se observa una plagioclasa completamente corroída en su interior debido a condiciones en desequilibrio en el líquido magmático. Nótese las grandes vesículas, sus formas irregulares y redondeadas, además de los microfenocristales de opx. En la muestra JOC14 se observa una plagioclasa con zoneamiento junto con una augita anhedral y microfenocristales de enstatita.

Algunas lavas que constituyen el edificio contienen abundantes hornblendas como microfenocristales. Por lo general, tienen formas euhedrales y están asociadas a óxidos, ya que es común encontrarlos cerca de ellas. Muestran hábito prismático y clivaje bien definido (Fig. 45). Los fenocristales de hornblenda encontrados en los hummocks no rebasan 1 mm de largo. En algunos casos presentan delgados bordes de opacita, pero son escasos, la mayoría se encuentra dentro de la matriz en condiciones de equilibrio al momento del enfriamiento (Fig. 45, muestra 8804). Los óxidos (hematitas y cromitas principalmente) tienen formas redondeadas y rectangulares y se encuentran dentro y cerca de las augitas (Figs. 44 y 45).

Jocotitlán reciente (28 a 0.6 ka)

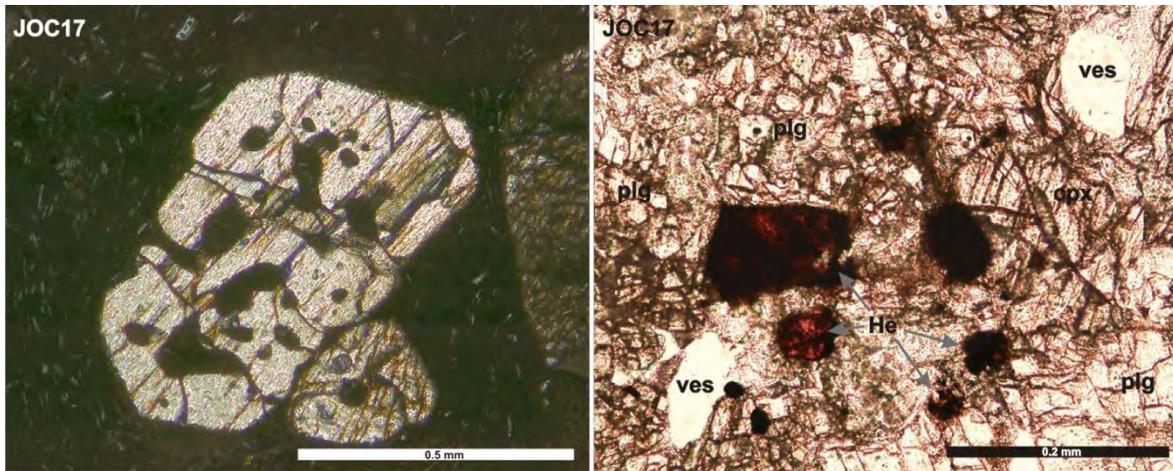
Este periodo inicia en su límite inferior con la secuencia piroclástica PGB e incluye los productos emplazados durante erupciones posteriores (Tabla VIIC). Por lo anterior incluye el material juvenil emplazado durante el colapso del edificio (10 ka) y la erupción ocurrida hace aprox. 600 años (ambas datadas por Siebe et al., 1992). Como la pómez emitida

durante la erupción freatoplínica PGB, fue descrita en el apartado de petrología del Cap. 3, el presente apartado inicia con los productos emitidos posteriormente a la PGB.



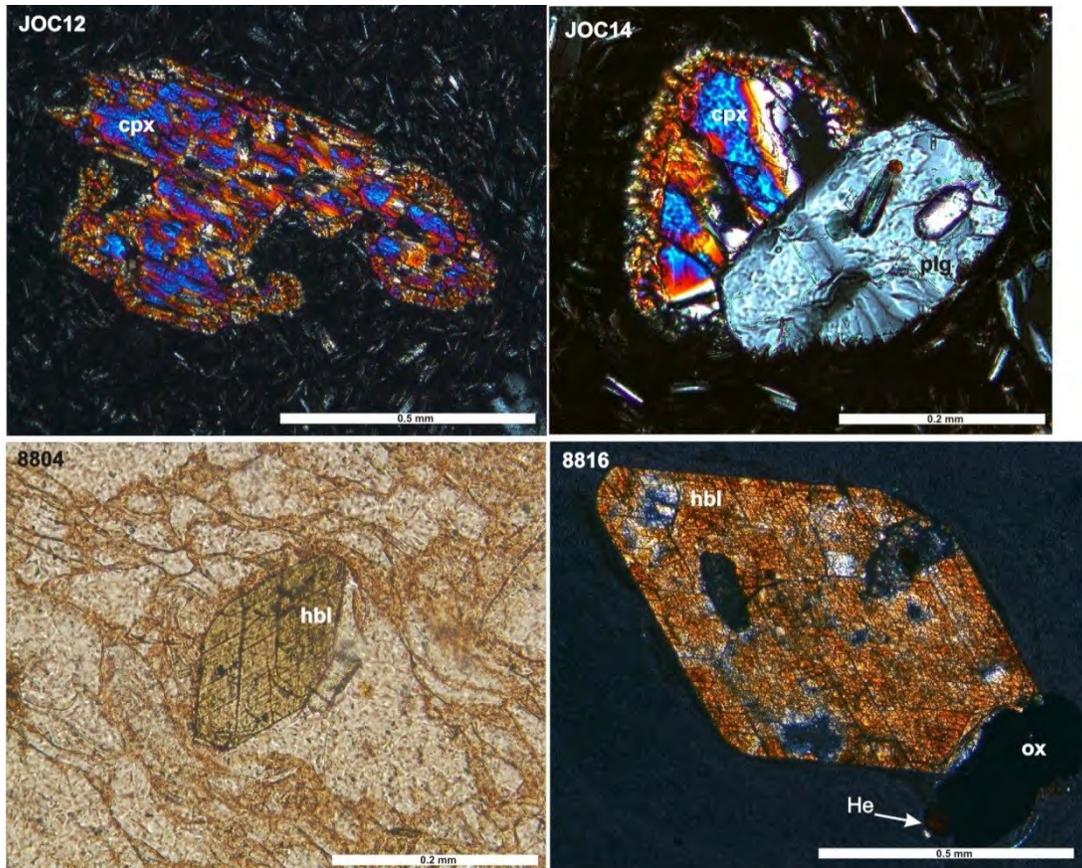
▲ Fig. 43. Fotografías de muestras de lava (JOC04) y hummock (8816) del volcán Jocotitlán. Las fotografías superiores muestran un xenolito microcristalino constituido por plg, qz y opx, repleto de óxidos y parcialmente disuelto (izquierda con LNC; derecha con LNP). Posiblemente se trate de una roca sedimentaria recrystalizada que fue incorporada por el magma en su ascenso a través de la corteza superior. Las fotografías inferiores muestran un fenocristal de ortoclasa euhedral dentro de una matriz vítrea con textura fluidal.

También incluye los productos emplazados al interior del cráter en forma de herradura producido por el colapso de hace aprox. 10 ka. La composición de las rocas durante este último periodo es similar al periodo anterior (rocas emplazadas entre los 28 y 10 ka) y cubre un rango composicional entre 61 y 66 wt. % en SiO₂ (andesitas y dacitas).



▲ Fig. 44. Fotografías de minerales presentes en la muestra de lava JOC17. La fotografía de la izquierda (con LNC) muestra una enstatita en una matriz microlítica con evidencias de reabsorción al interior y disolución externa con la formación de una bahía de corrosión. La fotografía de la derecha muestra la ocurrencia de hematita (He). Estos óxidos se encuentran asociados a cpx principalmente (ves= vesículas).

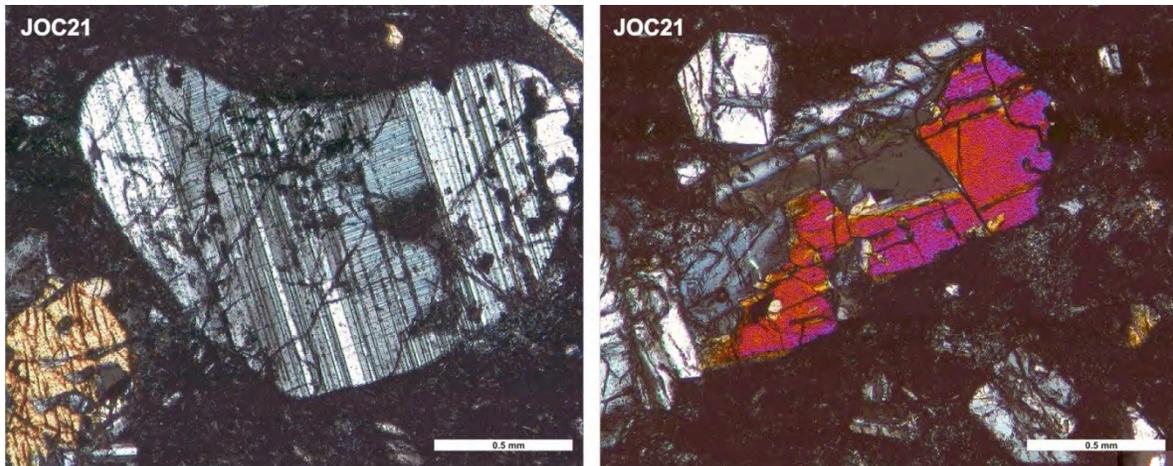
Las rocas emplazadas posteriormente incluyen sólo dacitas con una variación composicional muy restringida (64 y 65 wt. % en SiO₂), con la excepción de la obsidiana de composición riolítica (75 wt. %) (colectada en un flujo piroclástico que forma el abanico al S de la secuencia “Pómez Café”). Las rocas tienen varias texturas, domina la porfírica, pero también se observan la vitrofírica y cumuloídica. La muestra JOC60 tiene una textura afanítica con microlitos de apatito y posiblemente plagioclasa del tamaño de micras. Los ensambles en estas rocas contienen plg + opx + cpx ± hbl + ox, con xenocristales de Or y Qz. Una muestra (JOC21) contiene microclina (Fig. 46) parcialmente disuelta y olivinos asociados a glomerocristales. Los minerales accesorios son principalmente zircones y apatitos al interior de plagioclasas, así como óxidos (posiblemente cromitas al interior de augitas) (Fig. 46). Las plagioclasas muestran zoneamiento (Fig. 42), macla simple y múltiple y evidencias de desequilibrio con estructura de tamiz, algunas con recrecimiento posterior. Se encuentran en formas euhedrales y subhedrales con hábitos tabulares y rectangulares, alcanzan hasta 3 mm de largo, pero la mayoría no rebasa 1 mm. De acuerdo con la tabla de Michel-Levy la composición promedio es de 30-50% An (andesinas) pero también se observan algunas entre los 50-70% An (labradoritas).



▲ **Fig. 45.** Fotografías de fases minerales encontradas en las lavas del edificio principal y el DAE. La muestra JOC12 presenta un fenocristal de augita disuelto parcialmente al interior y con una corona de reacción de opx. La muestra JOC14 contiene un microfenocristal de augita con un borde de reacción junto con una plg con inclusiones fluidas. La muestra 8804 contiene un microfenocristal de hornblenda con forma euhedral, con un claro clivaje y color verde claro. Nótese la textura vítrea con bandeado de alteración. En la muestra 8816 se observa un fenocristal de hornblenda euhedral asociado con óxidos (hematita).

Es común que las plagioclasas formen parte de los abundantes glomeropórfidos inmersos en las muestras analizadas o que ocurran como reemplazo a lo largo de los bordes en fenocristales de augita e hiperstena (Fig. 47). Contrario a los periodos anteriores, no todos los grandes fenocristales de plagioclasa muestran evidencias de reabsorción.

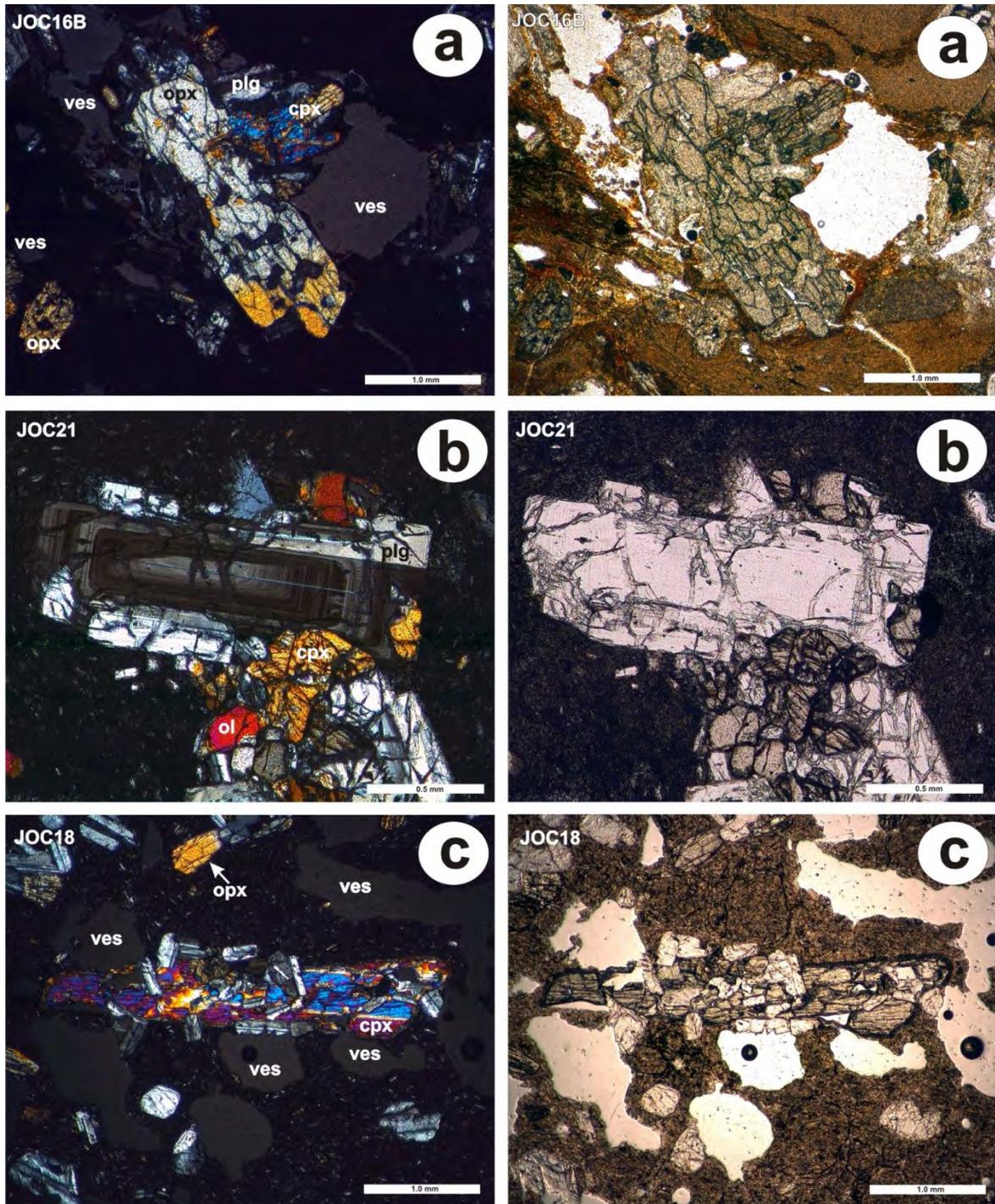
Le siguen en abundancia los ortopiroxenos de hiperstena y en menor medida de enstatita. Éstos también se reconocen como microfenocristales inmersos en la matriz (Fig. 47A). El desarrollo de evidencias de reabsorción en los ortopiroxenos es menor, comparado con las plagioclasas grandes, mientras que está ausente en los microfenocristales. Al interior también se encuentran inclusiones fluidas. Es común encontrar que las hiperstenas se encuentren al centro de los glomerocristales.



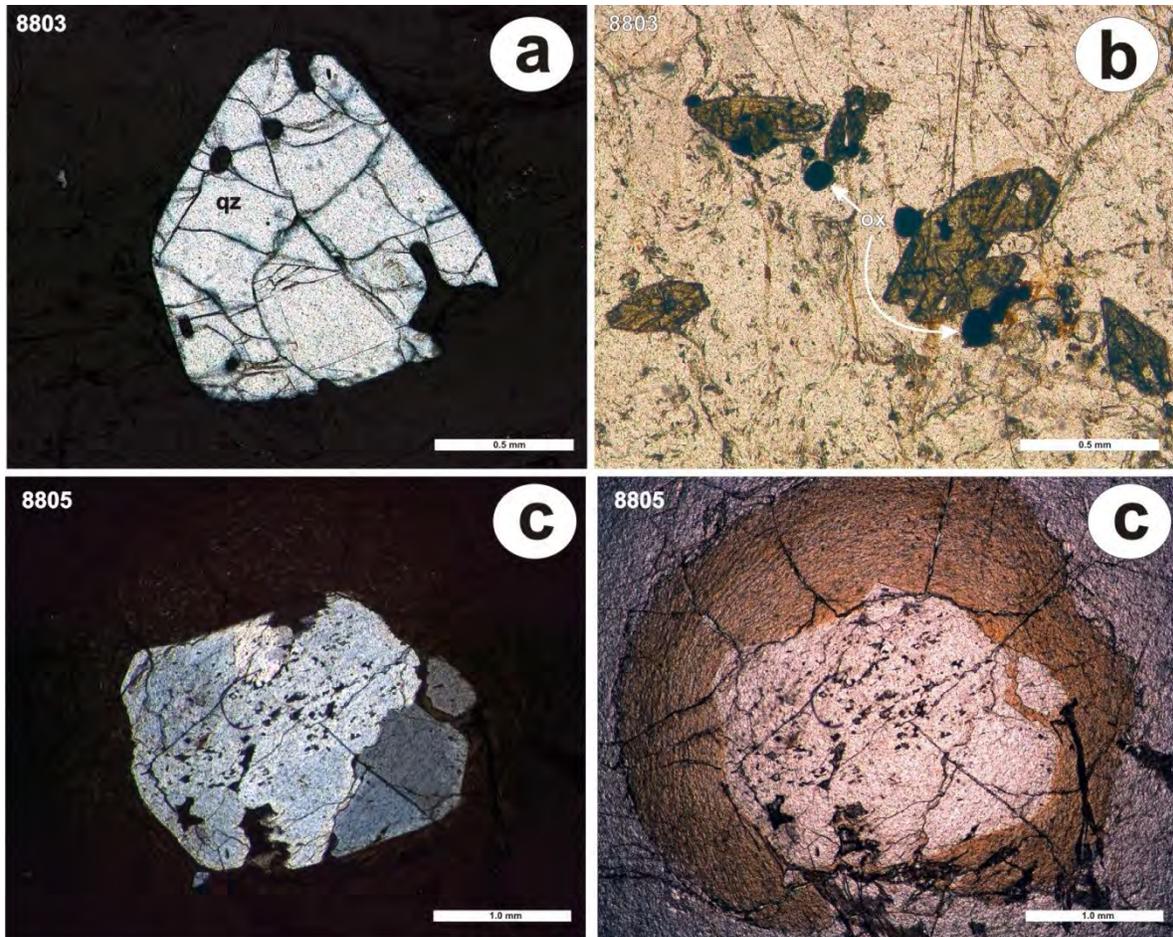
▲ **Fig. 46.** Fotografías de minerales en la muestra JOC21 (ambas con LNC). En la foto de la izquierda se observa un fenocristal anhedral de plagioclasa con la típica macla en dos direcciones al interior (microclina), con una estructura de tamiz. En la foto de la derecha se observan fenocristales de plagioclasa y olivino, en una muestra de composición dacítica.

Los minerales que siguen en abundancia son los clinopiroxenos (principalmente augita y en algunos casos diopsida). Las enstatitas se encuentran con formas euhedrales y anhedrales, con hábitos tabulares y prismáticos. La mayoría presenta una corona de reacción de ortopiroxeno, así como evidencias de reabsorción. Alcanzan hasta 3.5 mm de largo, pero dominan los de 1.7 mm. En las muestras de este periodo también se observan hornblendas como fenocristales, con formas euhedrales y hábitos prismáticos. Son de color verde oscuro, con fuerte pleocroísmo verde amarillento. Alcanzan hasta los 2 mm de largo aunque la mayoría tiene entre 0.3 y 1 mm (**Fig. 48**). Están asociadas junto con los piroxenos con múltiples óxidos de formas irregulares, cúbicos e incluso hexagonales (**Fig. 48**).

Los minerales que se encuentran como xenocristales son la microclina, cuarzo y ortoclasa. Se reconocen como xenocristales, debido a las estructuras de desequilibrio, disolución y por que no representan minerales típicos de acuerdo con las composiciones totales. En algunos casos incluso se observa una corona de disolución constituida por microlitos de plagioclasa (**Fig. 48**). Estos minerales denotan evidentes rasgos de disolución al interior y desarrollo de bahías en sus bordes. De acuerdo con lo anterior puede observarse a grandes rasgos una disminución de óxidos en las muestras del primer periodo hasta la actualidad. Las diferentes poblaciones de plagioclasas, ortopiroxenos y sus rasgos de desequilibrio en el líquido, señalan episodios en donde se ha incrementado la temperatura en la cámara magmática previamente a las distintas erupciones.



▲ Fig. 47. Fotografías de las diferentes fases minerales encontradas en las rocas del Jocotitlán reciente (LNC foto de lado derecho, LNP lado izquierdo). A) Glomerocrystal de enstatita (opx) y augita (cpx) rodeado por plagioclasas en una matriz vítrea alterada. B) Fenocrystal de plagioclasa con zoneamiento oscilatorio, que forma parte de un gran glomerocrystal con clinopiroxenos y un pequeño olivino. C) Gran fenocrystal de augita (cpx) con un borde de reacción de opx y con reemplazo a lo largo de los bordes de fenocristales de plagioclasas con formas euhedrales, en una matriz traquítica vesiculada.



▲ **Fig. 48.** Fotografías de minerales en los productos emitidos recientemente por el volcán Jocotitlán. A) Xenocristal de cuarzo que presenta reabsorción y desarrollo de bahías de disolución, en una matriz afanítica con textura fluidal. B) Fenocristales de hornblendas con formas euhedrales de color verde oscuro y hábitos prismáticos en una matriz vítrea casi translúcida, asociados con varios óxidos. C) Fenocristal de ortoclasa con evidencias de reabsorción al interior y disuelto parcialmente por el líquido que lo rodea (foto de la izquierda con LNC). En la foto de la derecha se observa una aureola de disolución producto de las condiciones en desequilibrio en las que se encontraba este fenocristal.

El posterior crecimiento en algunas plagioclasas indica posteriores etapas de homogeneización de los líquidos magmáticos. La presencia de olivinos como fenocristales en algunas muestras apunta hacia el rápido ascenso de lotes más básicos de magma que son inyectados en una cámara magmática somera. Por último, los xenocristales de Qz encontrados en la matriz de algunas rocas indican asimilación de las rocas contiguas a la cámara magmática.

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE PLAGIOCLASAS Y PIROXENOS

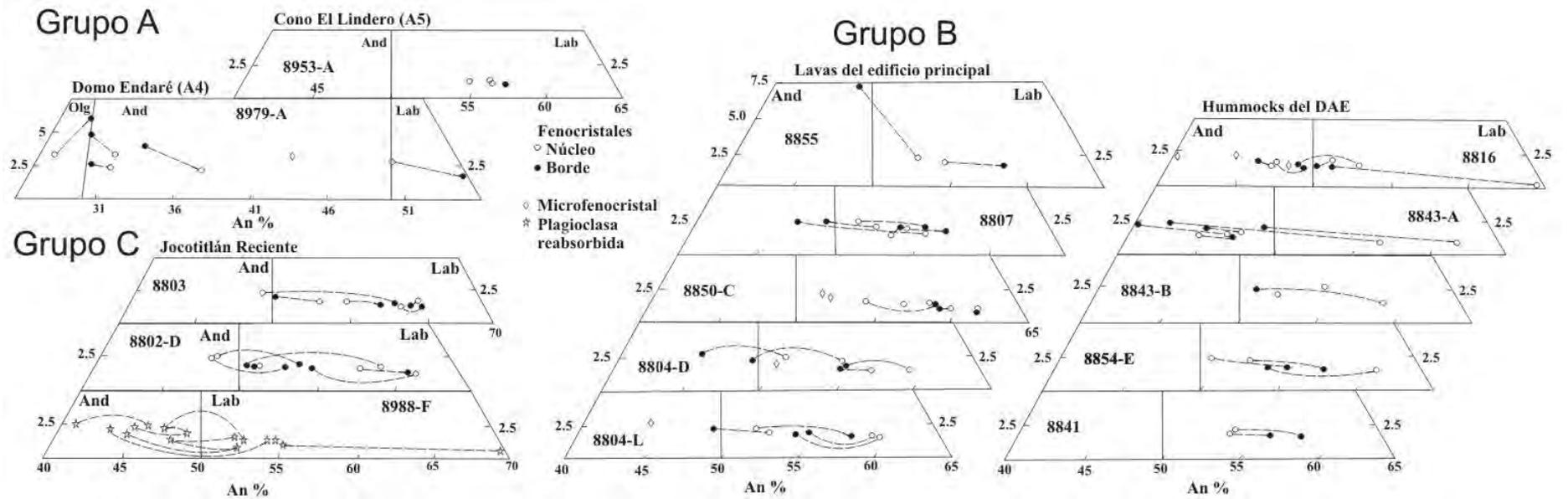
Las fases minerales en las rocas del volcán Jocotitlán marcan periodos de equilibrio-crecimiento y disequilibrio-reabsorción. Este fenómeno se refleja en la variación composicional de los minerales, por lo que su análisis químico puede ayudar a dilucidar los procesos magmáticos que ocurrieron durante su formación. Entre los datos proporcionados por el Dr. Claus Siebe, se encuentra una serie de mediciones químicas realizadas en plagioclasas y piroxenos contenidos en las rocas del volcán Jocotitlán y en menor medida del domo Endaré y cono El Lindero, esto con el objetivo de conocer la variación composicional de estas fases minerales. Los análisis fueron obtenidos en 1990 por los Drs. C. Siebe y J.C. Komorowski con ayuda de J. Clark mediante la microsonda electrónica JEOL JXA-86000 equipada con cuatro espectrómetros de dispersión de onda larga, perteneciente a la Arizona State University, EE.UU. Las condiciones de medición incluyeron una tensión de aceleración de 15 KeV y una corriente del haz de electrones de 10 nA. Los análisis se realizaron en el centro y borde de algunas plagioclasas y piroxenos, así como en algunos microfenocristales de plagioclasa y en fenocristales con estructura de tamiz. Para las muestras de las estructuras volcánicas circundantes al Jocotitlán se obtuvo una variación composicional en plagioclasa de An_{58-25} , mientras que para las rocas del Jocotitlán de An_{70-45} . De esta manera las plagioclasas analizadas caen dentro de los campos de la labradorita y de la andesina. Los piroxenos son en su mayoría ortopiroxenos con moderados valores de Mg (En_{84-60}) y clinopiroxenos ricos en Ca (Wo_{45-40}). Los piroxenos analizados incluyen la enstatita Mg_2SiO_6 como mineral principal, seguido por augita $(Ca,Na)(Mg,Fe,Al,Ti)(SiO_3)_2$, algunas pigeonitas $(Mg,Fe,Ca)(Mg,Fe)Si_2O_6$ y un par de diopsidas $CaMgSi_2O_6$.

Plagioclasas

Los fenocristales del cono de escoria El Lindero (Fig. 49, grupo A) muestran un ligero incremento en Ca en su borde. El centro de estas labradoritas muestra una variación de An_{54-57} muy limitada por lo que su composición es homogénea. Por el contrario, las mediciones realizadas en la roca del domo Endaré (Fig. 49 grupo A), muestran una dispersión en cuanto a las composiciones de plagioclasas con labradorita, andesina y

oligoclasa. La variación composicional en los fenocristales muestra dos comportamientos, el principal con un aumento en la cantidad de Na, es decir un crecimiento normal de la plagioclasa con un núcleo 2 o 3 % más rico en Ca, comparado con su borde. En cambio, la labradorita y la oligoclasa tienen un comportamiento inverso, donde el núcleo presenta mayores contenidos de Na y sus bordes mayores contenidos de Ca. Esto puede ser indicador de un rejuvenecimiento del magma a partir de un lote más básico que fue inyectado a una cámara magmática silícica (McSween et al., 1979).

Los resultados para los fenocristales de plagioclasa en las lavas que constituyen el edificio principal del Jocotitlán (Fig. 49, grupo B), muestran variaciones similares a las encontradas en el domo Endaré. Principalmente hay una variación que inicia con labradoritas con An_{60-52} y termina su crecimiento con una composición de andesina con An_{48-45} . En menor cantidad, algunos fenocristales muestran un comportamiento inverso, en donde se incrementan los niveles de Ca en los bordes del cristal, en relación con la composición química al momento de su nucleación. La máxima variación se da con un incremento del 8 % en Ca en la muestra 8804-L, pero su promedio es de 4 %. Esto puede indicar que en el periodo de crecimiento del edificio la cantidad de intrusión de lotes básicos era escasa y la cámara magmática evolucionaba principalmente a partir de cristalización fraccionada y posiblemente sólo en menor medida por asimilación de la roca encajonante (Annen et al., 2006). Esto explica la composición de los microfenocristales observados ya que la andesita rica en sílice (muestra 8804-L) presenta un microfenocristal rico en Na y la dacita (8804-D) contiene un microfenocristal rico en Ca. Como los microfenocristales deben su composición a la matriz que los rodea durante las etapas finales de enfriamiento (Blundy y Cashman, 2005), el incremento en Na en la matriz puede deberse a la cristalización fraccionada ó a la asimilación parcial de la roca encajonante rica en Na al momento de la extrusión. Pareciera que los *hummocks* mostraran la continuación de la historia de cristalización y evolución de magmas del Jocotitlán. Continúa el dominio de cristalización de $An \rightarrow Ab$, pero las variaciones y el incremento de Na son mayores (hasta 14 %) en la muestra 8843-A. Las plagioclasas inician con una composición de labradorita y terminan en andesina. Los microfenocristales continúan con un incremento en Na, en las muestras andesíticas ricas en sílice (muestra 8816).



▲ Fig. 49. Diagramas que muestran la variación composicional en An% en las rocas del volcán Jocotitlán, dispuestas de acuerdo a los grupos establecidos estratigráficamente. Abreviaciones: Lab= Labradorita; And= Andesina; Olg= Oligoclasa.

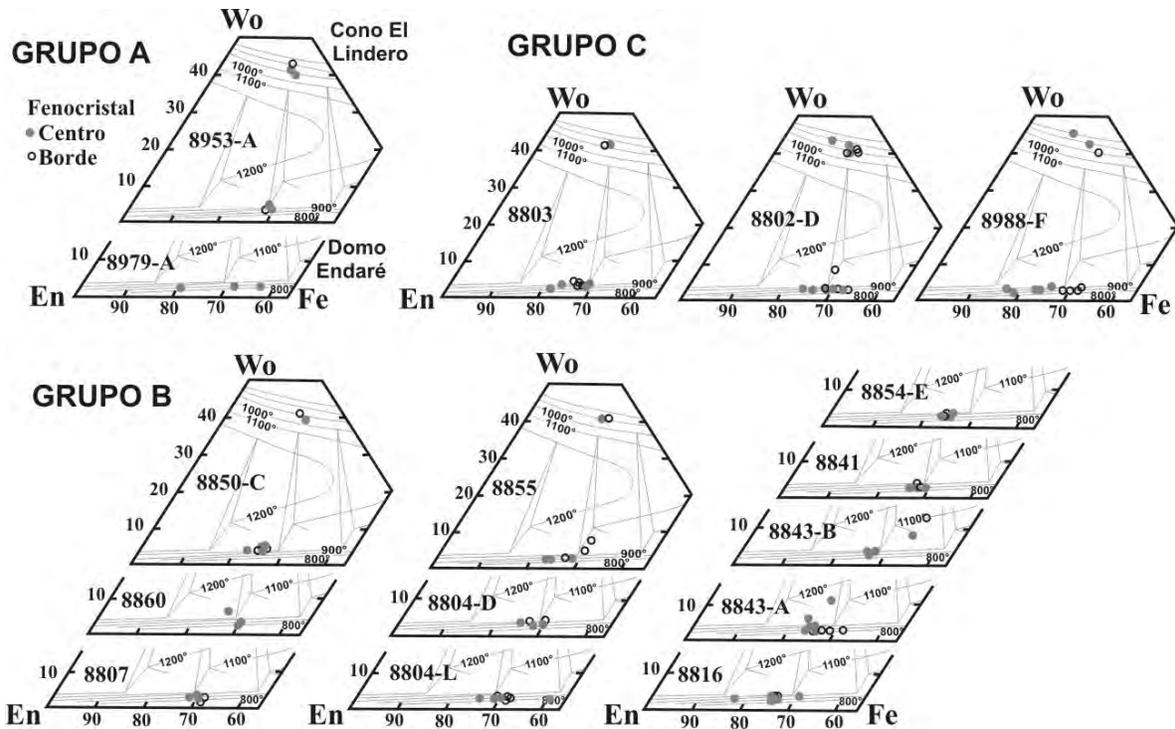
El comportamiento inverso, con un incremento en la cantidad de Ca dentro de las labradoritas se observa casi exclusivamente en las dacitas (8854-E y 8841), con variaciones de hasta 6 wt. %. De esta manera la composición de las plagioclasas en las lavas que constituyen los *hummocks* del DAE señalan que los lotes de magma que ascienden y entran a la cámara principal son sólo un poco más máficos y ricos en Ca, por lo que probablemente llegan lotes de magma andesítico (Hibbard, 1981). Por último, los fenocristales analizados en las rocas extruidas en tiempo reciente (28 a 0.6 ka) (Fig. 49, grupo C), presentan comúnmente un comportamiento inverso, en donde el núcleo de las plagioclasas (del tipo andesina) tiene altos valores de Na y su borde muestra un incremento en Ca de hasta 9 %. La amplitud de la variación composicional se asocia al desarrollo de estructuras de disolución en los cristales y refleja las perturbaciones a gran escala en el sistema de cristalización producto de la mezcla de magmas, cambios en la presión o contenido de volátiles durante la erupción (Pearce y Kolisnik, 1990). En la muestra 8988-F se analizaron plagioclasas con estructura de tamiz, cuya composición es variada pasando de andesinas a labradoritas, e incluso acercándose a composiciones de bytownita, por lo que la variación en el incremento de Ca es hasta de 15 wt. %. La complejidad en el zoneamiento de estas plagioclasas pone en evidencia fluctuaciones sistemáticas en las condiciones físicas y químicas del sistema magmático durante el crecimiento del cristal (Tepley et al., 2000). La muestra a la que se hace referencia es una de las lavas más recientes, datada en 680 años A.P. Las estructuras de disequilibrio y la variación composicional, así como la ocurrencia de olivinos en las muestras producidas por esta erupción (véase el apartado de Petrografía), señalan una perturbación de la cámara magmática a causa de la inyección de lotes de magma más básicos, que la recalentaron modificando las condiciones de equilibrio en las que cristalizaban los minerales. Inclusive, es probable que este disequilibrio fuera el responsable en desencadenar la erupción.

Piroxenos

Los resultados de los análisis químicos por microsonda electrónica realizados a piroxenos fueron graficados en el sistema ternario Wo-En-Fe (Fig. 50). Debido a que el contenido de Ca en clinopiroxenos (augita) decrece conforme se incrementa la temperatura, al mismo tiempo que la fase pobre en Ca (ortopiroxenos y pigeonita) se incrementa, es posible

considerar a los piroxenos como geotermómetros útiles para conocer la temperatura de la cámara magmática (Lindsley, 1983). Con base en lo anterior se han determinado experimentalmente las condiciones termodinámicas relacionadas con las diferentes composiciones de los piroxenos y las proporciones de Ca-Mg-Fe (Lindsley y Andersen, 1983; Fuhrman y Lindsley, 1988). La temperatura mínima de los piroxenos puede determinarse a partir de la relación $Fe/(Fe+Mg)$ en pigeonita, siempre y cuando exista la asociación $aug + opx \rightarrow pgt$ (Lindsley, 1983). En la relación $Fe/(Fe+Mg)$ de las pigeonitas de las muestras 8843-B, 8855 y 8802-D (Fig. 50) se observa un estrecho rango entre 0.49 y 0.56, que corresponde a temperaturas mínimas de aprox. 960 y 930 °C, respectivamente, a bajas presiones (Lindsley y Andersen, 1983). La temperatura magmática de cristalización en piroxenos también puede evaluarse de manera gráfica, al introducir los valores de geotermometría calculados por Lindsley (1983) al diagrama de Fe-Mg-Ca (Fig. 50).

Las muestras del cono de escoria El Lindero contienen enstatitas pobres en Mg que pudieron cristalizar a temperaturas entre 900 y 1100 °C, mientras que los clinopiroxenos (augitas) ricos en Ca con un incremento en ese elemento hacia el borde del cristal, indican que las temperaturas para este mineral fueron menores (entre 700 y 900 °C). En cambio, los ortopiroxenos del domo Enderé muestran un incremento en la cantidad de Mg (cerca del 20 wt. %) y temperaturas de formación entre los 700 y 800 °C. Los fenocristales analizados en las lavas que constituyen el edificio del Jocotitlán muestran composiciones relativamente homogéneas (En_{80-70}), con la excepción de la muestra 8804-L que tiene variaciones composicionales de En_{86-59} . La mayoría de las temperaturas de estos ortopiroxenos ronda entre los 700 y 900 °C, aunque se observan algunas pigeonitas que alcanzan los 1100 °C. También se observa un incremento en la cantidad de Ca conforme nos alejamos del núcleo en algunos ortopiroxenos (muestra 8855). Las augitas encontradas en estos productos contienen 40-42 wt. % de Ca, lo que indica temperaturas de 800 a 1000 °C y confirma la variación composicional de los ortopiroxenos con un ligero incremento de Ca en las últimas etapas de cristalización y sólo observado en los productos de este periodo. Los piroxenos de las lavas que constituyen al DAE, también son bastante homogéneos (enstatitas), aunque se observa una variación en el contenido de Mg (incremento en la muestra 8816) y Ca, dando lugar a pigeonitas con un borde rico en Ca (muestra 8843-B).



▲ Fig. 50. Diagramas que muestran la variación composicional de piroxenos en rocas del volcán Jocotitlán, dispuestas de acuerdo a los grupos establecidos estratigráficamente. Se sobrepusieron los valores de geotermometría (isotermas) para piroxenos determinados por Lindsley (1983) (con presión de 1 atm).

Las temperaturas rondan entre los 800 y 1000 °C y son ligeramente más calientes en comparación con las lavas del edificio. Existen algunas pigeonitas que rondan los 1100 °C y aún más (8843-B y A, respectivamente). Las rocas extruidas en tiempo reciente presentan un mayor rango de acuerdo con la cantidad de Mg ya que contienen En_{83-65} . En estas rocas la tendencia de los ortopiroxenos a contener bordes ricos en Fe es mayor (muestras 8802-D y 8988-F). Las temperaturas de equilibrio de esta fase mineral ronda entre los 900 y 1100 °C. Los clinopiroxenos muestran un comportamiento diferente ya que se observa una disminución en Ca en los bordes de las augitas, mientras que sus núcleos contienen altos valores de este elemento, llegando incluso a tener valores cercanos a la wollastonita (muestra 8988-F). Las temperaturas de equilibrio para esta fase mineral ronda los 700 a 1000 °C. De esta forma todos los piroxenos analizados en las muestras extruidas en tiempo reciente muestran un incremento en el contenido de Fe y disminución de Ca, además que sus bordes muestran un decremento de temperatura. Estas características indican que no

hubo inyección de magma de mayor temperatura durante su crecimiento, lo que enriqueció los bordes de los piroxenos en Fe.

GEOQUÍMICA

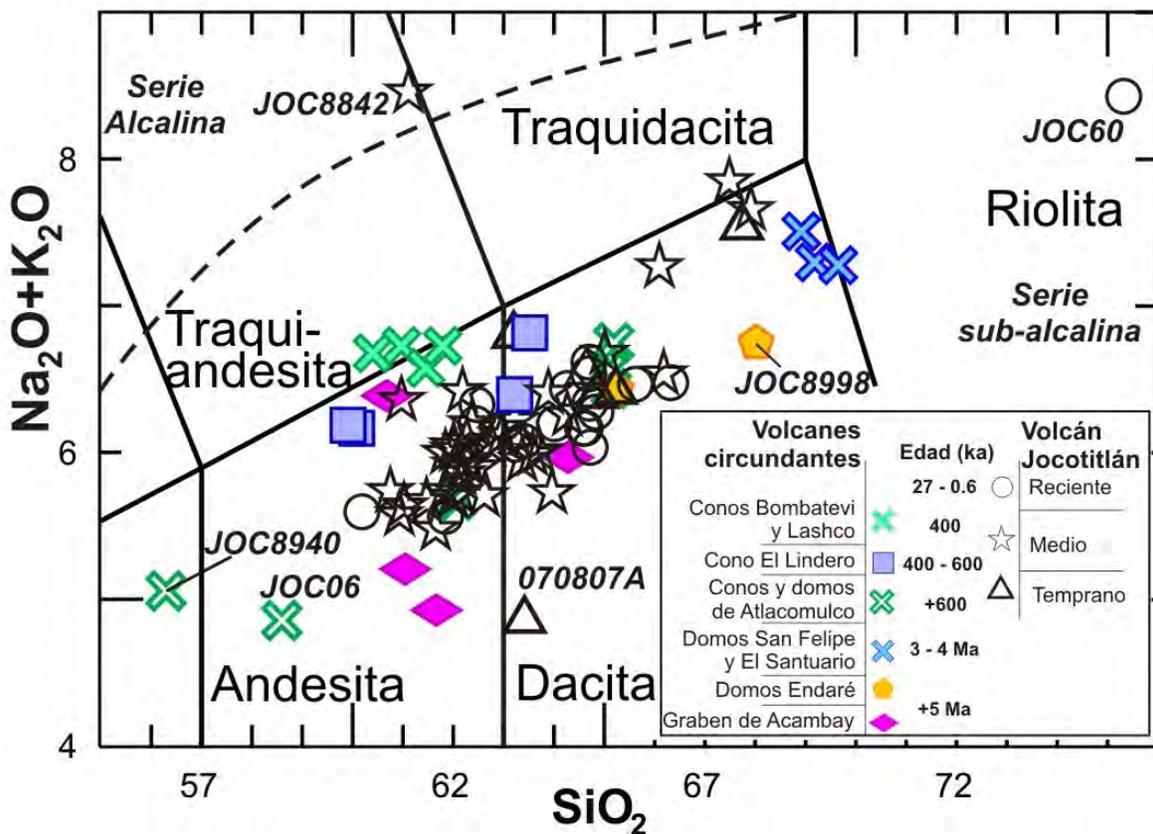
INTRODUCCIÓN

Se analizó la composición química de 84 muestras (61 del volcán Jocotitlán y 23 de las estructuras volcánicas circundantes). Las muestras fueron analizadas por *Activation Laboratories LTD*, en Ancaster, Canadá, donde con los métodos de espectrometría de emisión de plasma por acoplamiento inductivo y fusión (F-ICPES por sus siglas en inglés *Fusion-Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*), activación de neutrones (INAA, *Instrumental Neutron Activation Analysis*) y espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF, *X-Ray Fluorescence*), se determinaron los elementos mayores y traza. Del total de muestras, 35 análisis fueron obtenidos anteriormente por el Dr. C. Siebe. Las muestras colectadas corresponden a flujos de lava principalmente, pero también se obtuvieron muestras de bombas y pómez. Las muestras de las estructuras adyacentes se recolectaron con la intención de conocer mejor el marco geológico y tectónico regional (**Tabla VIIA**). Las muestras colectadas en el volcán Jocotitlán corresponden a diferentes periodos de formación del edificio y de sus productos emplazados a su alrededor. De acuerdo con el mapa geológico, la interpretación estratigráfica y las diferentes edades obtenidas, se propone una división temporal de los periodos constructivos del volcán Jocotitlán en: a) Temprano (>0.6 Ma), b) Medio (0.6–0.03 Ma) y c) Reciente (<0.03 Ma) (**Tabla VIIB y C**). En la **Tabla VII** se muestran los resultados de los análisis de elementos mayores y traza de roca total, obtenidos en muestras provenientes de los volcanes adyacentes y del volcán Jocotitlán.

CLASIFICACIÓN QUÍMICA

La clasificación química se basó en los parámetros propuestos por **Le Bas et al. (1986)**, que considera los álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) y el SiO_2 (**Fig. 51**). Los valores fueron recalculados al 100% en base anhidra.

De acuerdo con el diagrama TAS, la composición de la mayoría de las rocas analizadas varía desde andesita (59.9 % SiO₂) hasta dacita rica en sílice (69.6% SiO₂). En las muestras que pertenecen exclusivamente al volcán Jocotitlán el rango del contenido en sílice es más reducido y varía entre 60.2% y 67.9% en SiO₂. La muestra JOC60 se distingue de los valores típicos de las rocas del volcán Jocotitlán por su alto contenido en sílice (75.3 %). Se trata de un bloque de obsidiana que no contiene fenocristales y fue encontrado en un depósito de flujo piroclástico emplazado en la ladera sur del volcán. En cambio, la muestra JOC8842, que también es distinta, se clasifica como una traquiandesita rica en sílice. Esta roca se encuentra formando un “hummock”, por lo que puede ser una lava basal del edificio antiguo que no aflora en la estructura actual.



▲ Fig. 51. Clasificación química de las rocas del volcán Jocotitlán y sus alrededores de acuerdo con los parámetros de sílice-álcalis (Le Bas et al., 1986) y subdivisión de las series alcalina y sub-alcalina (de acuerdo con los parámetros de Irvine y Baragar, 1971). En el diagrama se distinguen con distintos colores las rocas pertenecientes a los volcanes de los alrededores (por estructura y con respecto a su edad), de acuerdo con los datos estratigráficos y radiométricos.

▼ Tabla VII A. Análisis químicos de roca total de elementos mayores y traza para las muestras de los volcanes de alrededor del Jocotitlán.

Grupo		A.- Estructuras volcánicas circundantes al Jocotitlán													
Volcanes		1.- Conos y domos Atlacomulco										2.- Graben de Acambay			
Muestra		JOC8940	JOC06	JOC78	JOC79	JOC09	JOC80	JOC81	JOC07	JOC28	JOC029	JOC55	JOC8852	JOC8862	JOC84
Localidad		Altacomulco	Atlacomulco	Lashco	Lashco	Atlacomulco	Lashco	Bombatevi	Atlacomulco	El Nogal	El Magueyal	Las Peñas	San Bartolo	Acutzilapan	Yondeje
Tipo de roca		Bomba	Dique	Lava (0.4 Ma*)	Lava (0.4 Ma*)	Bomba	Bomba (0.4 Ma)*	Bomba	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Min.		Plg>Ol	Plg>Ol	Plg>Cpx	Plg>Cpx	Plg>Ol	Plg>Ol>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Cpx	Plg>Ol	Plg>Cpx	Pl>Opx	Plg>Cpx	Plg>Cpx>Bt
Latitud		19°47'52.3"	19°47'46.2"	19°49'54.4"	19°50'00.4"	19°48'48.1"	19°49'52.8"	19°49'43.4"	19°48'28.3"	19°48'22.2"	19°48'44.6"	19°45'56.2"	19°48'57.3"	19°49'29.0"	19°50'38.3"
Longitud		99°51'54.0"	99°51'57.5"	99°52'33.2"	99°54'53.4"	99°50'24.9"	99°53'01.0"	99°52'46.3"	99°51'34.0"	99°49'00.1"	99°48'30.7"	99°39'30.8"	99°42'44.1"	99°46'16.9"	99°44'40.5"
Altitud		2565	2561	2680	2555	2637	2771	2683	2731	2556	2624	2636	2882	2787	2889
wt% Lím. de detección															
SiO ₂	0.01	55.81	58.01	60.49	60.82	60.99	61.24	61.86	63.05	64.4	64.69	60.49	60.81	61.25	62.5
TiO ₂	0.001	1.24	1.193	1.186	1.151	0.935	1.115	1.105	0.613	0.711	0.713	1.392	0.94	0.86	0.767
Al ₂ O ₃	0.01	16.61	16.31	16.79	16.53	16.79	16.38	16.32	16.13	16.31	16.36	16.98	17.44	16.5	16.51
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	7.2	5.23	6.2	6.02	5.4	5.99	5.79	4.1	4.47	4.5	6.19	5.64	6.36	4.9
MnO	0.001	0.13	0.113	0.098	0.096	0.083	0.093	0.094	0.064	0.067	0.073	0.097	0.09	0.1	0.077
MgO	0.01	5.23	5.51	2.98	2.84	2.59	2.84	2.84	1.82	1.97	2.04	2.37	2.9	3.66	1.82
CaO	0.01	7.62	7.63	5.39	5.28	5.68	5.14	5.08	4.23	4.3	4.36	5.41	5.72	6.2	4.62
Na ₂ O	0.01	3.81	3.68	4.05	4.03	3.78	4.16	4.15	3.63	3.61	3.86	4.11	3.5	3.54	3.81
K ₂ O	0.01	1.21	1.13	2.64	2.68	1.8	2.39	2.58	2.9	2.89	2.53	2.26	1.36	1.69	1.99
P ₂ O ₅	0.01	0.27	0.18	0.33	0.32	0.22	0.31	0.31	0.17	0.22	0.22	0.34	0.2	0.16	0.24
LOI	0.01	0.38	0.44	0.65	0.64	1.37	0.56	0.58	1.44	1.5	0.79	0.81	2.38	0.93	1.7
Total	0.01	99.51	99.43	100.8	100.4	99.64	100.2	100.7	98.15	100.4	100.1	100.5	100.98	101.25	98.93
<i>ppm</i>															
S (%)	0.001	nd	0.01	0.008	0.007	0.006	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	0.013	nd	nd	0.006
Sc	0.01	20.96	21.7	14.5	13.9	14.1	13.9	13.1	9.72	10.7	10.8	14.9	nd	nd	12.4
Be	1	nd	2	2	2	1	2	2	1	2	2	2	nd	nd	2
V	5	nd	131	106	100	76	98	92	61	70	73	118	nd	nd	117
Cr	0.5	144.5	182	55.3	43.9	50.9	58.8	46.8	37.3	53.4	42.8	20.3	nd	nd	26
Co	0.1	34.31	25.4	17	16	12.6	15.6	15.5	9	9.2	9.9	14.2	nd	nd	9.5
Ni	1	nd	15	24	22	11	23	26	17	51	10	6	nd	nd	7
Cu	1	nd	22	39	19	18	16	17	9	14	15	14	nd	nd	12
Zn	1	88.86	74	74	70	82	66	65	67	68	71	73	nd	nd	68
Ga	1	nd	nd	21	21	nd	21	20	21	21	18	21	nd	nd	21
Br	0.5	nd	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1	< 0.5	nd	nd	< 0.5
Rb	10	22.45	20	61	65	40	63	67	60	55	47	56	45	36	37
Sr	2	650	646	442	428	495	421	411	425	443	444	448	385	474	769
Y	1	nd	35	24	26	21	24	25	22	16	16	24	nd	nd	38
Zr	2	171	155	241	234	168	236	238	199	214	182	215	137	129	153
Nb	1	nd	23	12.6	12.3	16	12.5	13	6.7	7.3	6.1	11.2	nd	nd	5.5
Mo	2	nd	< 2	nd	nd	< 2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

▼ Tabla VII A. (continuación).

Grupo	A.- Estructuras volcánicas circundantes al Jocotitlán														
Muestra	JOC8940	JOC06	JOC78	JOC79	JOC09	JOC80	JOC81	JOC07	JOC28	JOC029	JOC55	JOC8852	JOC8862	JOC84	
Localidad	Altacomulco	Altacomulco	Lashco	Lashco	Altacomulco	Lashco	Bombatevi	Altacomulco	El Nogal	El Magueyal	Las Peñas	San Bartolo	Acutzilapan	Yondeje	
Tipo de roca	Bomba	Dique	Lava (0.4 Ma*)	Lava (0.4 Ma*)	Bomba	Bomba (0.4 Ma)*	Bomba	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	
Min.	Plg>Ol	Plg>Ol	Plg>Cpx	Plg>Cpx	Plg>Ol	Plg>Ol>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Cpx	Plg>Ol	Plg>Cpx	Pl>Opx	Plg>Cpx	Plg>Cpx>Bt	
Latitud	19°47'52.3"	19°47'46.2"	19°49'54.4"	19°50' 00.4"	19°48'48.1"	19°49' 52.8"	19°49'43.4"	19° 48' 28.3"	19°48'22.2"	19°48'44.6"	19°45'56.2"	19°48'57.3"	19°49'29.0"	19°50'38.3"	
Longitud	99°51'54.0"	99°51'57.5"	99°52'33.2"	99°54' 53.4"	99°50'24.9"	99°53' 01.0"	99°52'46.3"	99° 51' 34.0"	99°49'00.1"	99°48'30.7"	99°39'30.8"	99°42'44.1"	99°46'16.9"	99°44'40.5"	
Altitud	2565	2561	2680	2555	2637	2771	2683	2731	2556	2624	2636	2882	2787	2889	
<i>ppm</i>	<i>Lím. de detección</i>														
Ag	0.5	nd	< 0.5	1.4	0.6	< 0.5	0.7	0.6	0.9	< 0.5	0.8	< 0.5	nd	nd	< 0.5
Sb	0.1	nd	< 0.1	< 0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	< 0.1	nd	nd	0.2
Cs	0.2	0.72	1	2.2	2.5	1	2.6	2.8	2.5	2.2	1.8	1.8	nd	nd	0.7
Ba	1	309	325	515	514	525	519	536	663	642	646	576	531	443	525
La	0.05	17.38	25.6	24.7	28.1	22.3	25.3	26.7	43.2	26.4	22.1	24.7	nd	nd	31.5
Ce	1	38.95	46	52.6	52.4	41	53	55.9	54.5	49.1	43.9	52.2	nd	nd	47.8
Pr	0.02	nd	nd	6.11	6.65	nd	6.26	6.56	8.47	5.84	4.99	6.18	nd	nd	7.21
Nd	1	23.51	28	25.4	26.7	22	25.6	26.8	31.8	22.9	19.8	25.7	nd	nd	30.1
Sm	0.01	4.64	6.24	5.28	5.53	4.54	5.42	5.52	5.78	4.24	3.71	5.49	nd	nd	6.12
Eu	0.05	1.47	1.83	1.39	1.43	1.44	1.43	1.45	1.5	1.22	1.04	1.57	nd	nd	2.01
Gd	0.02	nd	nd	4.67	4.96	nd	4.95	5.08	4.9	3.62	3.08	5.16	nd	nd	6.14
Tb	0.1	0.78	0.9	0.81	0.85	0.7	0.82	0.85	0.76	0.57	0.48	0.85	nd	nd	1
Dy	0.02	nd	nd	4.51	4.8	nd	4.62	4.74	4.02	3.12	2.61	4.63	nd	nd	5.73
Ho	0.01	nd	nd	0.87	0.92	nd	0.89	0.9	0.74	0.59	0.49	0.9	nd	nd	1.19
Er	0.01	nd	nd	2.54	2.65	nd	2.58	2.67	2.09	1.7	1.42	2.66	nd	nd	3.72
Tm	0.005	nd	nd	0.37	0.387	nd	0.379	0.401	0.296	0.249	0.202	0.387	nd	nd	0.558
Yb	0.05	2.21	3.12	2.31	2.39	1.86	2.37	2.54	1.82	1.55	1.24	2.38	nd	nd	3.64
Lu	0.01	0.3	0.47	0.345	0.355	0.31	0.363	0.376	0.265	0.226	0.192	0.355	nd	nd	0.577
Hf	0.2	4.34	3.8	4.9	4.9	4.4	5.2	5.3	5	4.6	4.2	5	nd	nd	4
Ta	0.3	1.09	< 0.3	1	1	< 0.3	1	1.1	0.6	0.5	0.5	0.9	nd	nd	0.5
W	1	nd	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	nd	nd	< 1
Au (ppb)	1	nd	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	nd	nd	< 1
Bi	2	nd	< 2	0.3	0.2	< 2	0.3	0.4	0.7	0.2	0.6	0.4	nd	nd	0.6
Pb	5	nd	10	9	7	6	12	11	10	7	6	8	nd	nd	11
Th	0.1	2.51	2.6	6.4	6.7	2.6	6.87	7.6	5.71	5.44	4.86	6.04	nd	nd	6.46
U	0.1	0.48	0.8	1.91	2.07	1.2	2.09	2.34	1.71	1.57	1.41	1.49	nd	nd	1.79
Masa (gr)	nd	2.054	1.63	1.692	1.825	1.748	1.83	1.498	1.661	1.569	1.696	nd	nd	1.537	
Fe (%)	5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na (%)	2.62	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba/Nd	13.14	11.61	20.28	19.25	23.86	20.27	20.00	20.85	28.03	32.63	22.41	nd	nd	17.44	
Ce/Yb	17.62	14.74	22.77	21.92	22.04	22.36	22.01	29.95	31.68	35.40	21.93	nd	nd	13.13	
Rb/Sr	0.034	0.031	0.138	0.152	0.081	0.150	0.163	0.141	0.124	0.106	0.125	0.117	0.076	0.048	

▼ Tabla VII A. (continuación).

Grupo		A.- Estructuras volcánicas circundantes al Jocotitlán								
Volcanes		3.- Domos San Felipe e Ixthahuaca			4.- Domo Endaré		5.- Cono de escoria El Lindero (E del Jocotitlán)			
Muestra		JOC64	JOC8998	JOC61	JOC36	JOC8979-A	JOC8950-C	JOC8950-C	JOC8953-A	JOC8950-B
Localidad		San Felipe	San Felipe	Santuario	Endaré	Endaré	Cono El Lindero	Cono El Lindero	Jocotitlán	Cono El Lindero
Tipo de roca		Lava Plg>Opx> Cpx>Bt	Lava (3.07 ± 0.07 Ma)	Lava	Lava	Lava	Bomba	Bomba (0.571 ± 0.085 Ma)	Escoria en oleada Las Fuentes	Bomba
Min.			Plg>Cpx	Plg>Cpx>Bt	Plg>Bt	Pl>Bt>Hbl	Plg>Cpx>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx
Latitud		19°36'57.9"	19°36'58.8"	19°33'46.9"	19°43'47.6"	19°44'08.4"	19°44'09.2"	19°44'09.2"	19°43'08.6"	19°44'09.2"
Longitud		99°38'41.4"	99°38'47.4"	99°41'19.7"	99°48'42.4"	99°48'44.1"	99°42'36.5"	99°42'36.5"	99°41'10.8"	99°42'36.5"
Altitud		2576	2618	2711	2767	2747	2812	2812	2637	2812
wt%	Lím. de detección									
SiO ₂	0.01	66.84	68.7	68.88	64.04	66.2	59.58	59.8	60.9	61.56
TiO ₂	0.001	0.509	0.49	0.501	0.592	0.54	1.33	1.36	1.12	1.18
Al ₂ O ₃	0.01	15.63	15.43	15.96	17.89	16.13	16.93	17.69	15.75	16.32
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	3.2	3.14	3.1	3.63	3.34	6.29	5.86	5.21	5.39
MnO	0.001	0.053	0.06	0.056	0.066	0.07	0.11	0.1	0.09	0.09
MgO	0.01	0.4	0.45	0.68	1.74	1.44	2.62	2.66	1.59	1.69
CaO	0.01	2.93	3.06	3.02	3.78	2.95	5.86	5.84	4.4	4.59
Na ₂ O	0.01	4.6	4.53	4.61	4.57	4.02	4.12	4.15	4.14	3.97
K ₂ O	0.01	2.69	2.65	2.66	1.74	2.55	2	2.03	2.4	2.26
P ₂ O ₅	0.01	0.13	0.12	0.13	0.13	0.09	0.33	0.32	0.28	0.32
LOI	0.01	1.79	0.8	1.33	1.39	1.48	0.33	0.55	3.34	2
Total	0.01	98.77	99.43	100.9	99.56	98.81	99.5	100.36	99.22	99.37
ppm										
S (%)	0.001	0.004	nd	0.002	0.002	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	0.01	7.14	6.67	6.82	9.01	nd	nd	nd	nd	nd
Be	1	2	nd	2	1	nd	nd	nd	nd	nd
V	5	48	nd	48	34	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	0.5	30.1	27.25	40	46.5	nd	nd	nd	nd	nd
Co	0.1	6.9	10.33	7	9.1	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	1	9	nd	11	14	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	1	8	nd	8	12	nd	nd	nd	nd	nd
Zn	1	61	50.13	51	61	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	1	18	nd	20	22	nd	nd	nd	nd	nd
Br	0.5	< 0.5	nd	< 0.5	< 0.5	nd	nd	nd	nd	nd
Rb	10	69	74.1	69	16	53	57	nd	67	nd
Sr	2	373	360	407	421	375	584	nd	340	nd
Y	1	13	nd	12	14	nd	nd	nd	nd	nd
Zr	2	149	145	135	163	137	168	nd	275	nd
Nb	1	4.8	nd	5.3	5.7	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

▼ Tabla VII A. (continuación).

Grupo		A.- Estructuras volcánicas circundantes al Jocotitlán								
Muestra		JOC64	JOC8998	JOC61	JOC36	JOC8979-A	JOC8950-C	JOC8950-C	JOC8953-A	JOC8950-B
Localidad		San Felipe	San Felipe	Santuario	Endaré	Endaré	Cono El Lindero	Cono El Lindero	Jocotitlán	Cono El Lindero
Tipo de roca		Lava Plg>Opx> Cpx>Bt	Lava (3.07 ± 0.07 Ma)	Lava	Lava	Lava	Bomba	Bomba (0.571 ± 0.085 Ma)	Escoria en oleada Las Fuentes	Bomba
Min.			Plg>Cpx	Plg>Cpx>Bt	Plg>Bt	Pl>Bt>Hbl	Plg>Cpx>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx
Latitud		19°36'57.9"	19°36'58.8"	19°33'46.9"	19°43'47.6"	19°44'08.4"	19°44'09.2"	19°44'09.2"	19°43'08.6"	19°44'09.2"
Longitud		99°38'41.4"	99°38'47.4"	99°41'19.7"	99°48'42.4"	99°48'44.1"	99°42'36.5"	99°42'36.5"	99°41'10.8"	99°42'36.5"
Altitud		2576	2618	2711	2767	2747	2812	2812	2637	2812
<i>ppm</i>	<i>Lím. de detección</i>									
Ag	0.5	< 0.5	<i>nd</i>	< 0.5	< 0.5	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Sb	0.1	0.2	<i>nd</i>	0.1	0.1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Cs	0.2	3.7	3	3.2	0.4	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Ba	1	625	612	566	855	695	1189	<i>nd</i>	649	<i>nd</i>
La	0.05	19.3	26.59	18.5	24.9	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Ce	1	36.7	46.75	37	46.8	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Pr	0.02	4.33	<i>nd</i>	4.29	5.88	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Nd	1	17	24.35	16.7	22.8	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Sm	0.01	3.34	4.11	3.34	4.44	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Eu	0.05	0.947	0.95	0.931	1.3	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Gd	0.02	2.97	<i>nd</i>	2.95	3.82	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Tb	0.1	0.45	0.44	0.48	0.58	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Dy	0.02	2.42	<i>nd</i>	2.53	3.1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Ho	0.01	0.44	<i>nd</i>	0.46	0.57	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Er	0.01	1.28	<i>nd</i>	1.32	1.65	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Tm	0.005	0.192	<i>nd</i>	0.2	0.244	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Yb	0.05	1.24	1.33	1.3	1.55	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Lu	0.01	0.19	0.22	0.185	0.223	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Hf	0.2	4	4.48	3.5	4.5	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Ta	0.3	0.5	0.76	0.6	0.6	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
W	1	< 1	<i>nd</i>	< 1	< 1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Au (ppb)	1	< 1	<i>nd</i>	< 1	< 1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Bi	2	0.2	<i>nd</i>	0.6	0.2	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Pb	5	10	<i>nd</i>	10	19	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Th	0.1	7.01	8.01	7.33	8.21	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
U	0.1	2.72	2.75	2.69	1.38	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Masa (gr)		1.43	<i>nd</i>	1.437	1.252	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Fe (%)		<i>nd</i>	2.14	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Na (%)		<i>nd</i>	3.07	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Ba/Nd		36.76	25.13	33.89	37.50	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Ce/Yb		29.60	35.15	28.46	30.19	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Rb/Sr		0.185	0.206	0.170	0.038	0.141	0.098	<i>nd</i>	0.197	<i>nd</i>

▼ Tabla VII B. Análisis químicos de roca total de elementos mayores y traza para los productos del volcán Jocotitlán.

Grupo		B.- Jocotitlán temprano y medio												
Periodo		1.- Jocotitlán temprano (antes de 0.6 Ma)						2.- Jocotitlán medio (ca. 0.57 a 0.03 Ma)						
Muestra		70807a	JOC10	70802	70803	70806	70804	8860	JOC03b	8804-L	JOC26	JOC01	JOC13	9101
Localidad		Santa Cruz	Las Fuentes	Ticaque	Meje	Barrio de Tula	Santiago Yeche	Jocotitlán	Mavoro	Jocotitlán	Domo NW	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán
Tipo de roca		Pómez	Bomba	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava (0.413 ± 0.019 Ma)
Min.		Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Pl>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	nd
Latitud		19°43'36.5"	19°43'22.2"	19°40'48.5"	19°41'05.7"	19°43'27.8"	19°42'09.8"	19°40'19.0"	19°42'53.2"	19°44'15.3"	19°45'40.7"	19°43'54.3"	19°43'24.1"	nd
Longitud		99°41'06.3"	99°41'33.9"	99°42'43.0"	99°42'00.0"	99°42'07.3"	99°41'10.3"	99°44'10.0"	99°43'46.6"	99°45'31.2"	99°48'16.5"	99°46'23.2"	99°47'24.1"	nd
Altitud		2592	2699	2586	2580	2715	2630	2575	2670	3905	2686	3094	2713	nd
wt%	<i>Lím. de detección</i>													
SiO ₂	0.01	57.35	61.56	63.52	63.58	64.17	66.97	59.57	60.64	60.75	60.82	61.3	61.58	61.64
TiO ₂	0.001	0.974	1.169	0.757	0.754	0.73	0.528	0.84	0.913	0.82	0.858	0.872	0.899	0.93
Al ₂ O ₃	0.01	18.16	16.17	15.83	16	15.88	15.7	16.54	16.09	18.2	16.77	16.27	16.12	17.07
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	5.16	5.3	4.36	4.32	4.27	4.11	5.18	5.07	4.78	5.04	5.25	5.02	4.84
MnO	0.001	0.061	0.08	0.069	0.067	0.066	0.066	0.08	0.08	0.08	0.082	0.079	0.081	0.08
MgO	0.01	1.07	1.68	2.46	2.42	2.4	0.81	2.26	3.15	2.7	3.2	3.13	3.02	3.27
CaO	0.01	3.03	4.48	4.5	4.62	4.39	3.12	5.14	4.99	4.87	5.19	5.5	4.87	5.32
Na ₂ O	0.01	2.52	4.09	3.49	3.43	3.55	4.6	3.83	3.41	3.54	3.74	3.56	3.45	3.64
K ₂ O	0.01	1.87	2.53	2.77	3.01	2.76	2.86	1.99	2.62	2.05	2.17	2.27	2.59	2.38
P ₂ O ₅	0.01	0.24	0.33	0.18	0.17	0.17	0.14	0.23	0.24	0.2	0.18	0.22	0.24	0.23
LOI	0.01	8.37	1.41	1.3	1.31	1.05	< 0.01	0.89	1.3	1.37	1.3	1.52	1.09	0.78
Total	0.01	98.8	98.81	99.23	99.67	99.43	98.87	96.55	98.52	99.36	99.35	99.97	98.97	100.18
<i>ppm</i>														
S (%)	0.001	0.009	0.004	0.003	< 0.001	< 0.001	< 0.001	nd	0.004	nd	0.003	0.006	0.002	nd
Sc	0.01	12.3	13.2	11.7	11.8	10.7	9.36	nd	14.2	nd	13.6	14.1	14	nd
Be	1	2	2	1	2	2	2	nd	2	nd	2	2	2	nd
V	5	71	98	73	74	74	43	nd	96	nd	99	91	93	nd
Cr	0.5	17.7	3.8	77.2	57.4	49.2	23	nd	75	nd	84.7	77.7	64	nd
Co	0.1	8	11.6	12.3	12.7	11.4	5.8	nd	14.5	nd	14.3	15.2	15.4	nd
Ni	1	11	3	25	23	25	1	nd	40	nd	34	44	37	nd
Cu	1	14	10	12	8	10	10	nd	15	nd	14	25	14	nd
Zn	1	77	72	65	65	69	77	nd	67	nd	63	71	68	nd
Ga	1	23	20	nd	nd	nd	nd	nd	18	nd	20	nd	18	nd
Br	0.5	2.7	< 0.5	< 0.5	1.7	1.2	1.3	nd	< 0.5	nd	< 0.5	1.4	< 0.5	nd
Rb	10	50	70	110	100	90	80	37	50	64	55	80	70	nd
Sr	2	294	387	356	363	357	313	702	397	520	413	404	391	nd
Y	1	28	25	21	20	20	28	nd	22	nd	18	23	19	nd
Zr	2	219	221	182	183	182	241	160	187	161	177	191	194	nd
Nb	1	9.8	10.1	13	12	12	12	nd	8.1	nd	6.8	15	8.5	nd
Mo	2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	nd	< 2	nd	nd	< 2	< 2	nd

▼ Tabla VII B. (continuación).

Grupo		B.- Jocotitlán temprano y medio												
Muestra		70807a	JOC10	70802	70803	70806	70804	8860	JOC03b	8804-L	JOC26	JOC01	JOC13	9101
Localidad		Santa Cruz	Las Fuentes	Ticaque	Meje	Barrio de Tula	Santiago Yeche	Jocotitlán	Mavoro	Jocotitlán	Domo NW	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán
Tipo de roca		Pómez	Bomba	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava (0.413 ± 0.019 Ma)
Min.		Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Pl>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	nd
Latitud		19°43'36.5"	19°43'22.2"	19° 40'48.5"	19°41'05.7"	19°43'27.8"	19°42'09.8"	19°40'19.0"	19°42'53.2"	19°44'15.3"	19°45'40.7"	19°43'54.3"	19°43'24.1"	nd
Longitud		99°41'06.3"	99°41'33.9"	99° 42'43.0"	99°42'00.0"	99°42'07.3"	99°41'10.3"	99°44'10.0"	99°43'46.6"	99°45'31.2"	99°48'16.5"	99°46'23.2"	99°47'24.1"	nd
Altitud		2592	2699	2586	2580	2715	2630	2575	2670	3905	2686	3094	2713	nd
	Lím. de detección													
Ag	0.5	< 0.5	0.8	0.5	0.6	0.5	0.9	nd	0.6	nd	0.5	0.7	0.8	nd
Sb	0.1	0.1	0.1	0.2	< 0.1	0.2	0.2	nd	< 0.1	nd	< 0.1	0.2	0.1	nd
Cs	0.2	2.8	2.4	3	3.6	2.5	2.7	nd	2.5	nd	2.1	2.3	2.6	nd
Ba	1	636	634	648	643	719	715	465	616	767	591	615	640	nd
La	0.05	28.3	27.8	27.9	27.5	28.4	28.4	nd	28.3	nd	25.1	30.8	27.5	nd
Ce	1	53.5	58	52	54	52	59	nd	56.5	nd	47.3	58	55.5	nd
Pr	0.02	6.99	7.06	nd	nd	nd	nd	nd	6.67	nd	5.73	nd	6.73	nd
Nd	1	27.7	28.7	26	27	27	26	nd	27.5	nd	22.8	28	26.9	nd
Sm	0.01	5.91	6.06	4.91	4.96	4.82	5.61	nd	5.48	nd	4.61	5.54	5.51	nd
Eu	0.05	1.44	1.59	1.22	1.27	1.14	1.49	nd	1.42	nd	1.32	1.4	1.38	nd
Gd	0.02	5.73	5.87	nd	nd	nd	nd	nd	5.16	nd	4.09	nd	4.96	nd
Tb	0.1	0.9	0.87	0.7	0.7	0.7	0.8	nd	0.74	nd	0.67	0.6	0.72	nd
Dy	0.02	4.96	4.71	nd	nd	nd	nd	nd	4.09	nd	3.7	nd	3.99	nd
Ho	0.01	0.94	0.87	nd	nd	nd	nd	nd	0.74	nd	0.7	nd	0.72	nd
Er	0.01	2.66	2.53	nd	nd	nd	nd	nd	2.16	nd	2.05	nd	2.13	nd
Tm	0.005	0.388	0.37	nd	nd	nd	nd	nd	0.317	nd	0.307	nd	0.312	nd
Yb	0.05	2.46	2.4	1.94	1.99	1.88	2.5	nd	2.09	nd	1.97	2.11	2.01	nd
Lu	0.01	0.377	0.357	0.31	0.31	0.29	0.39	nd	0.317	nd	0.291	0.34	0.295	nd
Hf	0.2	5.7	5.1	5.2	5.7	5.2	6.4	nd	4.8	nd	4.5	5	4.8	nd
Ta	0.3	0.87	0.79	< 0.3	< 0.3	< 0.3	1.6	nd	0.69	nd	0.6	1	0.69	nd
W	1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	nd	< 1	nd	< 1	< 1	< 1	nd
Au (ppb)	1	2	< 1	< 1	2	< 1	< 1	nd	3	nd	< 1	3	< 1	nd
Bi	2	0.4	0.1	< 2	< 2	< 2	< 2	nd	< 0.1	nd	0.2	< 2	0.1	nd
Pb	5	12	10	20	14	13	19	nd	10	nd	8	9	11	nd
Th	0.1	6.9	6.38	9.1	9.4	8.7	8.7	nd	7.04	nd	6.18	7.8	7.14	nd
U	0.1	1.93	1.71	2.1	2.5	2.2	2.4	nd	1.68	nd	1.47	1.7	1.69	nd
Masa (gr)		1.283	1.786	1.542	1.263	1.643	2.005	nd	1.886	nd	1.62	1.912	1.756	nd
Fe (%)		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na (%)		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba/Nd		22.96	22.09	24.92	23.81	26.63	27.50	nd	22.40	nd	25.92	21.96	23.79	nd
Ce/Yb		21.75	24.17	26.80	27.14	27.66	23.60	nd	27.03	nd	24.01	27.49	27.61	nd
Rb/Sr		0.170	0.181	0.309	0.275	0.252	0.256	0.053	0.126	0.123	0.133	0.198	0.179	nd

▼ Tabla VII B. (continuación).

Grupo		B.- Jocotitlán medio											
Periodo		2.- Jocotitlán medio (ca. 0.57 a 0.03 Ma)											
Muestra		JOC12	JOC14	JOC27	8806	JOC04	8801	JOC03a	JOC17	8807	JOC11	8855	8804-D
Localidad		San José Boqui	Flanco Sur	Domo NW	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Mavoro	Flanco Sur	Jocotitlán	Yeche	Jocotitlán	Jocotitlán
Tipo de roca		Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Min.		Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx>Ol	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx>Ol	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx	Op>Cpx	Pl>Opx>Cpx
Latitud		19°42'35.0"	19°44'31.0"	19°46'59.1"	19°44'43.1"	19°43'06.9"	19°44'30.6"	19°42'53.2"	19°44'31.6"	19°44'26.0"	19°42'29.6"	19°44'41.3"	19°44'15.3"
Longitud		99°43'37.8"	99°47'12.1"	99°48'17.1"	99°47'19.5"	99°48'30.9"	99°47'02.0"	99°43'46.6"	99°46'22.6"	99°47'18.9"	99°43'07.7"	99°43'03.7"	99°45'31.2"
Altitud		2751	3115	2630	3043	2605	3152	2670	3493	3052	2723	2948	3905
wt%	Lim. de detección												
SiO ₂	0.01	61.65	61.65	61.81	61.99	62.04	62.27	62.56	62.97	63.15	63.25	63.65	65.54
TiO ₂	0.001	0.868	0.89	0.867	0.94	0.893	0.98	0.844	0.872	0.78	0.79	0.85	0.7
Al ₂ O ₃	0.01	15.9	16.27	17.04	16.63	16.06	16.86	16.1	16.1	17.02	15.7	16.22	15.81
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	4.88	4.95	5.24	5.28	5.26	5.51	4.67	4.8	4.58	4.23	4.72	3.99
MnO	0.001	0.078	0.08	0.09	0.08	0.082	0.08	0.075	0.074	0.08	0.07	0.08	0.07
MgO	0.01	3.02	3.01	3.32	3.12	3.15	3.23	2.91	2.56	2.58	2.25	2.66	2.13
CaO	0.01	4.83	4.88	5.44	5.2	5.17	5.44	4.87	4.23	4.79	4.3	4.87	4.12
Na ₂ O	0.01	3.46	3.51	3.93	3.65	3.61	3.68	3.33	3.55	3.5	3.3	3.81	3.69
K ₂ O	0.01	2.6	2.49	2.07	2.2	2.38	2.07	2.28	2.59	2.46	3.2	2.58	2.78
P ₂ O ₅	0.01	0.23	0.19	0.19	0.14	0.22	0.13	0.18	0.23	0.18	0.2	0.18	0.2
LOI	0.01	1.13	1.19	0.96	0.98	1.03	1.01	1.15	0.96	1.03	1.37	0.56	0.35
Total	0.01	98.64	99.1	100.9	100.21	99.9	101.26	98.96	98.93	100.15	98.66	100.18	99.38
ppm													
S (%)	0.001	0.003	0.002	0.003	nd	0.008	nd	0.01	< 0.001	nd	0.002	nd	nd
Sc	0.01	13.3	13.8	13.9	nd	13.4	nd	13.6	13.3	12.01	12.1	nd	nd
Be	1	2	2	2	nd	2	nd	2	2	nd	2	nd	nd
V	5	92	96	104	nd	89	nd	82	84	nd	76	nd	nd
Cr	0.5	67.5	70.7	85.1	nd	75	nd	68.6	64	56.02	54.2	nd	nd
Co	0.1	14.9	15.1	15.3	nd	14.1	nd	14.9	14.6	23.69	12	nd	nd
Ni	1	37	36	32	nd	42	nd	42	33	nd	20	nd	nd
Cu	1	12	15	15	nd	17	nd	15	13	nd	9	nd	nd
Zn	1	66	68	61	nd	71	nd	72	67	64.05	60	nd	nd
Ga	1	19	18	20	nd	nd	nd	nd	19	nd	18	nd	nd
Br	0.5	< 0.5	< 0.5	1	nd	< 0.5	nd	1.7	< 0.5	nd	< 0.5	nd	nd
Rb	10	70	60	55	51	70	54	70	70	68.7	80	73	91
Sr	2	384	396	436	345	403	387	377	368	391	348	357	326
Y	1	20	22	18	nd	24	nd	22	25	nd	21	nd	nd
Zr	2	193	189	171	156	193	167	167	200	211	195	169	189
Nb	1	8.2	8.1	6.8	nd	14	nd	14	8.1	nd	8.1	nd	nd
Mo	2	< 2	< 2	nd	nd	3	nd	< 2	< 2	nd	< 2	nd	nd

▼ Tabla VII B. (continuación).

Grupo		B.- Jocotitlán medio											
Muestra		JOC12	JOC14	JOC27	8806	JOC04	8801	JOC03a	JOC17	8807	JOC11	8855	8804-D
Localidad		San José Boqui	Flanco Sur	Domo NW	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Mavoro	Flanco Sur	Jocotitlán	Yeche	Jocotitlán	Jocotitlán
Tipo de roca		Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Min.		Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx>Ol	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx>Ol	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx>Ol	Plg>Opx	Op>Cpx	Pl>Op>Cp
Latitud		19°42'35.0"	19°44'31.0"	19°46'59.1"	19°44'43.1"	19°43'06.9"	19°44'30.6"	19°42'53.2"	19°44'31.6"	19°44'26.0"	19°42'29.6"	19°44'41.3"	19°44'15.3"
Longitud		99°43'37.8"	99°47'12.1"	99°48'17.1"	99°47'19.5"	99°48'30.9"	99°47'02.0"	99°43'46.6"	99°46'22.6"	99°47'18.9"	99°43'07.7"	99°43'03.7"	99°45'31.2"
Altitud		2751	3115	2630	3043	2605	3152	2670	3493	3052	2723	2948	3905
ppm	Lím. de detección												
Ag	0.5	0.8	0.6	0.6	nd	0.5	nd	< 0.5	< 0.5	nd	0.6	nd	nd
Sb	0.1	0.2	0.1	0.1	nd	0.2	nd	0.2	0.1	nd	0.2	nd	nd
Cs	0.2	2.9	2.7	2	nd	2.4	nd	2.5	2.4	2.71	3.8	nd	nd
Ba	1	635	645	559	739	617	625	591	685	720	651	641	717
La	0.05	28.1	28	22	nd	27.5	nd	28.8	41.4	30.26	29.5	nd	nd
Ce	1	56.8	56	43.6	nd	53	nd	58	55.9	62.15	58.9	nd	nd
Pr	0.02	6.65	6.69	5.16	nd	nd	nd	nd	9.43	nd	6.93	nd	nd
Nd	1	26.9	26.8	21.3	nd	25	nd	24	36.7	27.98	26.9	nd	nd
Sm	0.01	5.5	5.51	4.28	nd	4.95	nd	5.33	7.04	5.62	5.31	nd	nd
Eu	0.05	1.4	1.37	1.24	nd	1.28	nd	1.3	1.48	1.29	1.18	nd	nd
Gd	0.02	4.97	4.85	3.95	nd	nd	nd	nd	6.77	nd	4.81	nd	nd
Tb	0.1	0.73	0.71	0.65	nd	0.6	nd	0.7	0.9	0.72	0.71	nd	nd
Dy	0.02	3.89	3.85	3.54	nd	nd	nd	nd	4.81	nd	3.88	nd	nd
Ho	0.01	0.73	0.71	0.7	nd	nd	nd	nd	0.86	nd	0.72	nd	nd
Er	0.01	2.16	2.06	2.08	nd	nd	nd	nd	2.43	nd	2.09	nd	nd
Tm	0.005	0.31	0.3	0.303	nd	nd	nd	nd	0.343	nd	0.301	nd	nd
Yb	0.05	2.02	1.97	1.89	nd	1.95	nd	2.09	2.21	1.94	1.94	nd	nd
Lu	0.01	0.291	0.297	0.283	nd	0.33	nd	0.34	0.322	0.26	0.288	nd	nd
Hf	0.2	4.9	4.7	4.3	nd	4.7	nd	5	4.9	5.89	4.9	nd	nd
Ta	0.3	0.69	0.67	0.5	nd	0.9	nd	< 0.3	0.71	1.41	0.76	nd	nd
W	1	< 1	< 1	1	nd	< 1	nd	< 1	< 1	nd	< 1	nd	nd
Au (ppb)	1	< 1	< 1	< 1	nd	1	nd	2	< 1	nd	< 1	nd	nd
Bi	2	0.1	0.1	0.4	nd	< 2	nd	< 2	0.2	nd	0.2	nd	nd
Pb	5	9	10	< 5	nd	10	nd	9	11	nd	11	nd	nd
Th	0.1	7.43	7.31	5.71	nd	7.4	nd	7.5	8.2	8.53	8.92	nd	nd
U	0.1	1.75	1.68	1.38	nd	1.3	nd	1.3	1.92	1.49	2.08	nd	nd
Masa (gr)		1.691	1.747	1.699	nd	2.245	nd	1.952	1.648	nd	1.8	nd	nd
Fe (%)		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	3.17	nd	nd	nd
Na (%)		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2.53	nd	nd	nd
Ba/Nd		23.61	24.07	26.24	nd	24.68	nd	24.63	18.66	25.73	24.20	nd	nd
Ce/Yb		28.12	28.43	23.07	nd	27.18	nd	27.75	25.29	32.04	30.36	nd	nd
Rb/Sr		0.182	0.152	0.126	0.148	0.174	0.140	0.186	0.190	0.176	0.230	0.204	0.279

▼ Tabla VII B. (continuación).

Grupo		B.- Jocotitlán temprano y medio											
Periodo		3.- Jocotitlán temprano y medio (Depósito de Avalancha de Escombros < 28 ka)											
Muestra		8815-C	8842	8966	JOC42	JOC43	8815-B	8843-A	8816	8851	8858	8841	8859
Localidad		San Felipe			Villa del		San Felipe		Xinthe de				
Tipo de roca		Pueblo Nvo.	Acutzilapan	Acutzilapan	Carbón	La Loma	Pueblo Nvo.	Jocotitlán E	Acutzilapan	Lagos	La Finca	San Antonio	Yondejé
Min.		Hummock C.			DAD	DAD	Xitejé	Hummock	Hummock C.				
Latitud		Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx>Mt	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx	Pl>Op>Cp
Longitud		19°46'09.4"	19°47'09.2"	19°48'25.2"	19°47'03.7"	19°44'43.8"	19°46'09.4"	19°47'03.4"	19°46'40.5"	19°49'24.8"	19°48'30.1"	19°44'09.6"	19°49'44.8"
Altitud		99°45'26.4"	99°47'11.7"	99°45'56.9"	99°42'10.4"	99°41'16.8"	99°45'26.4"	99°42'30.4"	99°45'33.2"	99°42'18.4"	99°44'38.4"	99°40'05.6"	99°44'51.8"
wt%	Lím. de detección	2950	2755	2634	2721	2677	2950	2730	2870	2778	2786	2659	2786
SiO ₂	0.01	60.46	60.47	60.51	60.78	60.79	61.15	61.21	61.32	61.59	61.69	62.63	62.66
TiO ₂	0.001	0.93	0.96	0.87	0.832	1.395	0.96	0.85	0.86	1.08	0.91	0.99	1.01
Al ₂ O ₃	0.01	16.72	13.21	16.46	16.31	17.13	16.68	17.26	16.35	16.62	16.69	16.44	16.77
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	5.89	6.1	5.47	4.98	6.2	6	5.09	5.62	6.31	5.31	5.47	5.51
MnO	0.001	0.1	0.1	0.1	0.081	0.095	0.1	0.09	0.11	0.11	0.08	0.09	0.09
MgO	0.01	3.68	3.51	3.5	3.23	2.25	3.83	3.25	3.91	3.86	3.23	3.22	3.16
CaO	0.01	5.83	6.22	5.75	5.04	5.19	5.65	5.36	5.66	5.67	5.46	5.51	5.47
Na ₂ O	0.01	3.79	3.93	3.67	3.55	4.18	3.69	3.77	3.52	3.73	3.51	3.61	3.61
K ₂ O	0.01	1.92	4.44	1.91	2.73	2.16	1.96	1.91	1.93	1.91	2.38	2.37	2.3
P ₂ O ₅	0.01	0.2	0.02	0.2	0.2	0.35	0.2	0.2	0.19	0.2	0.17	0.22	0.22
LOI	0.01	0.5	0.27	0.81	1.02	0.6	0.5	0.54	0.06	0.43	0.76	0.77	0.99
Total	0.01	100.02	99.23	99.25	98.75	100.3	100.72	99.53	99.53	101.51	100.19	101.32	101.79
ppm													
S (%)	0.001	nd	nd	nd	0.003	0.004	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	0.01	nd	nd	nd	12.4	14	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Be	1	nd	nd	nd	1	2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
V	5	nd	nd	nd	93	118	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cr	0.5	nd	nd	nd	90.9	15.4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	0.1	nd	nd	nd	13.5	14.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ni	1	nd	nd	nd	36	5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	1	nd	nd	nd	15	13	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Zn	1	nd	nd	nd	65	76	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ga	1	nd	nd	nd	19	22	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Br	0.5	nd	nd	nd	< 0.5	< 0.5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Rb	10	49	49	63	69	58	57	47	59	32	57	46	57
Sr	2	381	394	445	388	436	394	524	457	697	369	380	394
Y	1	nd	nd	nd	20	23	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Zr	2	136	143	202	185	222	151	93	163	143	145	166	174
Nb	1	nd	nd	nd	7.1	11.6	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

▼ Tabla VII B. (continuación).

Grupo		B.- Jocotitlán temprano y medio											
Muestra		8815-C	8842	8966	JOC42	JOC43	8815-B	8843-A	8816	8851	8858	8841	8859
Localidad		San Felipe	Acutzilapan	Acutzilapan	Villa del	La Loma	San Felipe	Jocotitlán E	Acutzilapan	Xinthe de	La Finca	San Antonio	Yondejé
Tipo de roca		Pueblo Nvo. Hummock C. Xitejé	Acutzilapan Hummock	Acutzilapan Lava	Carbón DAD	La Loma DAD	Pueblo Nvo. Hummocks C. Xitejé	Jocotitlán E Hummock	Acutzilapan La Cruz	Xinthe de Lagos Hummock	La Finca Hummock	San Antonio Hummock	Yondejé Hummock
Min.		Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx>Mt	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Op>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx	Pl>Op>Cp
Latitud		19°46'09.4"	19°47'09.2"	19°48'25.2"	19°47'03.7"	19°44'43.8"	19°46'09.4"	19°47'03.4"	19°46'40.5"	19°49'24.8"	19°48'30.1"	19°44'09.6"	19°49'44.8"
Longitud		99°45'26.4"	99°47'11.7"	99°45'56.9"	99°42'10.4"	99°41'16.8"	99°45'26.4"	99°42'30.4"	99°45'33.2"	99°42'18.4"	99°44'38.4"	99°40'05.6"	99°44'51.8"
Altitud		2950	2755	2634	2721	2677	2950	2730	2870	2778	2786	2659	2786
ppm	Lím. de detección												
Ag	0.5	nd	nd	nd	0.7	0.8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sb	0.1	nd	nd	nd	0.2	0.2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cs	0.2	nd	nd	nd	2.5	2.1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba	1	519	520	538	654	579	540	676	551	415	569	608	608
La	0.05	nd	nd	nd	25.2	24.1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ce	1	nd	nd	nd	49.4	51.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pr	0.02	nd	nd	nd	5.86	6.11	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Nd	1	nd	nd	nd	23	25.4	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sm	0.01	nd	nd	nd	4.66	5.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Eu	0.05	nd	nd	nd	1.2	1.58	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Gd	0.02	nd	nd	nd	4.18	5.13	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Tb	0.1	nd	nd	nd	0.65	0.84	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Dy	0.02	nd	nd	nd	3.5	4.61	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ho	0.01	nd	nd	nd	0.68	0.91	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Er	0.01	nd	nd	nd	2.01	2.64	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Tm	0.005	nd	nd	nd	0.294	0.381	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Yb	0.05	nd	nd	nd	1.82	2.37	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Lu	0.01	nd	nd	nd	0.275	0.352	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Hf	0.2	nd	nd	nd	4.6	5.2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ta	0.3	nd	nd	nd	0.6	0.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
W	1	nd	nd	nd	< 1	< 1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Au (ppb)	1	nd	nd	nd	1	< 1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Bi	2	nd	nd	nd	0.2	0.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pb	5	nd	nd	nd	8	10	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Th	0.1	nd	nd	nd	6.8	6.3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
U	0.1	nd	nd	nd	1.72	1.63	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Masa (gr)		nd	nd	nd	1.697	1.653	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe (%)		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na (%)		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba/Nd		nd	nd	nd	28.43	22.80	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ce/Yb		nd	nd	nd	27.14	21.65	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Rb/Sr		0.129	0.124	0.142	0.178	0.133	0.145	0.090	0.129	0.046	0.154	0.121	0.145

▼ Tabla VII B. (continuación).

Grupo		B.- Jocotitlán temprano y medio					
Periodo		3.- Jocotitlán temprano y medio (Depósito de Avalancha de Escombros < 28 ka)					
Muestra		8854-E	8861	8843-B	70808	070807C	8924
Localidad		Jocotitlán	Yondejé	San Antonio	La Loma	Santa Cruz	Jocotitlán
Tipo de roca		Hummock	Hummock	Hummock	Hummock	Antigua avalancha	Hummock
Min.		Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx>Hbl	Plg>Cpx	Plg>Cpx
Latitud		19°44'41.9"	19°49'49.9"	19°43'56.0"	19°45'02.3"	19°43'34.6"	19°47'09.4"
Longitud		99°43'06.9"	99°44'43.4"	99°39'55.1"	99°40'46.4"	99°41'04.0"	99°41'49.1"
Altitud		2955	2783	2593	2670	2589	2721
wt% Lím. de detección							
SiO ₂	0.01	63.07	63.13	63.76	65.95	66.26	67.67
TiO ₂	0.001	0.88	1.02	0.87	0.674	0.523	0.51
Al ₂ O ₃	0.01	15.97	16.86	16.06	16.07	15.66	15.65
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	5.06	5.65	5.01	4.87	4.09	4.12
MnO	0.001	0.08	0.09	0.08	0.075	0.065	0.08
MgO	0.01	3.16	3.32	3.19	1.07	0.76	0.73
CaO	0.01	5.22	4.75	5.14	3.61	2.94	3.07
Na ₂ O	0.01	3.45	3.6	3.55	4.58	4.38	4.7
K ₂ O	0.01	2.47	2.16	2.46	2.67	3.33	2.93
P ₂ O ₅	0.01	0.17	0.23	0.17	0.22	0.17	0.19
LOI	0.01	1.02	1.4	0.87	0.01	1.71	-0.01
Total	0.01	100.55	102.21	101.16	99.78	99.89	99.64
ppm							
S (%)	0.001	nd	nd	nd	< 0.001	0.002	nd
Sc	0.01	nd	nd	nd	11.1	8.19	8.81
Be	1	nd	nd	nd	2	2	nd
V	5	nd	nd	nd	59	44	nd
Cr	0.5	nd	nd	nd	29.1	3.4	0.1
Co	0.1	nd	nd	nd	7.3	5.4	16.24
Ni	1	nd	nd	nd	2	< 1	nd
Cu	1	nd	nd	nd	37	6	nd
Zn	1	nd	nd	nd	82	66	65.43
Ga	1	nd	nd	nd	nd	21	nd
Br	0.5	nd	nd	nd	1.4	1.3	nd
Rb	10	62	57	67	80	83	87.05
Sr	2	355	349	370	352	316	331
Y	1	nd	nd	nd	28	25	nd
Zr	2	146	191	167	228	254	244
Nb	1	nd	nd	nd	14	10.2	nd
Mo	2	nd	nd	nd	< 2	nd	nd

▼ Tabla VII B. (continuación).

Grupo		B.- Jocotitlán temprano y medio					
Muestra		8854-E	8861	8843-B	70808	070807C	8924
Localidad		Jocotitlán	Yondejé	San Antonio	La Loma	Santa Cruz	Jocotitlán
Tipo de roca		Hummock	Hummock	Hummock	Hummock	Antigua avalancha	Hummock
Min.		Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx>Cpx>Hbl	Plg>Cpx	Plg>Cpx
Latitud		19°44'41.9"	19°49'49.9"	19°43'56.0"	19°45'02.3"	19°43'34.6"	19°47'09.4"
Longitud		99°43'06.9"	99°44'43.4"	99°39'55.1"	99°40'46.4"	99°41'04.0"	99°41'49.1"
Altitud		2955	2783	2593	2670	2589	2721
<i>ppm</i>	<i>Lím. de detección</i>						
Ag	0.5	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.8	0.7	<i>nd</i>
Sb	0.1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.2	< 0.1	<i>nd</i>
Cs	0.2	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	3	3.3	3.17
Ba	1	608	613	625	671	725	696
La	0.05	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	28.4	28.3	28.1
Ce	1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	56	58.7	59.39
Pr	0.02	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	6.87	<i>nd</i>
Nd	1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	30	27.2	28.65
Sm	0.01	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	5.84	5.59	5.92
Eu	0.05	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	1.62	1.43	1.37
Gd	0.02	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	5.09	<i>nd</i>
Tb	0.1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.9	0.89	0.82
Dy	0.02	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	4.91	<i>nd</i>
Ho	0.01	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.94	<i>nd</i>
Er	0.01	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	2.84	<i>nd</i>
Tm	0.005	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.422	<i>nd</i>
Yb	0.05	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	2.73	2.69	2.68
Lu	0.01	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	0.4	0.411	0.38
Hf	0.2	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	6.5	6.3	7
Ta	0.3	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	< 0.3	0.9	1.52
W	1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	< 1	< 1	<i>nd</i>
Au (ppb)	1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	5	< 1	<i>nd</i>
Bi	2	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	< 2	0.2	<i>nd</i>
Pb	5	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	20	12	<i>nd</i>
Th	0.1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	8.5	8.78	8.25
U	0.1	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	2.3	2.4	2.06
Masa (gr)		<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	1.584	1.72	<i>nd</i>
Fe (%)		<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	2.91
Na (%)		<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	3.32
Ba/Nd		<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	22.37	26.65	24.29
Ce/Yb		<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	20.51	21.82	22.16
Rb/Sr		0.175	0.163	0.181	0.227	0.263	0.263

▼ Tabla VII C. Análisis químicos de roca total de elementos mayores y traza para los productos recientes del volcán Jocotitlán.

Grupo		C.- Jocotitlán reciente										
Periodo		1.- Erupción PGB (28 ka A.P.)			2.- Erupción PGB (posterior a la erupción, - 28 ka A.P.)							
Muestra		JOC25G	JOC25B	JOC25C	JOC20	JOC54	JOC18	JOC19	JOC74	8805	8803	JOC21
Localidad		Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Est. Micro.	Jocotitlán	Flanco Sur	Est. Micro.	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Flanco Sur
Tipo de roca		Pómez (PGB)	Pómez (PGB)	Pómez (PBG)	Bomba	Pómez en FP	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Min.		Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Pl>Opx>Cpx>Ol	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx
Latitud		19°43'57.8"	19°43'57.8"	19°43'57.8"	19°44'15.0"	19°42'08.5"	19°44'39.1"	19°44'14.0"	19°44'30.7"	19°44'35.2"	19°44'31.0"	19°44'40.7"
Longitud		99°48'33.2"	99°48'33.2"	99°48'33.2"	99°45'39.9"	99°47'34.9"	99°46'10.7"	99°45'34.4"	99°45'10.8"	99°46'01.7"	99°46'20.8"	99°45'06.3"
Altitud		2769	2769	2769	3885	2579	3687	3901	3827	3784	3512	2592
wt% Lím. de detección												
SiO ₂	0.01	60.15	61.27	62.38	59.48	61.15	61.87	63.0	63.36	63.54	63.59	64.5
TiO ₂	0.001	1.141	1.296	0.997	0.76	1.016	0.825	0.774	0.773	0.85	0.91	0.76
Al ₂ O ₃	0.01	17.71	16.57	15.96	17.76	17.17	16.44	16.6	16.41	16.17	16.69	15.86
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	5.88	5.51	5	4.76	5.13	4.69	4.19	4.42	4.59	5.08	4.08
MnO	0.001	0.093	0.084	0.076	0.077	0.078	0.074	0.066	0.073	0.08	0.08	0.066
MgO	0.01	3.09	1.89	1.35	2.85	2	2.86	2.15	2.46	2.6	2.77	2.16
CaO	0.01	6.06	4.95	3.96	4.94	5	4.95	4.21	4.38	4.49	4.88	3.34
Na ₂ O	0.01	3.81	3.96	3.88	3.41	3.81	3.6	3.53	3.57	3.83	3.77	3.41
K ₂ O	0.01	1.79	2.25	2.51	1.94	2.26	2.33	2.64	2.48	2.54	2.33	2.89
P ₂ O ₅	0.01	0.25	0.31	0.3	0.19	0.27	0.21	0.21	0.19	0.18	0.2	0.19
LOI	0.01	0.87	2.22	3.48	2.5	2.18	1.27	2.11	1.66	0.34	0.57	1.59
Total	0.01	100.8	100.3	99.9	98.67	100.1	99.11	99.47	99.78	99.21	100.87	98.85
<i>ppm</i>												
S (%)	0.001	0.009	0.006	0.008	< 0.001	0.026	0.002	0.001	0.003	<i>nd</i>	<i>nd</i>	< 0.001
Sc	0.01	15.4	12.8	11.6	13.2	13	13.4	11.7	11.3	<i>nd</i>	<i>nd</i>	11.3
Be	1	2	2	2	2	2	2	2	2	<i>nd</i>	<i>nd</i>	2
V	5	119	111	74	84	90	88	77	82	<i>nd</i>	<i>nd</i>	77
Cr	0.5	45.5	13.6	18.2	66.9	35.5	74.8	38.1	56.9	<i>nd</i>	<i>nd</i>	36.4
Co	0.1	16.4	12.3	10.2	15.2	12.7	15	11.8	12.4	<i>nd</i>	<i>nd</i>	11.1
Ni	1	14	3	5	28	11	32	19	26	<i>nd</i>	<i>nd</i>	21
Cu	1	15	11	15	12	14	13	9	12	<i>nd</i>	<i>nd</i>	14
Zn	1	68	66	68	66	68	66	59	62	<i>nd</i>	<i>nd</i>	61
Ga	1	20	21	20	20	20	18	19	21	<i>nd</i>	<i>nd</i>	22
Br	0.5	1.4	< 0.5	1.8	< 0.5	2.1	< 0.5	< 0.5	< 0.5	<i>nd</i>	<i>nd</i>	< 0.5
Rb	10	47	60	72	50	61	60	70	72	76	62	70
Sr	2	485	416	369	422	423	397	352	375	351	352	286
Y	1	20	22	25	19	22	19	21	26	<i>nd</i>	<i>nd</i>	21
Zr	2	180	220	230	179	214	180	202	210	188	163	213
Nb	1	8.3	10	10.3	7.2	9.6	7.4	8.5	8.4	<i>nd</i>	<i>nd</i>	8.8
Mo	2	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	< 2	<i>nd</i>	< 2	< 2	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	< 2

▼ Tabla VII C. (continuación).

Grupo		C.- Jocotitlán reciente										
Muestra		JOC25G	JOC25B	JOC25C	JOC20	JOC54	JOC18	JOC19	JOC74	8805	8803	JOC21
Localidad		Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Est. Micro.	Jocotitlán	Flanco Sur	Est. Micro.	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Flanco Sur
Tipo de roca		Pómez (PGB)	Pómez (PGB)	Pómez (PBG)	Bomba	Pómez en FP	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava	Lava
Min.		Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Plg>Opx	Pl>Opx>Cpx>Ol	Plg>Opx>Cpx	Plg>Opx
Latitud		19°43'57.8"	19°43'57.8"	19°43'57.8"	19°44'15.0"	19°42'08.5"	19°44'39.1"	19°44'14.0"	19°44'30.7"	19°44'35.2"	19°44'31.0"	19°44'40.7"
Longitud		99°48'33.2"	99°48'33.2"	99°48'33.2"	99°45'39.9"	99°47'34.9"	99°46'10.7"	99°45'34.4"	99°45'10.8"	99°46'01.7"	99°46'20.8"	99°45'06.3"
Altitud		2769	2769	2769	3885	2579	3687	3901	3827	3784	3512	2592
<i>ppm</i>	<i>Lím. de detección</i>											
Ag	0.5	< 0.5	0.8	1	< 0.5	0.8	< 0.5	0.7	< 0.5	nd	nd	0.6
Sb	0.1	< 0.1	< 0.1	0.3	0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	0.2	nd	nd	0.1
Cs	0.2	2	2.1	3	3.1	2.3	2.8	3.5	2.9	nd	nd	4.3
Ba	1	508	622	695	713	652	653	686	783	788	650	728
La	0.05	21.7	25.4	28	28.3	27.2	26.4	32.2	43.7	nd	nd	28.7
Ce	1	46.1	53.7	59.6	60.9	57.9	53.6	61.2	66.9	nd	nd	62.7
Pr	0.02	5.57	6.36	7.05	6.59	6.79	6.36	7.5	8.39	nd	nd	7.47
Nd	1	23.1	26	28.6	26.1	27.8	25.3	29.1	33	nd	nd	28.4
Sm	0.01	4.84	5.25	5.89	5.25	5.75	5.05	5.86	5.94	nd	nd	5.83
Eu	0.05	1.52	1.51	1.45	1.34	1.61	1.28	1.28	1.34	nd	nd	1.26
Gd	0.02	4.71	4.86	5.35	4.46	5.33	4.58	5.13	5.41	nd	nd	5.01
Tb	0.1	0.77	0.82	0.88	0.65	0.87	0.64	0.74	0.83	nd	nd	0.79
Dy	0.02	4.22	4.5	4.87	3.54	4.7	3.54	3.95	4.45	nd	nd	4.12
Ho	0.01	0.83	0.87	0.93	0.65	0.89	0.67	0.72	0.84	nd	nd	0.76
Er	0.01	2.45	2.54	2.69	1.84	2.61	1.98	2.08	2.47	nd	nd	2.19
Tm	0.005	0.353	0.369	0.393	0.269	0.381	0.285	0.303	0.356	nd	nd	0.314
Yb	0.05	2.21	2.25	2.43	1.76	2.4	1.83	1.93	2.18	nd	nd	1.96
Lu	0.01	0.335	0.337	0.363	0.272	0.361	0.268	0.292	0.331	nd	nd	0.303
Hf	0.2	4.7	5.2	5.8	4.8	5.6	4.5	5.2	5.1	nd	nd	5.2
Ta	0.3	0.7	0.8	0.8	0.65	0.8	0.66	0.76	0.7	nd	nd	0.82
W	1	< 1	< 1	4	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	nd	nd	< 1
Au (ppb)	1	2	< 1	3	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	nd	nd	< 1
Bi	2	0.6	0.5	0.6	0.1	0.3	0.1	0.1	0.2	nd	nd	0.1
Pb	5	7	10	9	12	9	11	11	12	nd	nd	13
Th	0.1	5.22	6.35	7.53	7.77	7.18	7.24	9.32	8.69	nd	nd	9.64
U	0.1	1.48	1.74	2.14	1.8	1.82	1.65	2.24	2.01	nd	nd	2.34
Masa (gr)		1.547	1.36	1.207	1.571	1.342	1.626	1.719	1.389	nd	nd	1.611
Fe (%)		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na (%)		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba/Nd		21.99	23.92	24.30	27.32	23.45	25.81	23.57	23.73	nd	nd	25.63
Ce/Yb		20.86	23.87	24.53	34.60	24.13	29.29	31.71	30.69	nd	nd	31.99
Rb/Sr		0.097	0.144	0.195	0.118	0.144	0.151	0.199	0.192	0.217	0.176	0.245

▼ Tabla VII C. (continuación).

Grupo		C.- Jocotitlán reciente						
Periodo		3.- Jocotitlán reciente (10 a 0.6 ka A.P)						
Muestra		JOC16B	JOC30D	8988-F	JOC83A	8802-D	JOC75	JOC60
Localidad		Flanco Sur	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán
Tipo de roca		Bloque Juvenil (FP)	Escoria	Lava Dacítica (680 ±80 a. A.P)	Bloque en BAF	Pómez (Dacita) (680 ±80 a. A.P.)	Domo central	Obsidiana en FP
Min.		Plg>px	Plg>Cpx	Pl>Op>Cp>Ol>Mt	Plg>Cpx	Pl>Op>Cp>Ol>Mt	Plg>Opx>Cpx	--
Latitud		19°44'49.7"	19°44'21.7"	19°44'37.7"	19°45'20.9"	19°44'50.1"	19°44'23.8"	19°41'32.6"
Longitud		99°46'25.3"	99°45'41.0"	99°45'31.5"	99°45'16.8"	99°46'25.4"	99°45'31.6"	99°47'42.0"
Altitud		3444	3804	2634	3180	3463	3851	2566
wt%	Lím. de detección							
SiO ₂	0.01	61.89	63.29	63.35	63.78	63.92	65.19	74.4
TiO ₂	0.001	0.81	0.792	0.78	0.757	0.8	0.738	0.092
Al ₂ O ₃	0.01	16.68	16.8	15.69	16.12	16.87	16.22	13.34
Fe ₂ O ₃ (T)	0.01	4.4	4.53	4.37	4.33	4.5	4.14	1.47
MnO	0.001	0.066	0.073	0.09	0.07	0.08	0.072	0.04
MgO	0.01	2.24	2.57	2.53	2.42	2.38	2.26	0.11
CaO	0.01	3.57	4.52	4.58	4.47	4.05	4.1	0.98
Na ₂ O	0.01	3.27	3.78	3.68	3.61	3.48	3.73	3.9
K ₂ O	0.01	2.64	2.35	2.45	2.84	2.49	2.7	4.43
P ₂ O ₅	0.01	0.2	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.05
LOI	0.01	2.88	2.02	1.39	1.33	1.01	0.53	2.12
Total	0.01	98.65	100.9	99.09	99.93	99.77	99.87	100.9
ppm								
S (%)	0.001	< 0.001	0.009	nd	0.005	nd	0.003	0.003
Sc	0.01	12.1	11.4	nd	11.3	nd	10.6	3.23
Be	1	2	2	nd	2	nd	2	3
V	5	81	80	nd	81	nd	75	5
Cr	0.5	38.7	63.1	nd	61.1	nd	56.2	< 0.5
Co	0.1	12.9	11.8	nd	12.2	nd	11.4	1.1
Ni	1	26	27	nd	26	nd	25	< 1
Cu	1	13	14	nd	18	nd	13	4
Zn	1	66	61	nd	59	nd	56	44
Ga	1	19	20	nd	18	nd	21	19
Br	0.5	< 0.5	< 0.5	nd	< 0.5	nd	< 0.5	1.3
Rb	10	60	70	75	75	77	86	146
Sr	2	290	394	464	376	280	358	100
Y	1	21	19	nd	18	nd	20	23
Zr	2	245	202	187	186	181	208	109
Nb	1	8.3	8	nd	7.4	nd	8.4	10.5
Mo	2	< 2	nd	nd	nd	nd	nd	nd

▼ Tabla VII C. (continuación).

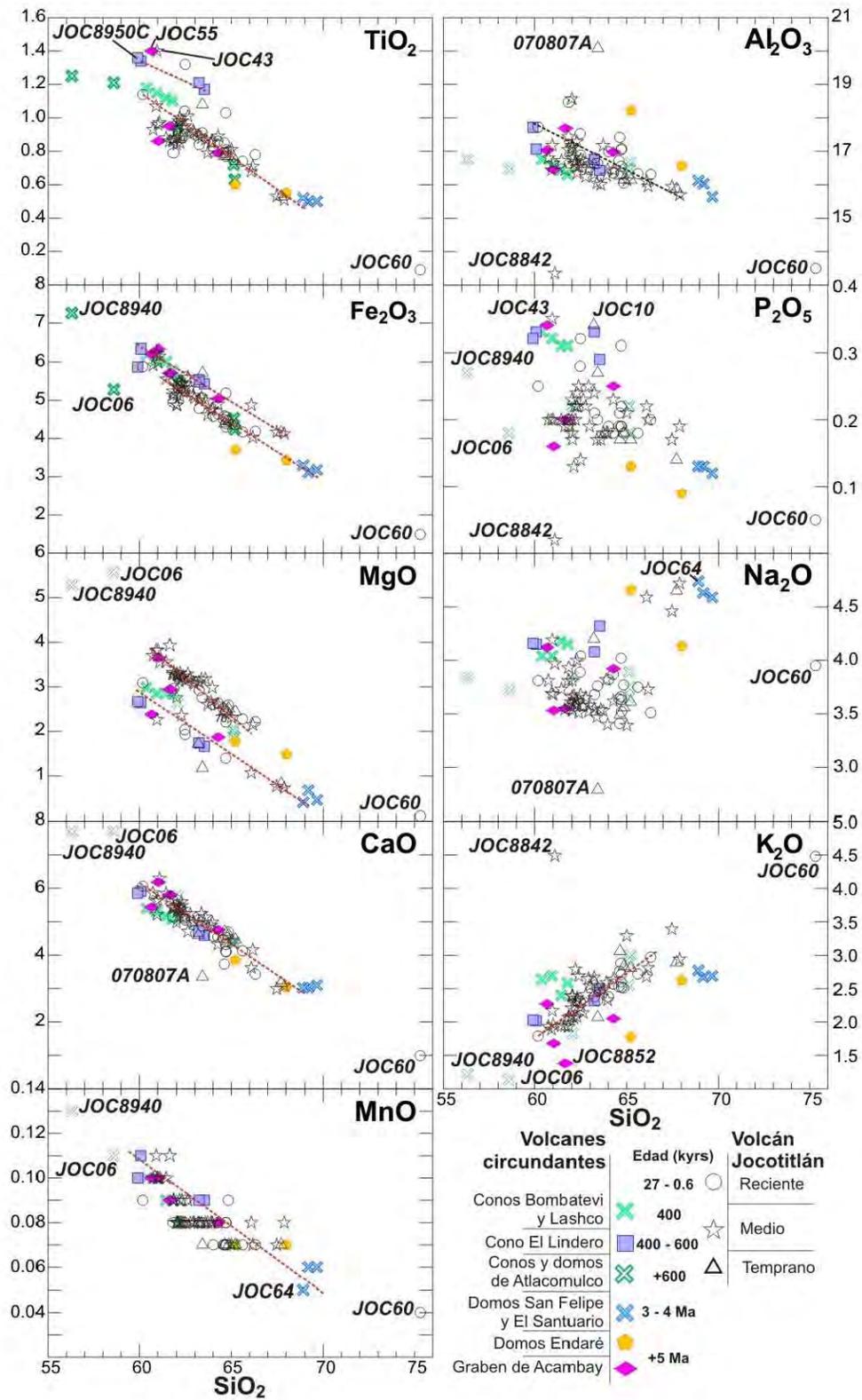
Grupo		C.- Jocotitlán reciente						
Muestra		JOC16B	JOC30D	8988-F	JOC83A	8802-D	JOC75	JOC60
Localidad		Flanco Sur	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán	Jocotitlán
Tipo de roca		Bloque Juvenil (FP)	Escoria	Lava Dacítica (680 ±80 a. A.P)	Bloque en BAF	Pómez (Dacita 680 ±80 a. A.P.)	Domo central	Obsidiana en FP
Min.		Plg>Opx	Plg>Cpx	Pl>Op>Cp>Ol>Mt	Plg>Cpx	Pl>Op>Cp>Ol>Mt	Plg>Opx>Cpx	--
Latitud		19°44'49.7"	19°44'21.7"	19°44'37.7"	19°45'20.9"	19°44'50.1"	19°44'23.8"	19°41'32.6"
Longitud		99°46'25.3"	99°45'41.0"	99°45'31.5"	99°45'16.8"	99°46'25.4"	99°45'31.6"	99°47'42.0"
Altitud		3444	3804	2634	3180	3463	3851	2566
<i>ppm</i>	<i>Lim. de detección</i>							
Ag	0.5	< 0.5	< 0.5	<i>nd</i>	0.8	<i>nd</i>	0.6	< 0.5
Sb	0.1	0.2	< 0.1	<i>nd</i>	< 0.1	<i>nd</i>	< 0.1	0.3
Cs	0.2	3.2	3.1	<i>nd</i>	3.4	<i>nd</i>	2.5	7.7
Ba	1	671	936	684	739	611	750	660
La	0.05	32.9	29	<i>nd</i>	29.5	<i>nd</i>	31.5	31.8
Ce	1	63.1	57.1	<i>nd</i>	59.5	<i>nd</i>	61.5	64.7
Pr	0.02	7.52	6.7	<i>nd</i>	6.87	<i>nd</i>	7.26	7.2
Nd	1	29.8	26	<i>nd</i>	27.2	<i>nd</i>	28.5	26.5
Sm	0.01	5.87	4.99	<i>nd</i>	5.3	<i>nd</i>	5.41	5.41
Eu	0.05	1.27	1.3	<i>nd</i>	1.35	<i>nd</i>	1.21	0.599
Gd	0.02	5.16	4.41	<i>nd</i>	4.66	<i>nd</i>	4.65	4.67
Tb	0.1	0.74	0.7	<i>nd</i>	0.74	<i>nd</i>	0.74	0.83
Dy	0.02	4.04	3.8	<i>nd</i>	3.9	<i>nd</i>	4	4.65
Ho	0.01	0.76	0.72	<i>nd</i>	0.73	<i>nd</i>	0.75	0.88
Er	0.01	2.16	2.08	<i>nd</i>	2.16	<i>nd</i>	2.19	2.66
Tm	0.005	0.32	0.299	<i>nd</i>	0.32	<i>nd</i>	0.327	0.411
Yb	0.05	1.98	1.85	<i>nd</i>	2.06	<i>nd</i>	2.03	2.62
Lu	0.01	0.296	0.275	<i>nd</i>	0.293	<i>nd</i>	0.297	0.38
Hf	0.2	6.3	5	<i>nd</i>	5.4	<i>nd</i>	5	4
Ta	0.3	0.77	0.7	<i>nd</i>	0.7	<i>nd</i>	0.7	1.5
W	1	< 1	< 1	<i>nd</i>	< 1	<i>nd</i>	< 1	3
Au (ppb)	1	< 1	< 1	<i>nd</i>	< 1	<i>nd</i>	< 1	1
Bi	2	0.2	0.3	<i>nd</i>	0.5	<i>nd</i>	0.4	1.4
Pb	5	13	11	<i>nd</i>	7	<i>nd</i>	8	20
Th	0.1	9.62	8.43	<i>nd</i>	8.88	<i>nd</i>	9.22	14.9
U	0.1	2.28	1.95	<i>nd</i>	2.05	<i>nd</i>	2.13	4.68
Masa (gr)		1.646	1.512	<i>nd</i>	1.53	<i>nd</i>	1.522	1.653
Fe (%)		<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Na (%)		<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
Ba/Nd		22.52	36.00	<i>nd</i>	27.17	<i>nd</i>	26.32	24.91
Ce/Yb		31.87	30.86	<i>nd</i>	28.88	<i>nd</i>	30.30	24.69
Rb/Sr		0.207	0.178	0.162	0.199	0.275	0.240	1.460

ELEMENTOS MAYORES

Para reconocer el comportamiento de los elementos químicos presentes en las rocas de la región del Jocotitlán, se graficaron los elementos mayores en diagramas de variación química (Fig. 53). Algunas muestras presentan un comportamiento irregular en comparación con la mayoría de las demás. La muestra JOC60 es la roca más evolucionada y muestra valores extremos, por lo que se excluye de las siguientes observaciones. De forma general, los óxidos TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO y MnO decrecen considerablemente en las rocas más evolucionadas; el Al_2O_3 junto con el P_2O_5 muestra un comportamiento similar pero en menor magnitud y con mayor dispersión. Sólo el K_2O presenta un comportamiento contrario a los demás óxidos. El Na_2O tiene un comportamiento menos definido (Fig. 53). Las rocas ricas en TiO_2 pertenecen a los conos de escoria Lashco, Bombatevi y El Lindero, éste último emplazado en las faldas orientales del volcán Jocotitlán. Estas rocas presentan edades similares que rondan entre los 0.4 y 0.6 Ma. El caso contrario ocurre con las rocas que pertenecen a los domos Ixtlahuaca y Endaré, que presumiblemente tienen edades mayores a los 3 Ma (Fig. 53).

Respecto al Fe_2O_3 se observa que las rocas que constituyen a los conos de escoria Bombatevi, Lashco y el Lindero, así como las muestras del Graben de Acambay tienen los valores más altos, mientras que las rocas del volcán Jocotitlán y los domos dacíticos están empobrecidas en este óxido. Esto también es evidente en relación al MgO , en donde dos muestras de los conos de Atacomulco también se separan de la tendencia general. La roca JOC06 (de los conos de Atacomulco) es la única con un alto contenido en olivino, lo que explica sus valores elevados de MgO . El fraccionamiento del olivino, piroxeno y las espinelas en los magmas explica el empobrecimiento de estos óxidos en las andesitas del Jocotitlán. De la misma manera el decremento del MnO en las rocas más evolucionadas se explica por su comportamiento como un elemento accesorio en el olivino y piroxeno. Los valores de CaO y Al_2O_3 muestran una tendencia similar aunque menos marcada.

La variación del Al_2O_3 es de cerca del 2 wt % en la mayoría de las muestras, mientras que la del CaO es de ca. 5 wt % (Fig. 53). El Na_2O muestra valores ligeramente menores en las muestras del Jocotitlán, comparados con las de los conos de escoria Bombatevi, Lashco, El Lindero y los domos Endaré e Ixtlahuaca.



▲ Fig. 53. Diagramas binarios de elementos mayores vs. SiO₂ (en wt.%).

Los valores de P_2O_5 son particularmente bajos: Las rocas más evolucionadas están empobrecidas en este óxido, mientras que en las muestras que pertenecen a los conos de escoria (andesita-basáltica y andesitas) se incrementa ligeramente. Las muestras del Jocotitlán tienen una variación del 1 wt % en K_2O con una correlación positiva de acuerdo a su contenido en SiO_2 .

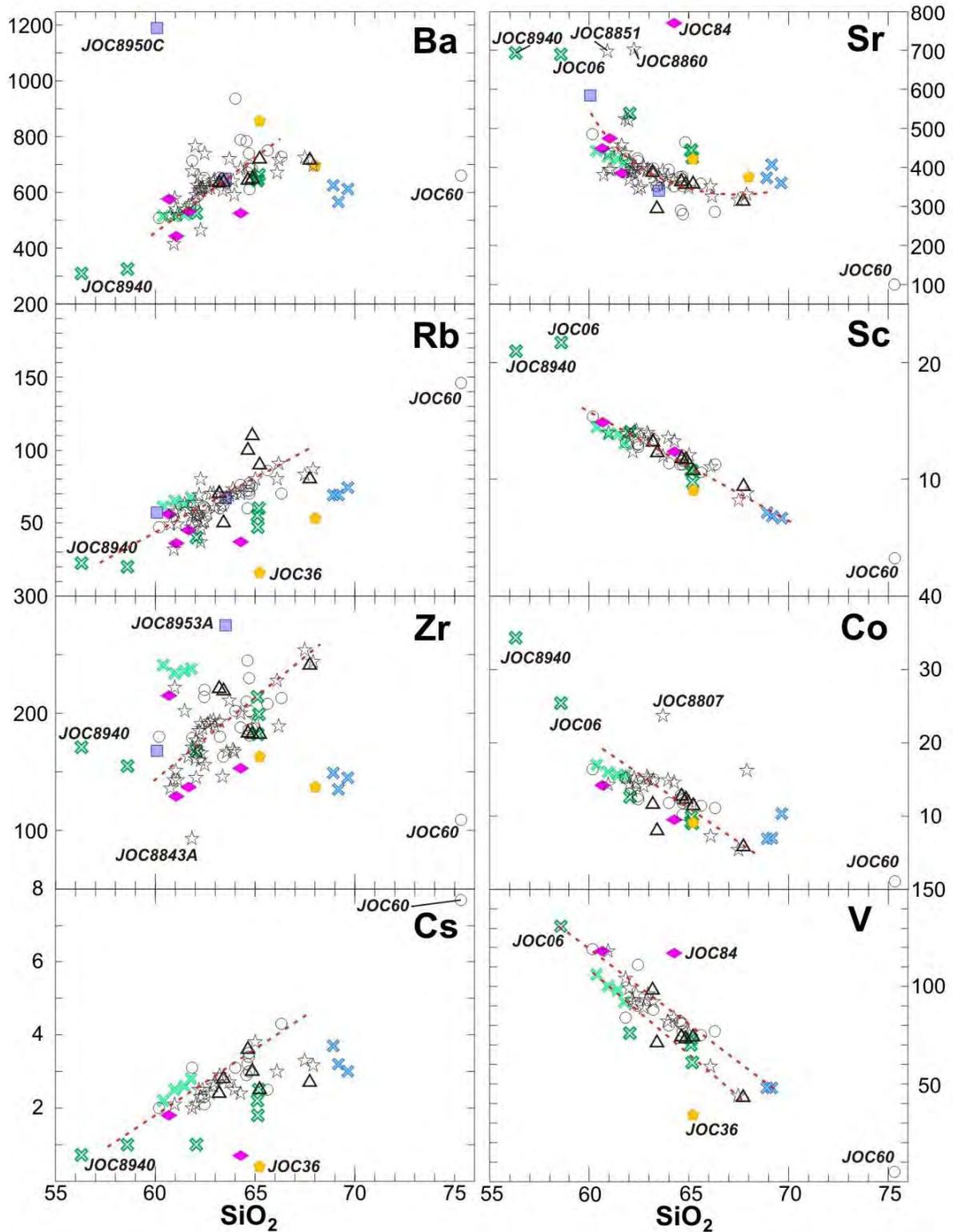
Se observa que las rocas definidas como del Jocotitlán temprano contienen valores elevados de K_2O . Los domos Endaré y de Ixtlahuaca se separan del grueso de las muestras, al ser ligeramente más pobres en este óxido (comparadas con las del Jocotitlán), pero siguen la tendencia de variación general. Las muestras de los conos Bombatevi y Lashco muestran un enriquecimiento en K_2O y las del Graben de Acambay un empobrecimiento.

Los óxidos de Ti, Fe, Mg y Na presentan la alineación de dos patrones paralelos. En el caso de los primeros dos elementos, el cono de escoria El Lindero define una tendencia negativa conforme aumenta el SiO_2 , por encima de la tendencia que presentan las rocas del Jocotitlán y en el caso del Mg por debajo. En el caso del Na_2O , las rocas de los domos de Ixtlahuaca señalan una tendencia negativa en relación al incremento de SiO_2 y entre el campo generado por las rocas del Jocotitlán y el de estos domos, se encuentran las muestras de los conos Lashco y Bombatevi, El Lindero y el domo Endaré, respectivamente.

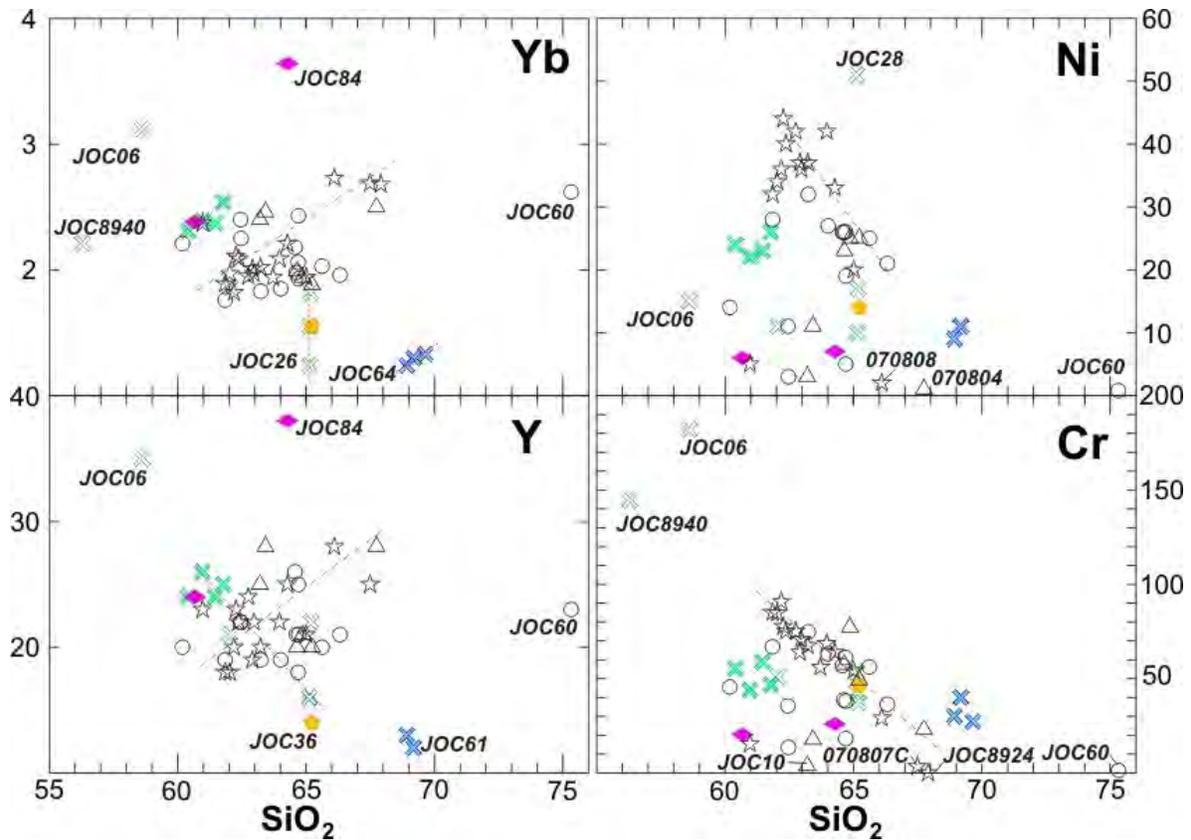
De acuerdo con el comportamiento de los elementos mayores descritos, se puede señalar que la cristalización fraccionada es el mecanismo por el cual han evolucionado los magmas del Jocotitlán. La existencia de dos patrones paralelos formados por las rocas de los conos de Atlacomulco, El Lindero y los domos de Ixtlahuaca (Fig. 53 en TiO_2 , Fe_2O_3 y MgO), señalan posiblemente fuentes de magmas distintas, que al ascender del manto pudieran ser asimiladas en algunos casos por el sistema magmático del Jocotitlán, razón por la cual se observa una variación en el contenido de TiO_2 , MgO , Al_2O_3 , CaO y Na_2O sobre una serie de rocas con el mismo contenido de SiO_2 . La variación de Al_2O_3 y CaO puede indicar la cristalización y fraccionamiento de plagioclasa (labradorita y bytownita, principalmente), así como de los piroxenos cálcicos (augita principalmente) al evolucionar el magma.

La mayoría de estos óxidos muestra tendencias lineales, que pueden explicarse mediante procesos de cristalización fraccionada aunados a mezcla de magmas. La mezcla de magmas puede producirse por la adición o substracción de la fase sólida del magma durante

contaminación cortical o por la adición de fundido lo que puede llegar a enriquecer al líquido magmático en varios elementos (Rollinson, 1993).



▲ Fig. 54. Diagramas de variación química de los elementos traza (en ppm) del área del Jocotitlán en relación con su contenido de SiO₂ (% wt.) (simbología véase Fig. 53).



▲ Fig. 54. (continuación) (simbología véase Fig. 53).

Esta última hipótesis se ve reforzada por las texturas petrográficas que muestran zonamiento normal e inverso en plagioclasa, además de evidencias de disequilibrio (reabsorción) posteriores a su crecimiento.

ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS

En los diagramas de variación química para elementos traza (Fig. 54) se observan al igual que en el caso de los elementos mayores, ciertas tendencias lineales de acuerdo al incremento en el contenido de SiO_2 , pero aquí la dispersión es mayor. Aun así, en el caso de algunos elementos traza (Sr, Rb, Sc, V y Cr) las tendencias lineales en las rocas del volcán Jocotitlán se observan en un campo mejor definido, mientras que las muestras de los conos de Atlacomulco, Lashco y los domos Endaré e Ixtlahuaca grafican en ambos extremos. Existen algunas muestras que se separan claramente del grueso de las rocas: Una de ellas proviene del cono de escoria El Lindero (JOC8950C) y se distingue por su alto contenido en Ba. Otra proviene del Graben de Acambay (JOC84) y se distingue por valores

anómalos en Sr, Cs, V, Yb e Y. La muestra del domo Endaré (JOC36) tiene valores bajos en Rb, Cs, V e Y.

Al igual que para los elementos mayores las muestras más básicas, pertenecientes a los conos de Atacomulco (JOC8940 y JOC60), se caracterizan por tener valores bajos en Ba, Rb, Zr y Cs, pero con altos contenidos en Sr, Sc, Co, V, Yb y Cr (Fig. 54). Las tendencias lineales positivas se observan claramente en los siguientes elementos litófilos: Ba, Rb y Cs, mientras que en el caso del Zr, Yb e Y, aunque también se incrementan sus concentraciones, se presenta una mayor dispersión. Las tendencias negativas son muy claras en Sr, Sc, Co y V. El Ni y Cr también muestran esta disminución, pero en dos tendencias ligeramente distintas, una para las rocas del volcán Jocotitlán y otra para los conos de Atacomulco. De esta manera, los elementos compatibles Ni y Cr muestran una alta dispersión. Las rocas del Jocotitlan temprano muestran los niveles más bajos en Ni, mientras que (*grosso modo*) las rocas del Jocotitlán medio presentan los más altos. En el caso del Cr, sólo se observan los grupos que forman las rocas de los domos de Ixtlahuaca y el Graben de Acambay con bajos valores. El domo Endaré se encuentra en el campo que forma la mayoría de las rocas pertenecientes al Jocotitlán. Los conos de Atacomulco, al igual que en la mayoría de las demás gráficas, forma tres grupos: El de los conos Lashco y Bombatevi, con valores intermedios; el de los conos de Atacomulco evolucionados (dacitas) con bajos valores; y las de los conos básicos con altos valores de Cr (Fig. 54).

El comportamiento de los elementos traza muestra tendencias observadas comúnmente en otros volcanes. Los elementos Sr y Rb normalmente tienden a tener un comportamiento inverso entre sus valores conforme aumenta el contenido de SiO₂. En este sentido se observa que la disminución y el aumento de sus valores con respecto al incremento de sílice, respectivamente, han sido interpretados como un indicador de la cristalización fraccionada de la plagioclasa.

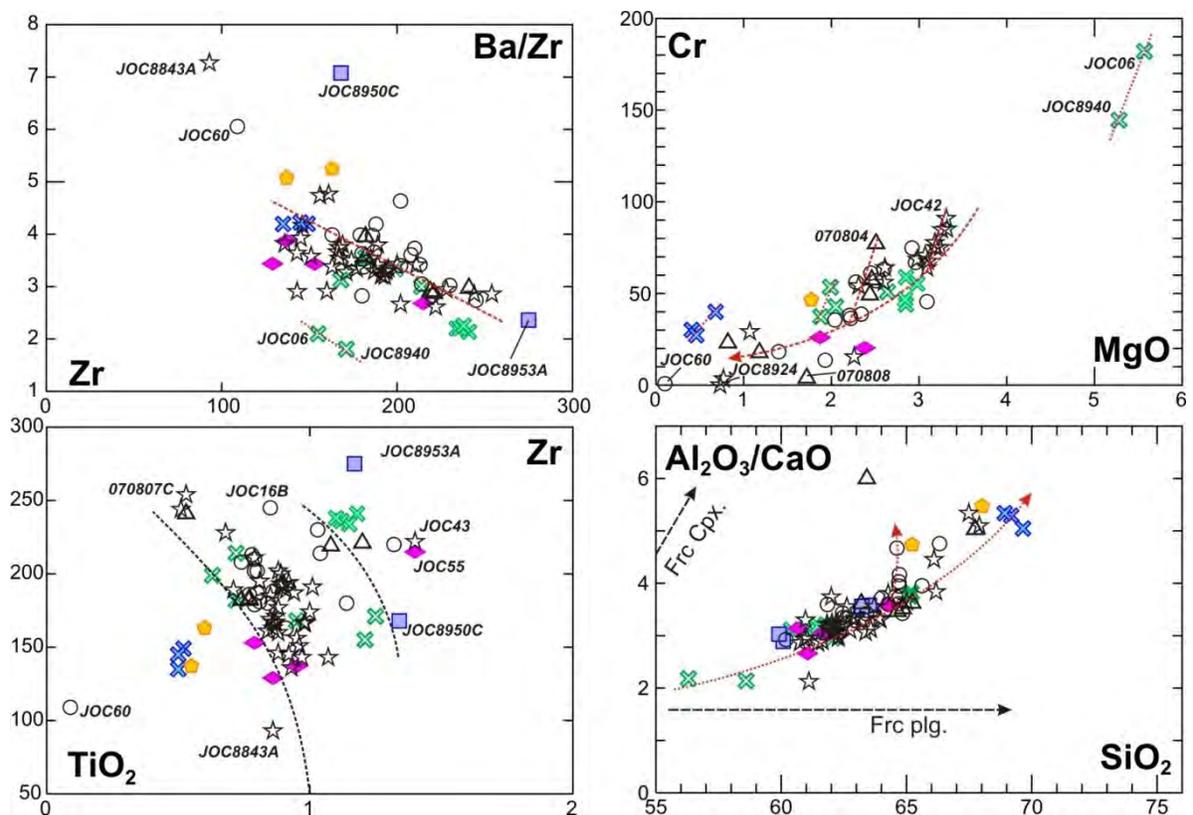
El Sc muestra una tendencia negativa y sólo las muestras más básicas presentan valores altos. La disminución tan marcada de este litófilo que raramente forma minerales propios, se debe a su radio iónico, ya que el Sc puede substituir al Al y al Fe en algunos minerales ferromagnesianos, en este caso en los piroxenos (Salminen et al., 2005). En general, las rocas más básicas, algunas pertenecientes al Graben de Acambay y los domos Endaré e Ixtlahuaca, presentan los valores más bajos de Zr y debido a la variación en sílice, una alta

dispersión. En cambio, las rocas pertenecientes al volcán Jocotitlán muestran la tendencia típica de un elemento incompatible. En el caso del Co, la tendencia negativa puede deberse a la cristalización fraccionada de espinelas, olivinos y piroxenos, ya que este elemento presenta carga y radio iónico similar a los cationes del Fe y Mg, por lo que puede presentarse como un elemento accesorio en estos minerales.

Como el Cs es un metal alcalino de comportamiento litófilo, presenta una tendencia positiva y su incremento se debe al grado de diferenciación magmática. La tendencia negativa del V se debe a que es moderadamente compatible en los piroxenos (Snyder, 1999) y a que frecuentemente puede substituir al Fe en la magnetita. El Yb y el Y presentan una alta dispersión en sus concentraciones, pero con una ligera tendencia a enriquecerse conforme avanza la diferenciación del magma. Estas Tierras Raras pueden señalar la separación de clinopiroxenos del magma, en los que se incorporan como elementos accesorios. El comportamiento de los elementos anteriores con respecto al incremento de SiO₂, se puede explicar mediante el proceso de cristalización fraccionada como causa principal de la evolución del magma. Adicionalmente se puede proponer la coexistencia de otras fuentes parentales de magma, especialmente si se considera el comportamiento de las rocas de los conos de Atlacomulco y el Lindero en el diagrama de variación de Zr en relación al Ba/Zr (Fig. 55). Aquí se observa una tendencia negativa conforme se enriquece en Zr. Esto significa que la variación del Ba puede estar relacionada con la substitución del Ca en la cristalización de los clinopiroxenos y plagioclasas (abundantes en las rocas del volcán Jocotitlán). Además, al graficar la relación de los óxidos de Al y Ca, en relación con el contenido de SiO₂, se puede confirmar que no solo la cristalización de las plagioclasa es un proceso importante, si no que la cristalización del clinopiroxeno se ha dado a lo largo de la evolución magmática (Fig. 55).

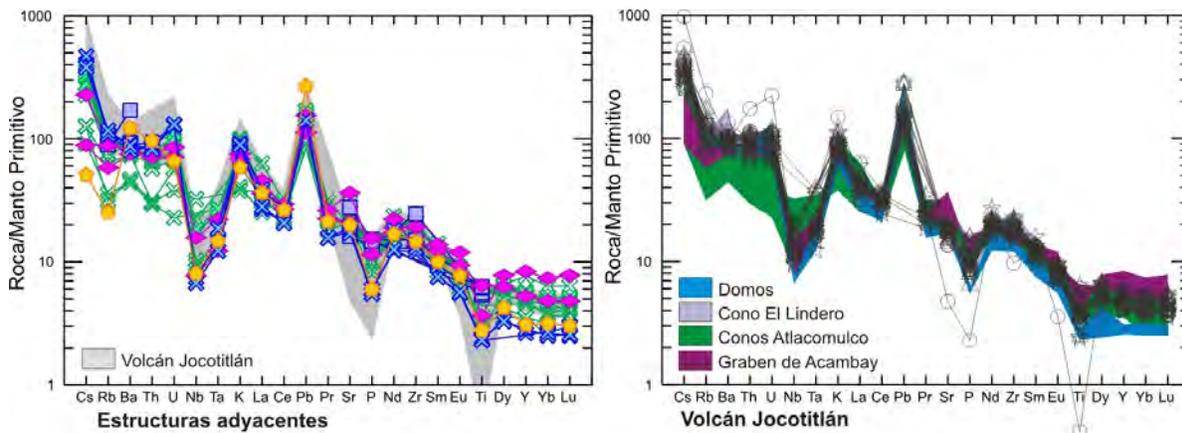
Por otro lado se observa, al graficar el TiO₂ en relación con el Zr (ambos son elementos HFSE, por sus siglas en inglés “High Field Strength Elements”), la configuración de tres campos de acuerdo con el contenido de Ti y el incremento del Zr (Fig. 55). De esta manera las rocas de los domos Ixtlahuca, Enderé y del Graben de Acambay forman un grupo en donde el magma es pobre en estos elementos, mientras que los magmas que formaron a los conos de escoria Lashco, Bombatevi y El Lindero son ricos en Ti y Zr. La mayoría de las muestras del volcán Jocotitlán se encuentra entre esos dos extremos. Por último, se observa

una tendencia positiva del Cr con respecto al MgO (Fig. 55). El MgO al ser un importante componente del sólido (olivinos y piroxenos) en equilibrio con el fundido, puede ayudar a determinar la desvinculación de fases ricas en magnesio durante la fusión parcial o remoción por cristalización fraccionada (Rollinson, 1993). Además, en las rocas del Jocotitlán, la relativa abundancia de óxidos (magnetitas y espinelas de Cr entre otros) que ocurren como inclusiones en los olivinos y piroxenos, permite explicar las variaciones de estos elementos. Al observar cuáles son las rocas con menores cantidades en ambos elementos, se puede identificar a las muestras más evolucionadas, mientras que las que presentan mayores contenidos de MgO y Cr son las andesitas basálticas de los conos de Atlacomulco (Fig. 55). Se observa una fuerte pendiente al inicio de la curva, lo que indica cristalización y fraccionamiento de espinelas y olivinos al inicio de la diferenciación del magma.



▲ Fig. 55. Diagramas binarios y de relaciones químicas de las rocas del Jocotitlán (simbología véase Fig. 53).

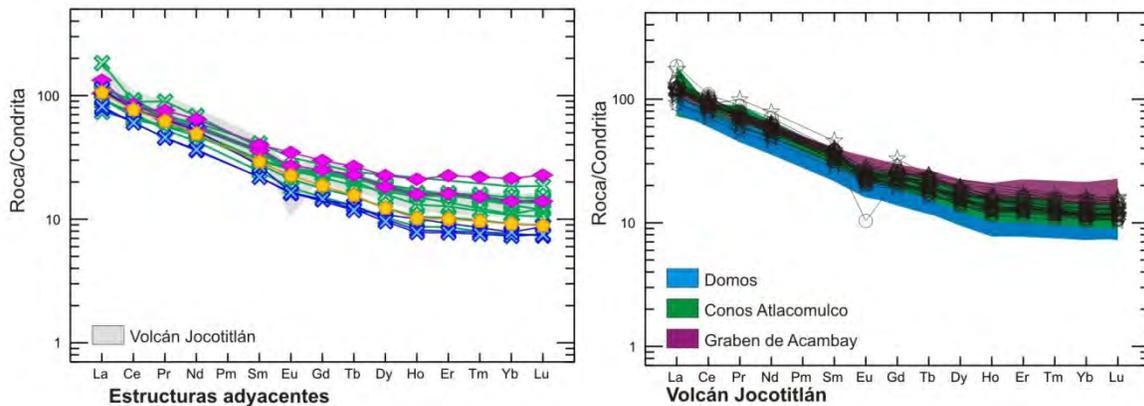
En los diagramas multi-elementos (Fig. 56) normalizados con los valores de manto primitivo propuestos por Sun y McDonough (1989) de las rocas del Jocotitlán se observa un enriquecimiento de los elementos móviles (litófilos), particularmente Cs, Rb, K, Ba, Th, U y Pb, y una disminución del Nb, Ta, P y Ti. Al comparar el comportamiento de estos elementos, se observa que los conos de escoria de Atlacomulco están ligeramente empobrecidos en Cs, Rb, Ba, Th, pero ocupan un rango más amplio en la cantidad de Nb y HREE (por sus siglas en inglés Heavy Rare Earth Elements) con respecto a las rocas del Jocotitlán.



▲ Fig. 56. Diagrama de elementos traza normalizados con los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989), para las rocas del volcán Jocotitlán y alrededores (simbología, véase Fig. 53).

Las rocas del Graben de Acambay también se encuentran empobrecidas en los elementos móviles y muestran un mayor enriquecimiento en los HREE, mientras que los domos de Ixtlahuaca se comportan de manera similar a las rocas del Jocotitlán pero con valores ligeramente menores, ya que presentan los contenidos más bajos en Y, Yb y Lu, así como Nb y Pr (Fig. 56). Un caso muy particular es el de las rocas del cono de escoria El Lindero, con altos valores de Ba, Sr y Zr. Aparentemente, las rocas de los conos de escoria se formaron a partir de lotes de magma más primitivos y diferentes a los que dieron origen al sistema magmático del Jocotitlán. En el otro extremo, los lotes de magma más evolucionados fueron los que dieron origen a los domos Ixtlahuaca. Los valores de los elementos de Tierras Raras (REE), normalizados con los valores de condrita (Fig. 57), exhiben patrones de enriquecimiento de Tierras Raras ligeras (LREE, por sus siglas en

inglés, Light Rare Earth Elements) respecto a las HREE. Este comportamiento es típico de magmas producidos en zonas de subducción.



▲ Fig. 57. Diagramas multi-elementos que muestran la abundancia de las Tierras Raras (REE) en las rocas del volcán Jocotitlán y alrededores. Los diagramas fueron normalizados de acuerdo a los valores de condrita propuestos por Sun y McDonough (1989) (simbología, véase Fig. 53).

El comportamiento de las rocas analizadas muestra un acusado enriquecimiento en LREE en las rocas del volcán Jocotitlán y los conos de escoria de Atlacomulco. La muestra JOC60 presenta una anomalía negativa en el contenido de Eu, posiblemente como resultado del fraccionamiento de cristales de plagioclasa. Con respecto a las rocas del Graben de Acambay, se observa un elevado contenido de HREE, similar a los valores presentes en rocas de tipo MORB (por sus siglas en inglés, Mid-Ocean Ridge Basalt), pero el empobrecimiento en LREE es característico y similar a los valores encontrados en las rocas que conforman la corteza superior. Por otro lado, los domos de Ixtlahuaca presentan los valores más bajos en REEs sin anomalías significativas. Estos valores son muy similares a los promedios encontrados en la corteza superior.

ISOTOPOS DE SR, ND Y PB

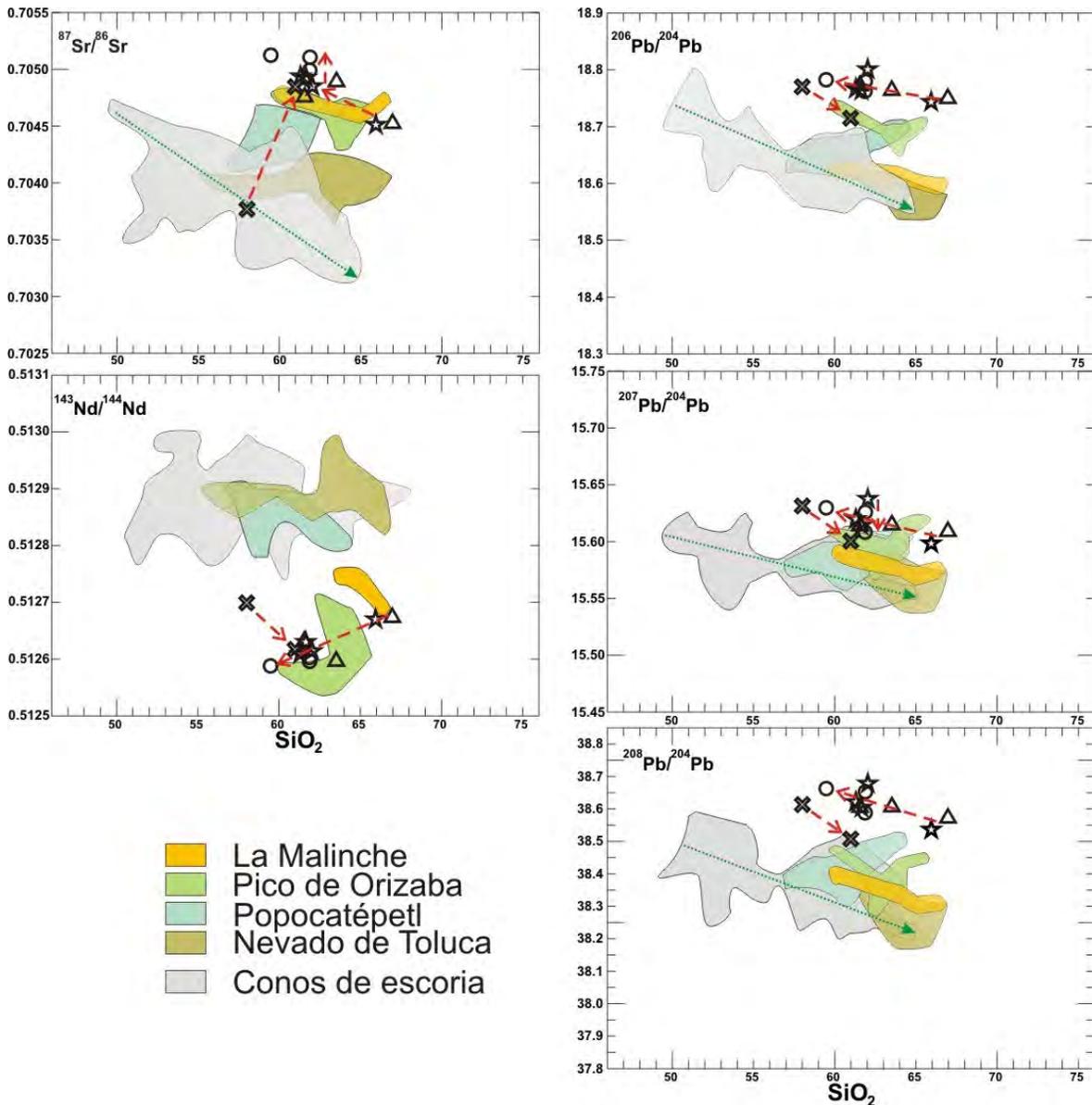
Se realizaron mediciones de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Tabla VIII) elaborados en el LUGIS, en 10 muestras de roca provenientes del volcán Jocotitlán (las muestras cubren los distintos periodos estratigráficos) y 2 muestras de los conos de Atlacomulco. Los datos obtenidos muestran variaciones relativamente bajas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mientras que los valores de

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ presentan una marcada amplitud entre los materiales menos silíceos y los más evolucionados (Fig. 58).

Las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cubren un rango entre 0.7045 y 0.7051 (Tabla VIII) y son inversamente proporcionales con respecto al contenido de SiO_2 en las rocas analizadas. Además, se observa un incremento de la relación isotópica de Sr en las últimas rocas extruidas, mientras que dos muestras que pertenecen al periodo Jocotitlán temprano tienen los valores más bajos (Fig. 58). Los datos isotópicos de Sr del Jocotitlán son los más elevados en comparación con otros estratovolcanes del CVM. Los volcanes que tienen los valores más cercanos al Jocotitlán son La Malinche y el Pico de Orizaba (Fig. 58). Es importante señalar que el Rb se concentra en la corteza y que por ende, los altos valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las rocas del Jocotitlán indican un aporte de materiales corticales a los magmas del volcán. La Fig. 58 también muestra un amplio campo en donde caen *ca.* 90% de los valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinados en muestras provenientes de los conos de escoria y domos cercanos al Jocotitlán. Estos valores muestran una tendencia negativa con respecto al SiO_2 , es decir, los productos más evolucionados presentan las relaciones isotópicas más bajas. En este sentido, los conos monogenéticos de Atlacomulco muestran dos valores distintos, uno similar a los productos emitidos por el Jocotitlán y otro muy similar al campo ocupado por los conos de escoria vecinos a la región, con una relación isotópica de Sr menor (Fig. 58).

Aunque es necesario ampliar la cantidad de análisis para estos volcanes (estructuras monogenéticas), esta variación es señal de distintas regiones fuente (manto litosférico heterogéneo) en los magmas emplazados cerca del Jocotitlán. La relación isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en las rocas del volcán Jocotitlán muestra una variación pequeña con un rango de 0.51258 a 0.51267 (un intervalo de 0.000085) (Tabla VIII). Estos valores muestran una ligera tendencia positiva con respecto a su contenido en sílice, en donde las relaciones isotópicas de Nd son mayores en las rocas más evolucionadas (Fig. 58). De acuerdo con su temporalidad, las dacitas emitidas recientemente tienen los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más bajos, mientras que las dacitas ricas en sílice, emitidas hace ≥ 0.6 Ma contienen los valores más altos. Al comparar los datos isotópicos de Nd del Jocotitlán con los de otros volcanes, se forman dos campos: Uno con valores altos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y otro con valores bajos. El

primer grupo lo forman los volcanes Nevado de Toluca y Popocatépetl, mientras que el segundo grupo incluye al Pico de Orizaba, La Malinche y al Jocotitlán (Fig. 58).



▲ Fig. 58. Diagramas binarios de las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb vs. SiO₂ (en wt.%) para las rocas del volcán Jocotitlán (simbología, véase Fig. 51) en comparación con los volcanes de La Malinche (Castro-Govea, 2007), Pico de Orizaba (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010), Popocatépetl (Schaaf et al., 2005), Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004) y conos de escoria y domos de Tenango, Zitácuaro y Valle de Bravo (Blatter et al., 2007; Mukasa et al., 2007; Gómez-Tuena et al., 2006).

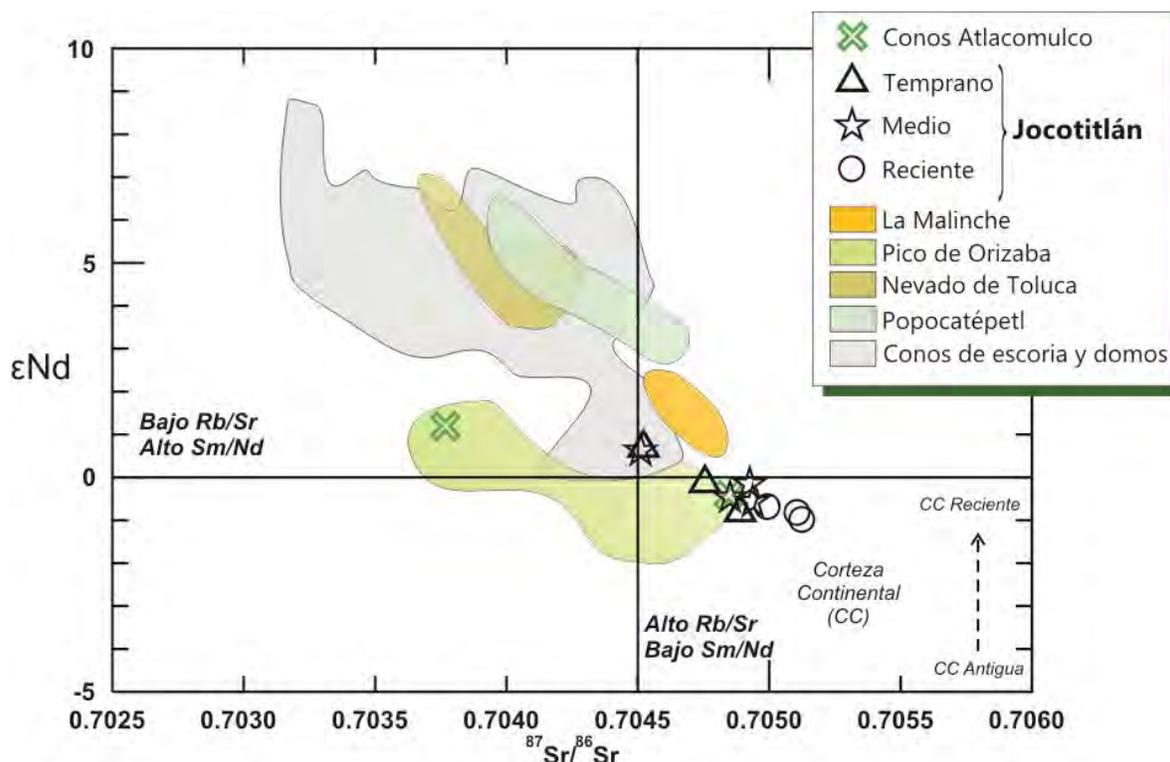
Las muestras de los conos de Atlacomulco tienen bajos valores isotópicos de Nd, en comparación con el campo formado por los conos de escoria de la región vecina (Fig. 58).

Estos valores indican fuentes de fusión empobrecidas en Nd, es decir alejadas de los campos formados por las rocas producto de un manto empobrecido y cercano a fuentes de fusión de la corteza continental.

Las relaciones isotópicas de Pb en las rocas del Jocotitlán muestran un comportamiento similar, con una variación isotópica muy reducida ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.80$ y 18.74 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.63$ y 15.59 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.67$ y 38.53). La mayor variación se observa en la relación isotópica de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que cubre un intervalo de 0.1418. Las tres relaciones isotópicas de Pb muestran una ligera tendencia negativa con respecto al contenido de SiO_2 en las rocas analizadas (Fig. 58). Al comparar los valores del Jocotitlán con los de otros estratovolcanes del CVM, se observa que el Jocotitlán tiene los valores más altos en las tres relaciones isotópicas de Pb y solamente los valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ del Pico de Orizaba son similares a los del Jocotitlán. Las relaciones de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ del Jocotitlán se encuentran casi desvinculadas de las de los otros volcanes referidos. También es importante notar que la tendencia negativa con respecto al contenido de SiO_2 se observa en los volcanes de La Malinche, Nevado de Toluca y Pico de Orizaba, pero no en el Popocatepetl (Fig. 58). Para el caso de las muestras de los conos de Atlatomulco, los valores se encuentran fuera del campo formado por los conos y domos cercanos, ya que presentan los valores más altos, aunque la tendencia negativa se mantiene (Fig. 58). El Pb es un elemento relativamente incompatible con los silicatos y movable por fluidos. El hecho de que el Jocotitlán tenga los valores más altos de las relaciones isotópicas de Pb, puede indicar un aporte posterior a la fusión parcial del manto por fluidos hidrotermales, sedimentos o corteza continental antigua.

En la gráfica de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 59) los valores del Jocotitlán forman un grupo compacto y evolucionado que está alejado del resto de los valores de los volcanes con los que se compara (Popocatepetl, Nevado de Toluca y conos de escoria y domos de los alrededores). Los valores más cercanos a los obtenidos en muestras del Jocotitlán son los de los volcanes La Malinche y Pico de Orizaba. Estos volcanes andesíticos-dacíticos tienden a composiciones que pueden estar influenciadas por valores de sedimentos terrígenos o contaminación por la corteza superior. En la Fig. 59 se observa de manera clara que el comportamiento de los valores del Jocotitlán es similar al de los otros volcanes. Las rocas del Jocotitlán se correlacionan de forma negativa, en cuanto al contenido de isótopos de Sr,

con respecto a la temporalidad relativa de la formación de los productos emitidos. Dos muestras, una perteneciente al Jocotitlán temprano y otra al Jocotitlán medio presentan valores positivos de ϵNd . Ninguna muestra emitida en tiempos recientes muestra valores de ϵNd positivos. La muestra menos evolucionada de los conos de Atlatomulco presenta los valores mayores de ϵNd y los menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pero aun así, no se encuentra formando parte del grupo definido por los conos de escoria y domos de los alrededores del Jocotitlán. En contraste con los valores isotópicos de los estratovolcanes, las estructuras monogénicas de los alrededores del Jocotitlán muestran un rango más amplio.

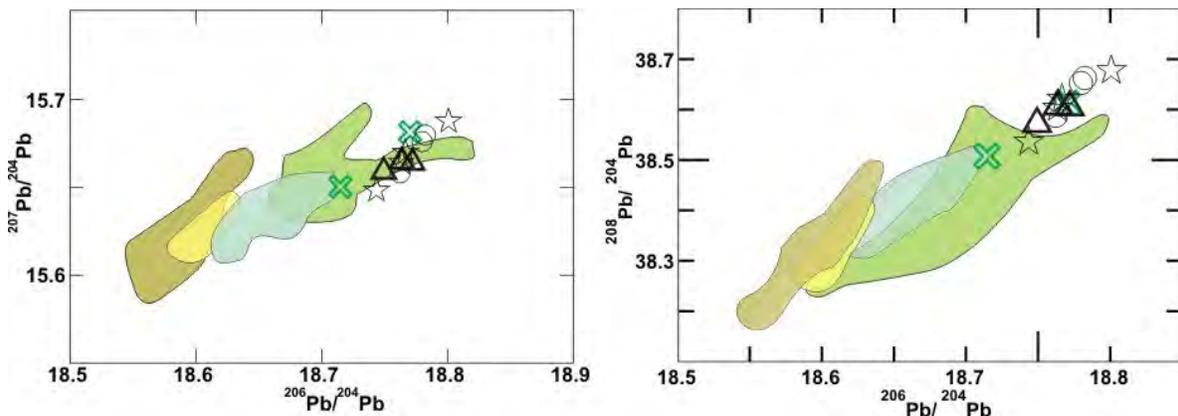


▲ Fig. 59. Diagrama de correlación isotópica de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que muestra los productos del Jocotitlán y los compara con datos de otros volcanes (algunos cercanos como el Nevado de Toluca) pertenecientes al CVM (las referencias son las mismas que en la figura anterior). También se muestran las relaciones isotópicas de acuerdo con las diferentes etapas de formación del Jocotitlán (temprano, medio y reciente). El diagrama se divide en cuatro cuadrantes, el superior izquierdo se define como el sector empobrecido resultado de la constante extracción de fundidos emitidos por las dorsales oceánicas, mientras que el inferior derecho se considera como el cuadrante enriquecido, por lo que se correlaciona con las composiciones isotópicas encontradas en la corteza continental (DePaolo y Wasserburg, 1979).

Es importante señalar que las relaciones isotópicas del volcán Jocotitlán se encuentran en el cuadrante enriquecido en la relación de Rb/Sr y en el cuadrante empobrecido en Sm/Nd,

similares a los valores de los reservorios de manto enriquecido (I) en los niveles de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pero valores ligeramente menores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ casi paralelos a la línea de ϵNd con valor 0 (Fig. 59).

Las relaciones radiogénicas de Pb del Jocotitlán presentan los valores más distantes, comparadas con los principales volcanes de la parte central del CVM y sólo se acercan a los valores encontrados en el volcán Pico de Orizaba (Fig. 60). La correlación de los valores isotópicos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ define una tendencia lineal con respecto a los de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Este comportamiento podría indicar una fuente con una composición inicial de Pb homogénea. Los productos emitidos recientemente se localizan al centro del campo formado por los valores del volcán Jocotitlán pero por encima de los valores encontrados en las muestras del Jocotitlán temprano. Los valores extremos pertenecen a rocas emplazadas entre 0.6 y 0.03 Ma (Jocotitlán medio) (Fig. 60). Respecto a los productos de los conos de Atacomulco se observa que la muestra menos evolucionada se acerca claramente a los valores del Popocatepetl, con bajas relaciones isotópicas de Pb (Fig. 60). De esta manera, al separarse de la diagonal hipotética que forma los datos del Jocotitlán, la fuente del sistema magmático que originó a los conos de Atacomulco tiene relaciones isotópicas distintas y cercanas a un manto empobrecido.



▲ Fig. 60. Diagramas de composición isotópica de Pb en los productos del Jocotitlán. Se muestran datos de otros volcanes del CVM (las referencias son las mismas que en la Fig. 58). Los datos se encuentran por encima de la Línea de Referencia del Hemisferio Norte (NHRL por sus siglas en inglés), que no aparece en el diagrama. Todas las relaciones isotópicas de Pb de los volcanes cercanos al Jocotitlán se despliegan de forma diagonal.

▼ **Tabla VIII.** Datos de análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb de rocas del volcán Jocotitlán (la localización exacta de las muestras se indica en la **Tabla VII**).

Muestra	wt % SiO ₂	Roca	Grupo	Localidad	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	1 sd*	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	1 sd*	eNd	1s	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1SD % (% std err)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1SD % (% std err)	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1SD % (% std err)
JOC-06 WR	58.01	Dique	A1	Atlacomulco	0.703768	34	0.512699	19	1.19	0.37	18.7702	0.129	15.6313	0.130	38.6130	0.127
JOC-09 WR	60.99	Bomba	A1	Atlacomulco	0.704846	31	0.512617	19	-0.41	0.37	18.7147	0.023	15.6003	0.030	38.5072	0.035
JOC-10 WR	61.56	Bomba	B1	Las Fuentes	0.704756	34	0.512631	16	-0.14	0.31	18.7720	0.015	15.6139	0.015	38.6044	0.016
Y070802 WR	63.52	Lava	B1	Ticaque	0.704890	35	0.512596	16	-0.82	0.31	18.7637	0.026	15.6146	0.032	38.6060	0.036
Y070804 WR	66.97	Lava	B1	Yeche	0.704522	39	0.512673	15	0.68	0.29	18.7494	0.015	15.6088	0.015	38.5713	0.016
JOC-01 WR	61.30	Lava	B2	Jocotitlán	0.704938	39	0.512609	18	-0.57	0.35	18.7666	0.016	15.6198	0.017	38.6209	0.020
JOC-14 WR	61.65	Lava	B2	Jocotitlán	0.704926	38	0.512630	18	-0.16	0.35	18.7634	0.018	15.6141	0.022	38.6034	0.028
JOC-04 WR	62.04	Lava	B2	Jocotitlán	0.704851	39	0.512614	19	-0.47	0.37	18.8008	0.038	15.6376	0.050	38.6778	0.066
Y070808 WR	65.95	Hummock	B3	La Loma	0.704511	38	0.512670	19	0.62	0.37	18.7436	0.028	15.5983	0.035	38.5360	0.042
JOC-20 WR	59.48	Bomba	C2	Jocotitlán	0.705124	39	0.512588	19	-0.98	0.37	18.7824	0.026	15.6297	0.031	38.6626	0.040
JOC-18 WR	61.87	Lava	C2	Jocotitlán	0.704992	33	0.512603	18	-0.68	0.35	18.7623	0.026	15.6083	0.033	38.5878	0.043
JOC-16B WR	61.89	Juvenil	C3	Jocotitlán	0.705106	37	0.512596	17	-0.82	0.33	18.7798	0.035	15.6259	0.053	38.6526	0.071

Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr. Los valores (1sd = ±1σ_{abs}) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 y ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710238 ± 23 (±1σ_{abs}, n = 360); para el estándar La Jolla (Nd): ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511871 ± 23 (±1σ_{abs}, n = 182).

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.89 ± 0.05%, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.43 ± 0.07% y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.51 ± 0.10% (±1σ_{rel}, n = 2). Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 6.8 ng Sr, 1.5 ng Nd (blanco total) y 46 pg Pb (blanco de química).

Más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS están reportados en: (<http://geologia.igeolcu.unam.mx/Lugis/manual.html>).

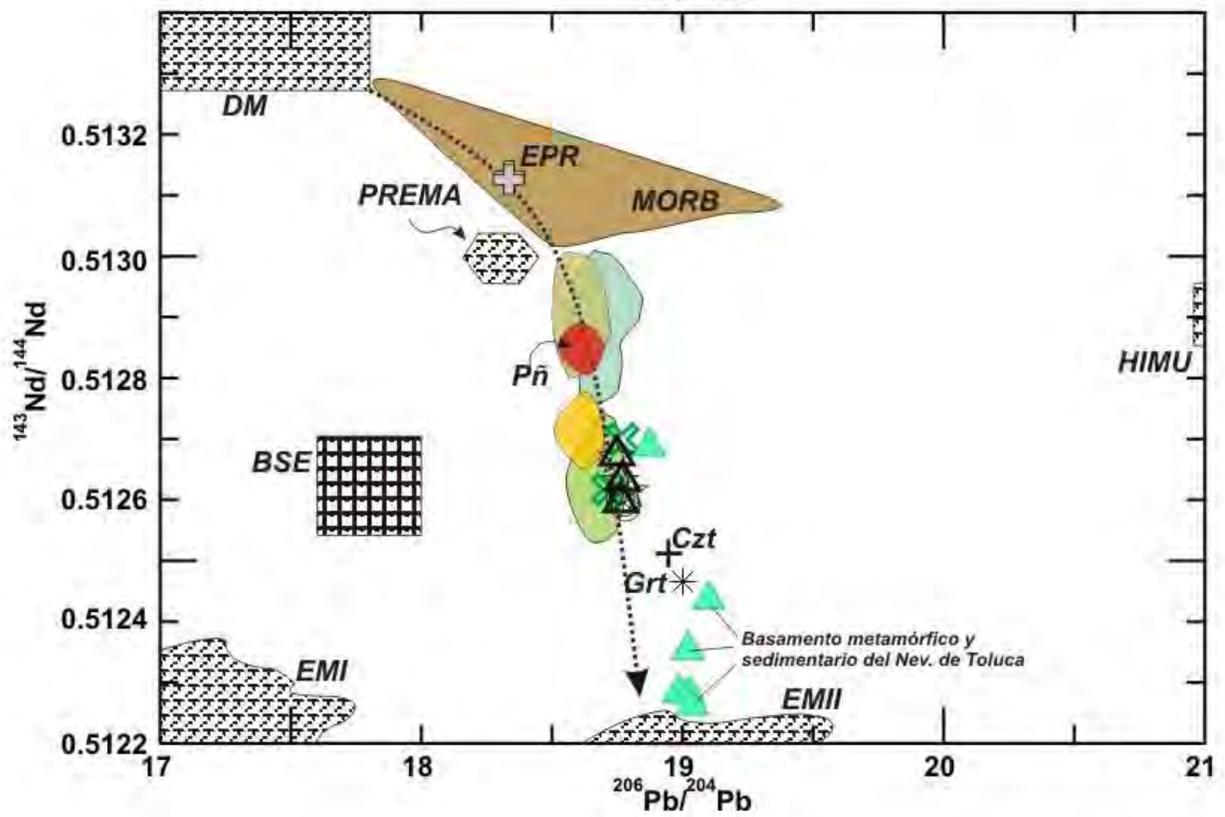
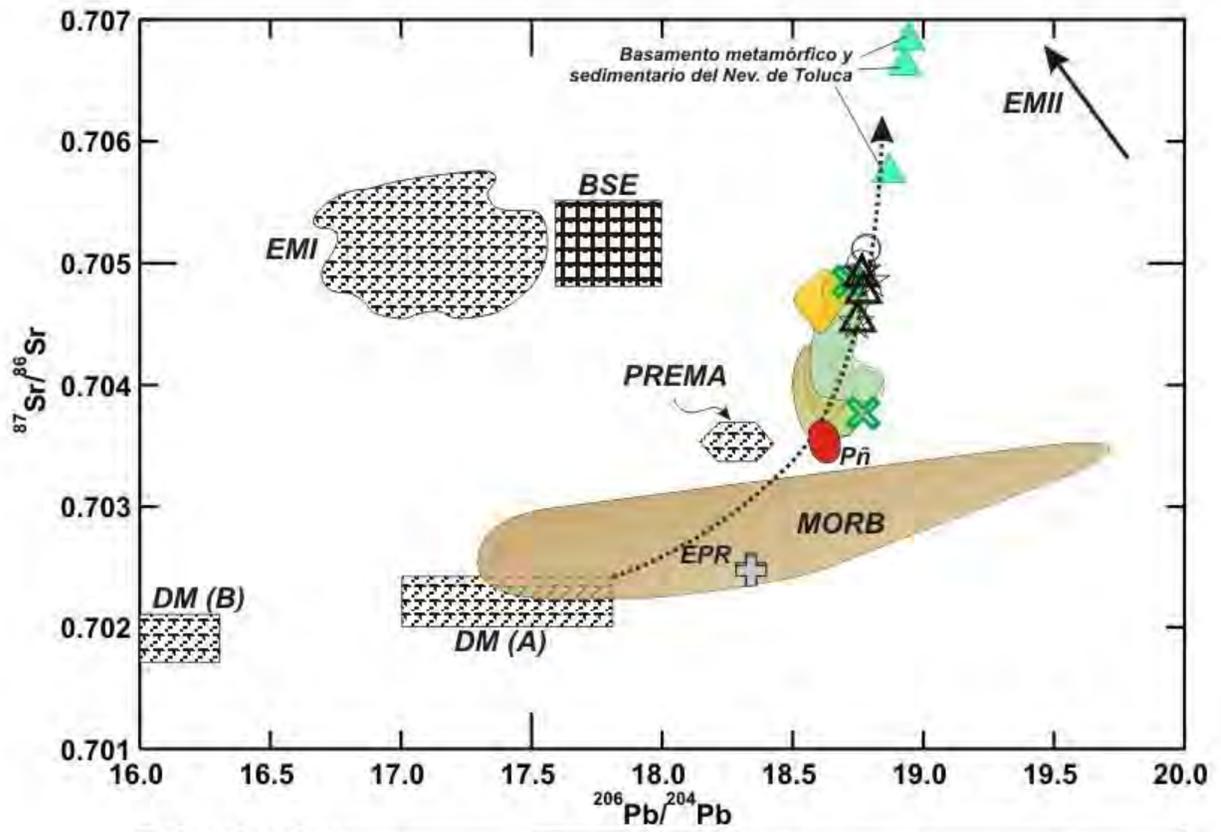
DISCUSIÓN

RELACIONES GENÉTICAS DEL JOCOTITLÁN Y LOS ESTRATOVOLCANES CERCANOS

Los valores isotópicos del volcán Jocotitlán se compararon con datos publicados de otros volcanes cercanos. En el diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, se observa que las firmas isotópicas pertenecientes al volcán Jocotitlán tienen valores más elevados en ambas relaciones isotópicas, en comparación con los otros estratovolcanes. Los valores isotópicos del Pico de Orizaba coinciden parcialmente con el campo de los del Jocotitlán, pero con una mayor amplitud en la relación de isótopos de Sr. Los valores del volcán La Malinche tienen relaciones radiogénicas de Sr similares pero con un menor contenido de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. El comportamiento lineal de estos datos tiende a incrementarse de forma positiva en todos los volcanes (Fig. 61). La tendencia general se conserva en el diagrama de $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Los productos de los volcanes La Malinche, Pico de Orizaba y Jocotitlán tienen los valores más bajos de $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$. En cambio los valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtenidos para el Jocotitlán son altos. El arreglo vertical de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es un indicador de la incorporación de fases fluidas derivadas de la corteza oceánica subducida (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010). Los volcanes de La Malinche y el Popocatepetl muestran la misma variación vertical.

Cabe resaltar que en el caso de estos volcanes se ha propuesto que la asimilación cortical juega un papel importante en el proceso de generación de magmas, junto con la mezcla de reabastecimiento por lotes de magma menos evolucionados (Schaaf et al., 2005; Castro-Govea, 2007), procesos que pueden también estar actuando en la generación de los magmas del Jocotitlán.

Para probar la hipótesis de la adición de fases fluidas a los magmas que forman el sistema magmático del Jocotitlán, se revisó el comportamiento de las relaciones de Sr/Y respecto al Y (Fig. 62). Las rocas del Jocotitlán se encuentran relativamente empobrecidas en estos elementos de REE y ligeramente enriquecidas en Sr. Los domos de San Felipe y El Santuario al sur de Ixtlahuaca y Enderé cerca del Jocotitlán, tienen altas relaciones de Sr/Y comparadas con el resto de las muestras colectadas, pero menores en comparación con las encontradas en La Malinche y el Nevado de Toluca (Fig. 62).



Las muestras de los conos de Atlacomulco y del Graben de Acambay tienen un amplio rango de Y, pero todas se agrupan en el campo de las rocas típicas generadas por la fusión de la cuña del manto (Fig. 62). De acuerdo con el comportamiento de estas REE, sería posible el ascenso de lotes de magma con un importante aporte, resultado de la fusión de basaltos metamorfizados, por lo menos en el caso de las rocas más evolucionadas y relativamente antiguas presentes en la planicie de Ixtlahuaca. Las adakitas (definidas por Defant y Drummond, 1990, como rocas formadas a partir de la fusión de la placa subducida), no son la única opción para explicar los bajos niveles de REE y el enriquecimiento de elementos móviles, ya que estos rasgos composicionales pueden ser generados también por la contribución de corteza continental inferior (Hildreth y Moorbath, 1988) y/o la metasomatización de la cuña del manto por interacción de fluidos en el manto peridotítico (Kelemen et al., 2003).

En el caso del Nevado de Toluca (ca. 320 km de distancia de la Trinchera Mesoamericana - dTMA), estratovolcán cercano al Jocotitlán (ca. 370 km de dTMA), se ha propuesto que sus magmas tienen un importante aporte de la fusión de la placa subducida (Martínez-Serrano et al., 2004). Sin embargo, estos autores también señalan que los magmas que produjeron los conos de escoria de Tenango, se produjeron por la fusión de una cuña del manto modificada por fluidos en el manto peridotítico. Las rocas del volcán La Malinche (ca. 370 km de dTMA) se encuentran en el mismo campo que ocupan las rocas del Nevado de Toluca, en el diagrama propuesto para la discriminación de magmas adakíticos (Fig. 62). Castro-Govea (2007) no favorece esta hipótesis postulada a partir de los valores isotópicos y propone la existencia de una relación entre el manto superior metasomatizado y las rocas de la corteza continental.

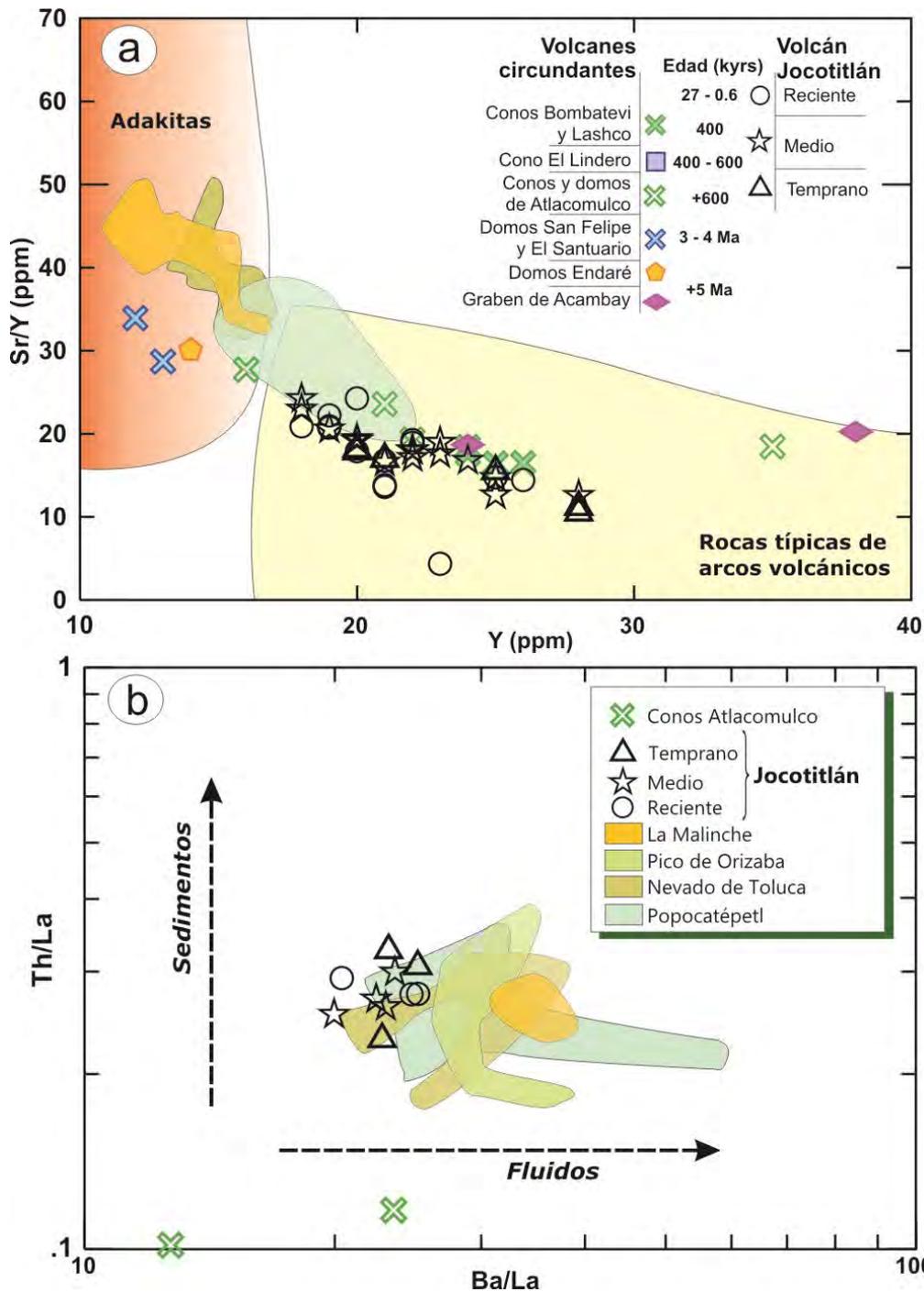
◀Fig. 61. Diagrama de variación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en donde se muestran las diferentes regiones fuente, definidas por Zindler y Hart (1986). Para su comparación sólo se colocaron los campos formados por las rocas de algunos estratovolcanes del CVM (simbología, véase Fig. 58). En cada uno de los diagramas se definen los campos formados por el MORB (por sus siglas en inglés, basaltos de las dorsales oceánicas) y en este caso particular se muestran los valores de la EPR (East Pacific Rise, Ito et al., 1987). También se graficaron los xenocristales encontrados en el volcán El Peñón (Pñ) de la región de Valle de Bravo (Mukasa et al., 2007), el basamento metamórfico y sedimentario del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004), el basamento granítico (Grt) de la región de Zitácuaro (Blatter et al., 2007) y el xenolito de cuarzita (Czt) del Pico de Orizaba (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010).

Los domos de Ixtlahuaca podrían tener su origen en zonas de fusión de manto metasomatizado, fenómeno que puede explicar los elevados contenidos de Sr en las rocas del Jocotitlán y la tendencia positiva de la relación de Sr/Y en las rocas emitidas en tiempos recientes (Fig. 62)

ASPECTOS GEOQUÍMICOS DE LOS MAGMAS PRIMARIOS

La composición de elementos mayores y traza indica que el magmatismo de la región de Ixtlahuaca tiene su origen en la fusión parcial de la cuña del manto, producto de la deshidratación de la placa que subduce. La complejidad de la subducción, espesor y geología de la corteza, esfuerzos distensivos al interior del continente (Graben de Acambay), así como la temperatura de la placa que subduce, imprimen una gran complejidad a la generación y ascenso de los magmas en la región de Ixtlahuaca. Debido a que la relación isotópica de algunos elementos, permanece intacta a los procesos de fraccionación que pueden presentarse en la evolución de un sistema magmático, los valores isotópicos de un magma indicarán las características composicionales de la región fuente o de extracción (Rollinson, 1993). Por esta razón, se pueden reconocer distintas fuentes de fusión con características isotópicas únicas, así como la mezcla de fuentes con distintas firmas isotópicas. En este sentido, se han reconocido diferentes reservorios isotópicos en la corteza y manto (Zindler y Hart, 1986). Por este motivo se graficaron las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, con el fin de reconocer la cercanía de los valores del volcán Jocotitlán con los diferentes reservorios (Fig. 61).

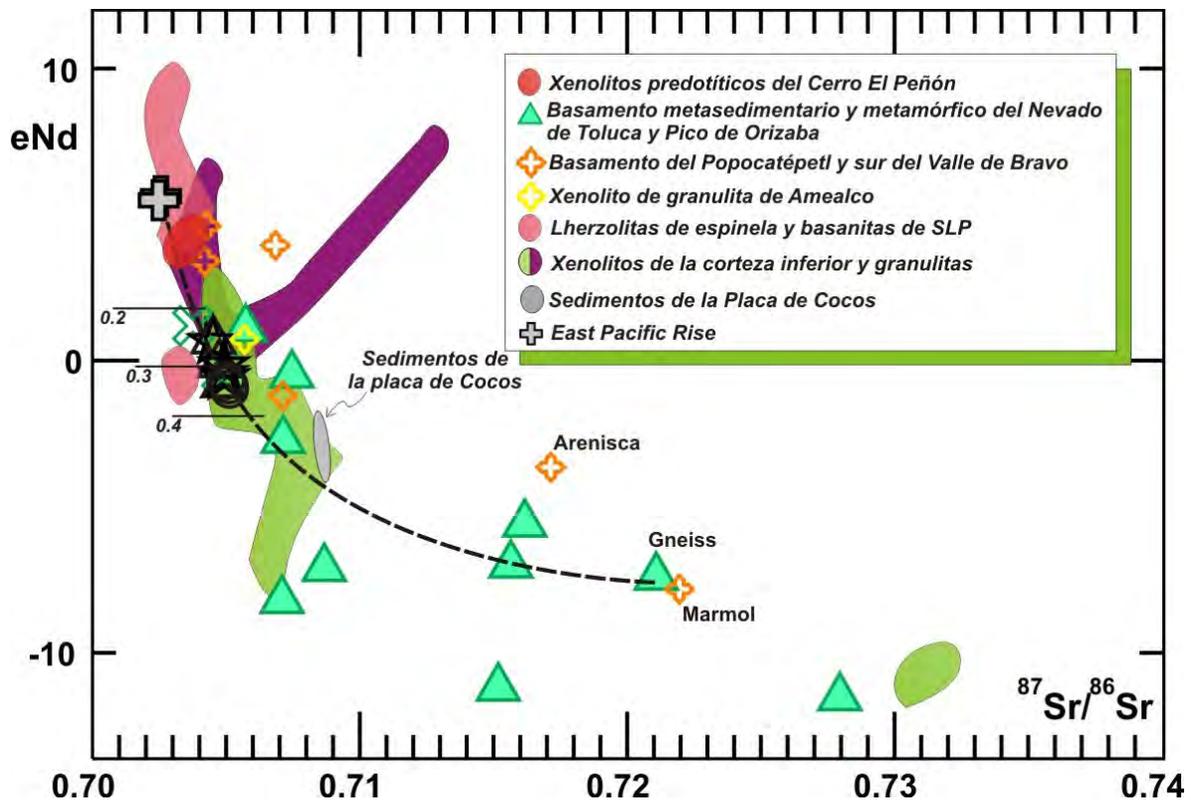
En estos diagramas se colocaron valores obtenidos en las rocas que constituyen el basamento metamórfico y sedimentario del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004), un xenolito metamórfico reportado en las lavas del Pico de Orizaba (Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010), un xenolito granulítico (Blatter et al., 2007), los xenocristales peridotíticos presentes en los productos de los conos de escoria de Valle de Bravo (Mukasa et al., 2007), un xenolito granulítico encontrado en la ignimbrita de la caldera de Amealco (Aguirre et al., 2002) y los valores isotópicos obtenidos en la dorsal del Pacífico Este (Ito et al., 1987) (Fig. 61).



▲ Fig. 62. A) Diagrama de Sr/Y vs. Y (ppm) para discriminar el origen de las rocas típicas de arcos volcánicos y las producidas por la fusión parcial de la placa subducida. B) Relaciones de los elementos traza Th/La vs. Ba/La para determinar una posible interacción de fluidos derivados de la deshidratación de los sedimentos (Kelemen et al., 2003). Altos valores de Ba/La han sido interpretados como un reflejo de la adición de componentes acuosos en la fuente de los magmas de arcos, mientras que elevados valores de Th/La reflejan la adición por fusión parcial de sedimentos subducidos.

De acuerdo con este diagrama, los valores de los xenocristales peridotíticos encontrados en Valle de Bravo son los que se acercan a una firma isotópica similar a los encontrados en los MORB, por ende, generados a partir de regiones del manto empobrecido. Al trazar una curva parabólica de mezcla, con un origen en el manto empobrecido (A. Elevados valores isotópicos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) en dirección al reservorio de manto enriquecido (II. Altos valores en la relación Rb/Sr, bajos de Sm/Nd), es posible generar los xenolitos peridotíticos. También se observa en esta curva que el basamento sedimentario y metamórfico que se encuentra por debajo del Nevado de Toluca puede contaminar parcialmente los fundidos generados en el manto peridotítico o de composiciones cercanas al PREMA (siglas en inglés de PREvalent MAntle reservoir).

En el diagrama de $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se observa un patrón similar al diagrama anterior. El Nd, al ser inmóvil en fases fluidas, permite identificar la mezcla de fundidos en pequeñas cantidades (Rollinson, 1993). La tendencia de estas relaciones isotópicas apunta hacia un manto enriquecido (EMII) (Fig. 61). La región fuente de los magmas del Jocotitlán puede estar definida por un manto peridotítico intermedio con valores composicionales cercanos al PREMA, con evidencias de mezcla de fundidos corticales con altos valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, posiblemente por la interacción de un manto peridotítico metasomatizado por los fluidos resultado de la deshidratación de la placa que subduce. De acuerdo con estos diagramas, las muestras del Jocotitlán tienen una mayor afinidad con un manto enriquecido (con elevados valores isotópicos de Pb). En este sentido, las relaciones isotópicas de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 60) también muestran valores afines a sedimentos marinos. Estos sedimentos tienden a enriquecer la cuña del manto con elementos incompatibles y comúnmente han sido asociados a la fusión parcial de la placa que subduce (Defant y Drummond, 1990), en zonas de subducción donde la corteza oceánica tiene una edad menor a 25 Ma, condición que se cumple en el sector central del CVM. De acuerdo con lo anterior, elementos móviles como el La, Sr y U junto con elementos insolubles como Th e Yb, podrían determinar la adición de fundidos originados a partir de los sedimentos de la placa subducida (Fig. 62). Como el La, Nd, Ta y Th son elementos relativamente inmóviles, pueden utilizarse junto con el Ba, para detectar la presencia de un componente fluido acuoso derivado de la deshidratación de la corteza subducida o los sedimentos (Kelemen et al., 2003).



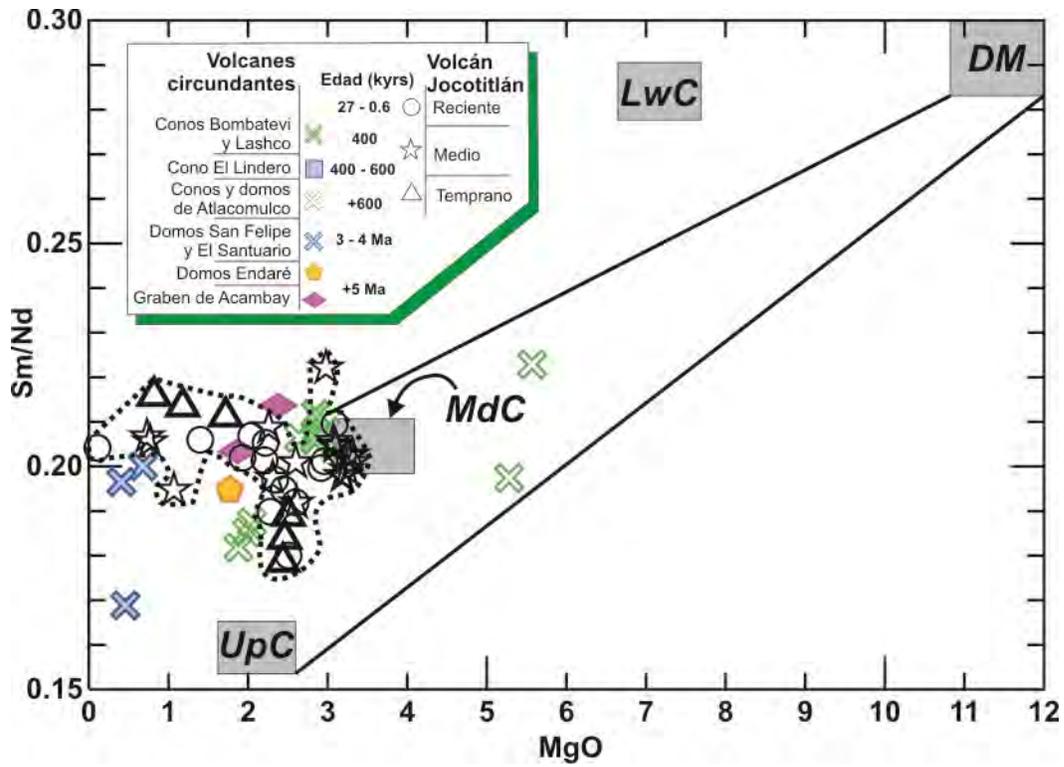
▲ Fig. 63. Diagrama de ϵNd vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ en donde se muestran los xenolitos de la corteza inferior registrados en el CVM y al norte de México, además de las rocas que podrían formar el basamento del volcán Jocotitlán. Sobre las tendencias observadas en el gráfico, se colocó una línea de mezcla calculada por Blatter et al. (2007), en donde mínimas fracciones (0.2 - 0.4) de mezcla del basamento metamórfico y basaltos oceánicos de la dorsal del Pacífico como miembro final, podrían dar origen a las relaciones isotópicas que se encuentran en el Jocotitlán. Los datos recabados son: xenolitos del cerro el Peñón (Mukasa et al., 2007); basamento del Nevado de Toluca (Martínez-Serrano et al., 2004) y Pico de Orizaba (Schaaf y Carrasco-Núñez 2010); basamento del Popocatepetl (skarn, mármol, arenisca y granodioritas) (Schaaf et al., 2005); una muestra de cuarzita en el Pico de Orizaba (Schaaf y Carrasco-Núñez 2010); granito al sur de Valle de Bravo (Blatter et al., 2007); xenolito de granulita en la ignimbrita de la caldera de Amealco (Aguirre et al., 2002); lherzolitas y basanitas de SLP y xenolitos de la corteza inferior (Schaaf et al., 1994, Ruiz et al., 1998a; Ruiz et al., 1998b); sedimentos de la placa de Cocos (Verma, 2000); y el EPR (Ito et al., 1987).

La relación de Ba/La vs Th/La puede proveer indicios acerca del aporte en la región fuente de sedimentos o fluidos (Fig. 62). Se observa que las rocas del Jocotitlán presentan un aporte significativo de sedimentos y fluidos, incluso tienen una ligera correlación positiva, es decir, presentan moderados valores de Th/La y altos valores de $^{207}Pb/^{204}Pb$ (Fig. 60). Esto refuerza la hipótesis de que se trata de magmas generados en la cuña del manto, con aportes de fusión de un manto metasomatizado o corteza continental superior. Para definir

la posible contaminación del magma por la corteza superior, se graficaron los datos publicados del basamento cercano al Jocotitlán y los xenolitos encontrados en el CVM y alrededores, de acuerdo con las relaciones isotópicas de ϵNd vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y se trazaron curvas parabólicas de mezcla (Fig. 63).

La curva de contaminación que mejor explica los valores encontrados para las muestras del Jocotitlán, parte del basamento metamórfico encontrado en el Nevado de Toluca y tiene como miembro final, las relaciones isotópicas obtenidas en los basaltos de la dorsal Este del Pacífico (EPR, por sus siglas en inglés) (localizadas entre de 440 y 580 km dTMA). De acuerdo con Blatter et al. (2007), mínimas cantidades de fusión de gneiss encontrados en la corteza continental pueden producir firmas isotópicas similares a las registradas en las rocas del volcán Jocotitlán, a partir de un magma primario extraído de un manto empobrecido (Fig. 63). De esta manera el sistema magmático del Jocotitlán presenta evidencias claras que apuntan hacia una fuente en la cuña del manto, con composiciones heterogéneas, alterada por fluidos que metasomatizaron el manto superior y modificado por la asimilación parcial de la corteza. Para revisar si existe contaminación del magma primario por parte de la corteza superior se calcularon las relaciones de Sm-Nd, típicamente enriquecidas en la zona fuente de la fusión de magmas y se graficaron con respecto al MgO (Fig. 64), óxido usado comúnmente como indicador del grado de fraccionamiento en magmas evolucionados o con mayor tiempo de residencia cortical (Carrasco-Núñez et al., 2005).

De acuerdo con las bajas relaciones de las Tierras Raras de Sm/Nd, las rocas del Jocotitlán tienen valores afines a los promedios encontrados en la corteza continental media (Fig. 64). Algunas muestras emitidas antes de 0.6 Ma se acercan a los promedios encontrados en la corteza continental superior al igual que el domo El Santuario, localizado al sur de la planicie de Ixtlahuaca. Incluso, las muestras menos evolucionadas tienen afinidad con los valores de Tierras Raras encontrados en la corteza continental media. De esta manera, la contaminación cortical de los magmas primarios que constituyen el sistema magmático principal, ha tenido sin duda, una influencia en la evolución de las rocas del Jocotitlán.



▲ Fig. 64. Diagrama de MgO vs. Sm/Nd del Jocotitlán y estructuras circundantes. Se colocaron reservorios de la corteza y manto (UpC= Corteza superior; MdC= Corteza media; LwC= Corteza inferior; DM= Manto empobrecido; de acuerdo con Rudnick y Fountain, 1995; Norman y García, 1999; diagrama modificado de Carrasco-Núñez et al., 2005).

5. CONCLUSIONES

El volcán Jocotitlán es un estratovolcán que actualmente debería ser catalogado como volcán activo, ya que ha presentado erupciones importantes que han afectado considerablemente su entorno desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno.

Se describen los rasgos más importantes de su historia eruptiva, las características estratigráficas de los depósitos emitidos, así como la cosmovisión de los pueblos de alrededor del volcán Jocotitlán. Se elaboró el mapa geológico que incluye las áreas circundantes que forman parte de la planicie de Ixtlahuaca, Estado de México. La actividad del volcán Jocotitlán presenta periodos de actividad efusiva, que finalizaron con una importante actividad explosiva. Las etapas eruptivas del volcán Jocotitlán han sido divididas de acuerdo a tres importantes episodios explosivos: 1) Jocotitlán temprano; 2) Jocotitlán medio; 3) Jocotitlán reciente. Cada uno de estos episodios eruptivos ha modificado significativamente la morfología del edificio. Los periodos no marcan cambios importantes en el estilo eruptivo, pero sí se observan variaciones sutiles en cuanto a la composición geoquímica (dacita-andesita-dacita).

En la región se reconoce el emplazamiento de domos dacíticos emitidos hace ≥ 3 Ma (domos de Ixtlahuaca y Endaré), seguido por conos de escoria (conos Atlacomulco) con edades entre los 2.58 y 0.4 Ma. Durante el Pleistoceno medio y tardío (Jocotitlán temprano ≥ 0.6 Ma) inició el desarrollo del Jocotitlán, el cual produjo al menos una erupción de tipo pliniano (Pómez “Amarilla”). Este primer edificio fue destruido parcialmente por un colapso que emplazó un depósito de avalancha de escombros que aflora hacia el E. Posteriormente, se construyó un edificio principal a partir de profusa actividad efusiva con lavas de composiciones de andesitas ricas en sílice (59 a 63 wt. % SiO_2). La mayor parte del edificio inferior se construyó durante este periodo (Jocotitlán medio), que terminó con la erupción freatoplíniana datada en 27.7 ka A.P. y que modificó por completo la morfología del volcán, ya que produjo un gran cráter en la cima, que posteriormente fue ocupado por un gran domo dacítico (63-67 wt. % SiO_2). El domo colapso hacia el norte y produjo un depósito de avalancha de escombros, así como oleadas y flujos piroclásticos y de bloques y cenizas (emplazados al E y N del volcán, respectivamente). En el cráter en

forma de anfiteatro, se emplazó un domo dacítico (65 wt% SiO₂). Por último, *ca.* 700 años A.P. ocurrió una erupción que produjo el depósito de caída “Pómez Café” (poco extendido y distribuido hacia el SE). Además, se produjeron oleadas y flujos piroclásticos cuyos depósitos conforman el abanico de piedemonte en el que se encuentra actualmente el poblado de Jocotitlán. El volumen total del material emitido por el Jocotitlán a lo largo del tiempo es de 15.17 km³ (DRE, volumen mínimo). Con base en lo anterior se puede estimar que desde hace ≥ 3 Ma, todo este material fue emitido con una tasa promedio 6.8 km³/Ma (DRE).

La erupción freatoplíniana que ocurrió hace 27.7 ka, produjo una secuencia piroclástica denominada “Pómez Gris-Blanca”. Se registran al menos dos pausas, de corta duración, durante la erupción, marcadas por discordancias erosivas. Por encima se encuentra el depósito pliniano de pómez de caída. Este depósito termina con una capa de ceniza fina endurecida. La pómez muestra variaciones en su densidad: pómez blanca con 0.86 gr/cm³ a 0.92 gr/cm³ y pómez gris con 0.49 gr/cm³. La vesicularidad de los clastos de pómez se clasifica en los rangos de “*muy vesiculada*” al inicio de la secuencia y “*extremadamente vesiculada*” al final.

La distribución de los productos ocurrió hacia el W (265°) y se pueden encontrar a una distancia mayor a 20 km al SW del volcán donde afectaron severamente un área de *ca.* 625 km². La altura de columna calculada varía entre los 27 y 30.7 km, el volumen total emitido fue de 8.5 km³ y su equivalente de roca densa de 3.24 km³, con un índice de explosividad (VEI) de 5. Se observó un incremento en el tamaño de los minerales (plg + opx + cpx ± hbl ± ox) en la pómez y una variación composicional inversa de dacítica a andesítica junto con un ligero empobrecimiento en Na₂O, K₂O y P₂O₅, conforme se asciende estratigráficamente en el depósito de caída. Se propone que la inyección de magma máfico al reservorio magmático, somero y zonado composicionalmente del Jocotitlán desencadenó la erupción. Posiblemente después de la erupción, se presentaron al interior de la planicie de Ixtlahuaca inundaciones por lahares, que también sepultaron huesos de mamuts entre otra fauna. Estos lahares afectaron un área mínima de 530 km², hasta llegar al interior del Graben de Acambay, así como las inmediaciones del volcán Temascalcingo. Esta erupción pliniana es una de las más voluminosas registradas por un estratovolcán del CVM durante el Pleistoceno Tardío/Holoceno, sólo por debajo de la Pómez Toluca Superior (~6 a 8 km³).

Las rocas del Jocotitlán son dacitas y andesitas ricas en sílice y presentan una asociación mineral de plg + opx + cpx + ox ± hbl. Los valores composicionales en plagioclasas y piroxenos son variables (An_{70-45} , En_{84-60} y Wo_{45-40}). Las estructuras de desequilibrio y la variación composicional de labradoritas y oligoclasas con un incremento en el contenido de Ca en sus bordes, además de la ocurrencia de olivinos, señalan una perturbación del sistema magmático, producto de la inyección de lotes de magma más básicos que implican incrementos de su temperatura. Esto puede confirmarse al comparar la geotermometría de los piroxenos. Ésta indica temperaturas de cristalización de 930 a 960°C, pero con temperaturas que caen dentro del rango de 700 a 800°C registradas en algunas enstatitas. Además, se determinaron extremos en las pigeonitas de hasta 1100°C, mientras que en las augitas las temperaturas rondan los 800 a 1000°C.

Todas las rocas pertenecen a la serie calci-alcalina típica de los arcos volcánicos asociados a subducción con enriquecimiento de elementos incompatibles y señales de empobrecimiento de Ti, Fe, Mg y Ca en elementos mayores y de Cr, V y Sr en elementos traza, pero con enriquecimiento de K, Rb, Zr y Sc respecto al incremento de SiO₂. El comportamiento descrito señala a la cristalización fraccionada como el mecanismo principal por el cual han evolucionado estos magmas. Los altos valores de Sr, Th y Ba se explican por la aportación de fluidos liberados por la placa que subduce. Por otro lado el empobrecimiento de Yb e Y junto con los elevados valores de Sr pueden confirmar la hipótesis de [Castro-Govea \(2007\)](#) respecto a la baja fraccionación de elementos traza por la plagioclasa en ambientes magmáticos someros.

Las relaciones radiogénicas de los isótopos de Sr (0.7045 a 0.7051), Nd (0.51258 a 0.51267) y Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.80$ y 18.74 ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.63$ y 15.59 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.67$ y 38.53) forman un grupo compacto y evolucionado alejado del resto de los valores reportados en rocas de estratovolcanes cercanos. El Jocotitlán tiene altos valores isotópicos de Sr y Pb, pero bajos de Nd. Los valores isotópicos muestran que la región fuente del magma del Jocotitlán es resultado de la fusión parcial de un manto peridotítico parcialmente empobrecido y metasomatizado por fluidos liberados por la placa que subduce. Los valores radiogénicos del Jocotitlan, así como las tendencias en variación de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muestran una evidente interacción con una corteza continental de profundidades someras.

REFERENCIAS

Aguirre-Díaz, G., 1996. Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexico Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13: 10-51.

Aguirre-Díaz, G., 2001. Calderas of the central sector of the Mexican Volcanic Belt. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #V32D-1020, <http://adsabs.harvard.edu/abs/2001AGUFM.V32D1020A>

Aguirre-Díaz, G.J., Ferrari, L., Nelson, S.A., Carrasco-Nuñez, G., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998. El Cinturón Volcánico Mexicano: un nuevo proyecto multidisciplinario. *Geos., Unión Geofísica Mexicana* 18, 131-138.

Aguirre-Díaz, G., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler-Arechalde, A.M., McDowell, F.W., 1999. Stratigraphy, K-Ar ages, and magnetostratigraphy of the Acambay graben, Central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M., (Eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 334: 1-12.*

Aguirre-Díaz, G.J., Dubois, M., Laureyns, J., Schaaf, P., 2002. Nature and P-T conditions of the crust beneath the Central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *International Geology Review* 44, 222-242.

Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., Rendón-Márquez, G., 2006. La caldera La Catedral, Sierra de las Cruces. Una caldera al norponiente de la Ciudad de México. *GEOS* 26: 160-161.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, M.T., Ojeda-García, A.C., Vassallo, L.F., 2001. Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18: 129-148.

Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D., Alba-Aldave, L., 2002. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118: 1-14.

Andreani, L., 2008. Contraintes structurales et cinématiques sur une frontière de plaque récent: La limite nord du Bloc Sud Mexicain. Université Paul Cézanne-Aix Marseille III (08/01/2008) PhD Tesis, 205 p.

Andrade Servín, A.G., Israde Alcántara, I., 2009. Variaciones del Pleistoceno en la fase lacustre de la localidad de San Bartolo Lanzados (Atlacomulco, México), evaluadas mediante estratigrafía de diatomeas. *Ciencia ergo sum* 16-3, 273-277.

Anguita, F., Verma, S.P., García, L., Milán, M., Samaniego, M.D., 1991. Mazahua: Una nueva caldera en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional* 30: 149-172.

Anguita, F., Verma, S.P., Márquez, A., Vasconcelos, M., López, I., Laurrieta, A., 2001. Circular features in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107: 265-274.

Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.J., 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crystal hot zones. *Journal of Petrology* 47, 505-539.

Arana-Salinas, L., Siebe, C., Macías, J.L., 2010. Dynamics of the ca. 4965 yr ¹⁴C BP “Ochre Pumice” plinian eruption of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 192, 212-231.

Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca, Mexico: stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin* 115(2), 230-248.

Arce, J.L., Cervantes, K.E., Macías, J.L., Mora, J.C., 2005. The 12.1 ka middle Toluca pumice: a dacitic Plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 125-143.

Arce, J.L., Gardner, J.E., Macías, J.L., 2013. Pre-eruptive conditions of dacitic magma erupted during the 21.7 ka plinian event at Nevado de Toluca volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 249, 49-65.

Astiz, L.M., 1980. Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de maestría, 130 p.

Blatter, D.L., Hammersley, L., 2010. Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197: 67-84.

Blatter, D., Farmer, G.L., Carmichael, I.S.E., 2007. A north-south transect across the Central Mexican Volcanic Belt at ~100 degrees W: Spatial distribution, petrological, geochemical, and isotopic characteristics of Quaternary volcanism. *Journal of Petrology* 48: 901-950.

Blundy, J., Cashman, K., 2005. Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano. *Geology* 33, 793-796.

Burbarch, G. V., Frohlich, C., Pennington, W. D., Matumoyo, T., 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *Journal of Geophysical Research* 89: 7719-7735.

Burkart, J., 1836. Aufenthalt und Reisen in Mexiko in den Jahren 1825 bis 1834. Schweizerbart's Verlagshandlung, Stuttgart, vol. 1, 392 p.

Capra, L., Macías, J.L., Garduño, V.H., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, Mexico: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera. *Geofísica Internacional* 36: 161-179.

Capra, L., Macías, J.L., Espíndola, J.M., Siebe, C., 1998. Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80, 239-266.

Capra, L., Carreras, L., Arce, J.L., Macías, J.L., 2006. The Lower Toluca Pumice: a ca. 21,700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, México. *Geological Society of America, Special Paper* 402, 155-173.

Carey, S., Sigurdsson, H., 1986. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modeling of tephra fall distribution. *Bulletin of Volcanology* 48, 127-141.

Carey, S., Sparks, R.S.J., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology* 48, 109-125.

Carrasco-Núñez, G., Richter, K., Chesley, J., Siebert, L., Aranda-Gómez, J.J., 2005. Contemporaneous eruption of calc-alkaline and alkaline lavas in a continental arc (Eastern Mexican Volcanic Belt): chemically heterogeneous but isotopically homogeneous source. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, 423-440.

Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. Allen & Unwin, Londres, 528 p.

Castro-Govea, R., 2007. Historia eruptiva del volcán La Malinche y estudio del emplazamiento del flujo piroclástico Pilares Superior. Tesis de Doctorado, Posgrado de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F., 158 p.

Cross, R.H., Pilger, T.A., 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America Bulletin* 93: 545-562.

Davies, N., 1987. *The Toltecs, until the fall of Tula*. University of Oklahoma Press, 533 p.

De Cserna, Z., De La Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, M., Mota-Palomino, R., 1988. Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología* 104: 1-71.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Trans-Mexicano y sus problemas de interpretación. *UNAM, Revista del Instituto de Geología* 2: 172-187.

- Demant, A., Robin, C., 1975, Las fases del volcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: UNAM, Revista del Instituto de Geología 1: 70-82.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., Stein, S., 1990. Current plate motion. *Geophysical Journal International* 101: 425-478.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 615-627.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 113: 1142-1160.
- Dufresne, A., Salinas, S., Siebe, C., 2010. Substrate deformation associated with the Jocotitlán edifice collapse and debris avalanche deposit, Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197: 133-148.
- Ego, F., Ansan, V., 2002. Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics* 359: 189-208.
- ESRI, 2004. ArcGis version 9.2. Environmental System Research Institute, Inc.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 27: 303-306.
- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318: 161-185.
- Fierstein, J., Nathenson, M., 1992. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology* 54, 156-167.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 465 p.
- Flores, T., 1920. Estudio geológico-minero de los distritos de El Oro y Tlalpujahuá. *Boletín del Instituto Geológico de México* 43, 85 p.
- Fuhrman, M.L., Lindsley, D.H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist* 73, 201-215.
- Galinier, J., 1995. El depredador celeste - Notas acerca del sacrificio entre los Mazahuas, *Anales de Antropología*, n° 27, 251-267 (traducción de: 1984, Le prédateur céleste - Notes sur le sacrifice mazahua, *Journal de la Société des Américanistes*, LXX, 153-166).

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

García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., 2008. El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México Central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 25: 158-178.

Gardner, J., Tait, S., 2000. The caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Bulletin of Volcanology* 62, 20-33.

Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Pascua, M.A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V.M., García-Zepeda, M.L., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., García-Estrada, G., Carranza, O., López-Granados, E., Mora-Chaparro, J.C., 2009. Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional* 48: 319-335.

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Nuñez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contribution, and crustal contamination. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4, doi:10.1029/2003GC000524.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. En Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., (Eds.), *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, Núm. 3: 227-283.*

Gómez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutiérrez, F., 2006. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology* 48, 537-562.

Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N., 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano región, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Reserch* 201, 97-112.

Hernández Rojas, J., 2007. Reconstrucción de la dinámica eruptiva de la Pómez Ezequiel Montes, Qro. Tesis de maestría, Centro de Geociencias, Juriquilla, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México, 120 p.

Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76, 158-170.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 455-489.

Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., 1989. A vesicularity index for the pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51, 451-462.

Husker, A., Davis, P. M., 2009. Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City, *Journal of Geophysical Research* 114: B04306, doi:10.1029/2008JB006039.

Inman, D.L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 22, 125-145.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), 2010. Anuario Estadístico del Estado de México, consultado en la siguiente dirección electrónica: <http://www.inegi.org.mx/>

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.

Israde-Alcántara, I., Miller, W.E., Garduño-Monroy, V.H., Barrón, J., Rodríguez-Pascua, M.A., 2010. Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils from Late Cenozoic tectonic basins in west-central México: A review. *Quaternary International* 219: 79-94.

ITC, (International Institute for Aerospace Survey and Earth Science), 2009. Integrated Land and Water Information System (ILWIS) User's Guide Version 3.4 © 52 North. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, Enschede, The Netherlands.

Ito, E., White, W.M., Göpel, C., 1987. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chemical Geology* 62, 157-176.

Jarrad, R.D., 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics* 24: 217-284.

Johnson, C. A., Harrison, C. G. A., 1990, Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 64: 187-210.

Kanjorski, N.M., 2003. Cocos plate structure along the Middle America subduction zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: Influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity. PhD tesis, University of California, San Diego, 202 p.

Kelemen, P.B., Yogodzinski, G.M., Scholl, D.W., 2003. Along-strike variation in the Aleutian Island Arc: Genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust. Inside the subduction factory, *Geophysical Union, Geophysical Monograph* 138, 223-276.

Langridge, R.M., Weldon, R.J., Moya, J.C., Suárez, G., 2000. Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research* 105: 3019-3037.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.

Le Maitre, R.W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17, 589-637.

Lenhardt, N., 2009. Sedimentology, stratigraphy and palynology of the volcanoclastic Tepoztlán Formation (Lower Miocene, Central Mexico): Implications for the evolution of the Transmexican Volcanic Belt. PhD tesis. Technische Universität Darmstadt, Alemania, 141 p.

Lindsley, D.H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-493.

Lindsley, D.H., Andersen, D.J., 1983. A two-pyroxene thermometer. *Journal of Geophysical Research*, 88, A887-A906.

López, R.N., Segovia, N., Cisniega, M.G., López, M.B.E., Armienta, M.A., Seidel, J.L., Peña, P., Godínez, L., Tamez, E., 2002. Determination of radon, major and trace elements in water samples from springs and wells of northern Mexico State, Mexico. *Geofísica Internacional* 41: 407-414.

Ludlow-Wiechers, B., Almeida-Leñero, L., Islebe, G., 2005. Paleocological and climatic changes of the Upper Lerma Basin, Central Mexico during the Holocene. *Quaternary Research* 64: 318-332.

Luhr, J.F., 2000. The geology and petrology of Volcán San Juan (Nayarit, México) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95, 109-156.

Macías, J.L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. En: Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., (Eds.), Volumen Conmemorativo del Centenario. *Temas Selectos de la Geología Mexicana*. Tomo LVII, Núm. 3: 379-424.

Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Espíndola, J.M., Saucedo, R., Manetti, P., 2003. A 550-year-old Plinian eruption at El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Explosive volcanism linked to reheating the magma reservoir. *Journal of Geophysical Research* 10 8 (B12), 2569, doi:10.1029/2003JB002551.

Mammerickx, J., Klitgord, K., 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *Journal of Geophysical Research* 87: 6751-6759.

Manea, V. C., Manea, M., Kostoglodov, V., Sewell, G., 2005. Thermo-mechanical model of the mantle wedge in Central Mexican subduction zone and a blob tracing approach for the magma transport. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149: 165-186.

Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. UNAM, Revista del Instituto de Geología 9: 33-50.

Martínez-Serrano, R., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., Hernández-Bernal, M.S., Hernández-Treviño, T., Morales-Contreras, J.J., Macías, J.L., 2004. Sr, Nd and Pb isotopes and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism and the Tenango Volcanic Field, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research 138, 77-110.

McSween, H.Y.Jr., Coish, R.A., Norman, M.D., 1979. Coexisting acidic and basic melts: geochemistry of a composite dike- a discussion. Journal of Geology 87, 211-216.

Mercer, L.T., 2004. Geology of the Tierras Blancas area in the southeastern Acambay Graben, Central Mexico. Brigham Young University, Tesis de Maestría, USA, 127 p.

Montes de Oca, M., Raby, D., Reyes Equiguas, S., Sellen, A.T., 2003. Cartografía de tradición hispanoindígena. Mapas de Mercedes de Tierra, Siglos XVI y XVII. Tomos I y II. Universidad Nacional Autónoma de México y Archivo General de la Nación, 227 p.

Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A., 1996. Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla. Comisión Federal de Electricidad, México. 27 p.

Mukasa, S.B., Blatter, D.L., Andronikov, A.V., 2007. Mantle peridotite xenoliths in andesite lava at El Peñon, central Mexican Volcanic Belt: Isotopic and trace element evidence for melting and metasomatism in the mantle wedge beneath an active arc. Earth and Planetary Science Letters 260, 37-55.

Norato-Cortéz, T.A., 1998. Estudio estratigráfico-volcanológico-estructural de los volcanes San Pedro y Altamirano (estados de México y Michoacán) y su relación con la evolución tectónica del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano. Universidad Autónoma de Nuevo León. Tesis de maestría, Nuevo León, 73 p.

Norman, M.D., García, M.O., 1999. Primitive magmas and source characteristics of the Hawaiian plume: petrology and geochemistry of shield volcanoes. Earth and Planetary Science Letters 168, 27-44.

Nixon, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, Geological Society of America Bulletin 93: 514-523.

Norini, G., Capra, L., Borselli, L., Zúñiga, F.R., Solari, L., Sarocchi, D., 2010. Large scale landslides triggered by Quaternary tectonics in the Acambay graben, Mexico. Earth Surface Processes and Landforms, 35: 1445-1455. DOI:10.1002/esp.1987

Ortiz, M.A., Bocco, G.V., 1989. Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México. Geofísica Internacional 28: 507-530.

Osete, M.L., Ruiz-Martínez, V.C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Tarling, D.H., 2000. Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: palaeomagnetic and radiometric evidence. *Tectonophysics* 318, 201-215.

Palmer, A.B., Alloway, B.V., Neall, V.E., 1991. Volcanic-debris avalanche deposits in New Zealand. Lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Special Publication 45, 89-98.

Pardo, M., Suárez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100, B7: 12 357-12 373.

Parrot, J.-F., 2007. Tri-dimensional parameterization: an automated treatment to study the evolution of volcanic cones. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environment* 3: 37-47.

Pasquarè, G., Ferrari, L., Perazzoli, V., Tiberi, M., Turchetti, F., 1987a. Morphological and structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26-2: 177-193.

Pasquarè, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987b. Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional* 26: 159-176.

Pasquarè, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146: 353-364.

Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, H., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geologic map of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, Mexico. Geological Society of America, Map Chart Series, MCH072, scale 1:300 000.

Pearce, T.H., Kolisnik, A.M., 1990. Observations of plagioclase zoning using interference imaging. *Earth Science Reviews* 29, 9-26.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea, V. C., Gurnis, M., 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical Research Letters* 35: L18303, doi:10.1029/2008GL035127.

Pérez-Lugo, L., 2007. Tridimensión cósmica otomí. Aportes al conocimiento de su cultura. Universidad de Chapingo, Plaza y Valdés, México, D.F., 173 p.

Pérez-Venzor, J.A., Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J.G., 1996. Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13, 174-183.

- Pyle, D.M., 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology* 51, 1-15.
- Ramírez González, A., 1992. Otontecutli, Dios de Xocotitlán, Edición Municipal, Jocotitlán, 22 p.
- Ramírez González, A., 1997. Jocotitlán, Monografía Municipal. Estado de México, Instituto de Cultura, 107 p.
- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms* 23: 317-332.
- Rodríguez-Elizarrarás, S.R., Siebe, C., Komorowski, J.-C., Abrams, M., 2002. The Quetzalapa Pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113, 177-212.
- Roldán-Quintana, J., 2009. The San Pedro cauldron, municipality of Temascalcingo, State of Mexico. En: Siebe, C., Guilbaud, M.-N., Salinas, S., (Eds.) *Monogenetic volcanism in the Trans-Mexican Volcanic Belt and elsewhere. Programme and Abstracts, September 2009*, 46.
- Roldán-Quintana, J., Aguirre-Díaz, G., Rodríguez-Castañeda, J., 2011. Depósito de avalancha de escombros del volcán Temascalcingo en el graben de Acambay, Estado de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28, 118-131.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Pearson Prentice Hall. Essex, RU, 352 p.
- Rossotti, A., Carrasco-Núñez, G., 2004. Stratigraphy of the 8.5 - 9.0 ka B.P. Citlaltépetl pumice fallout sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21, 353-370.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Review of Geophysics* 33, 267-309.
- Rueda, H., Macías, J.L., Arce, J.L., Gardner, J.E., Layer, P.W., 2013. The ~31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tláloc volcano, Sierra Nevada, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 252, 73-91.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Arculus, R.J., 1988a. Nd-Sr isotopes composition of lower crustal xenoliths – Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988b. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin* 100, 274-281.

Sahagún, Fray Bernardino, 1979. Historia General de las Cosas de la Nueva España, 4ª edición, Porrúa, México, 1071 p.

Sahagún, Fray Bernardino, 1981. Historia General de las Cosas de la Nueva España. Tomo 1. Editorial Porrúa, México, 4a Edición, 387 p.

Salinas, S., 2005. Mapeo morfogenético y análisis cuantitativo del depósito de avalancha de detritos del volcán Jocotitlán, Estado de México. UNAM, Facultad de Filosofía y Letras, Tesis profesional, México, D.F., 153 p.

Salinas, S., López-Blanco, J., 2010. Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Geomorphology* 123: 142-153.

Salinas, S., Siebe, C., 2007. Phreato-plinian activity, a previously unrecognized hazard at Jocotitlan Volcano, Central Mexico. En: *Cities on Volcanoes 5 Conference*, Shimabara, Japan, 19-23 Nov. 2007.

Salminen, R., Batista, M.J., Bidovec, M., Demetriades, A., De Vivo, B., De Vos, W., Duris, M., Gilucis, A., Gregorauskiene, V., Halamic, J., Heitzmann, P., Lima, A., Jordan, G., Klaver, G., Klein, P., Lis, J., Locutura, J., Marsina, K., Mazreku, A., O'Connor, P.J., Olsson, S.A., Ottesen, R.-T., Petersell, V., Plant, J.A., Reeder, S., Salpeteur, I., Sandström, H., Siewers, U., Steenfelt, A., Tarvainen, T., (Eds.) 2005. *Geochemical Atlas of Europe. Part. 1: Background information, methodology and maps. A contribution to IUGS/IAGC Global Geochemical Baselines, EuroGeoSurveys, GTK FOREGS, Erikoisjulkaisut- Special Publications 48*, 525 p.

Sánchez-Rubio, G., 1984. Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco region, central Mexico. Tesis de Maestría, Imperial College of Science and Technology, University of London, RU, 275 p.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1998. Carta geológico-minera Morelia E14-1, Estados de Michoacán, Edo. de México y Guanajuato, escala 1:250 000. Secretaría de Economía, Pachuga, Hgo., México.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002. Carta geológico-minera. Ciudad de México, E14-2, Estado de México, Tlaxcala, D.F., Puebla, Hidalgo y Morelos, escala 1:250 000. Secretaría de Economía, Pachuga, Hgo., México.

Schaaf, P., Carrasco-Núñez, G., 2010. Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197, 108-122.

Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology* 118, 63-84.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology* 46, 1243-1282.

Siebe C., 1992. Major Holocene pyroclastic deposits at Jocotitlán and Pico de Orizaba volcanoes in Central Mexico. Tesis de doctorado, Arizona State University, 164 p.

Siebe, C., Komorowski, J.C., Sheridan, M.F., 1988. Conical hills at Jocotitlán volcano, central México: Landmarks of a tectonically controlled debris avalanche deposit. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union* 69: 1486.

Siebe, C., Komorowski, J.C., Sheridan, M.F., 1989. Cerro Jocotitlán, a new active volcano in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. IAVCEI 1989 meeting, Santa Fé, New Mexico. *New Mexico Bureau of Mines and Technology Bulletin* 131: 242.

Siebe, C., Komoroswki, J-C., Sheridan, M.F., 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 54: 573-589.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central México: Past key to the future? *Geology* 24, 399-402.

Siebe, C., Schaaf, P., Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, Central México. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1550-1562.

Sieron, K., Siebe, C., 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 241-264.

Snyder, G.A., 1999. Vanadium. En: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W., (Eds.), *Encyclopedia of geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holanda. 656 p.

Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas Cruz, J.E., 2007. Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24: 104-119.

Sosa-Ceballos, G., Gardner, J.E., Siebe, C., Macías, J.L., 2012. A caldera-forming eruption ~14.100 ¹⁴C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 213-214, 27-40.

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1986-2010. *Calib Radiocarbon Calibration Program*, Calib Rev. 6.0.1.

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 2.0 ^{14}C age calibration program, *Radiocarbon* 35, 215-230.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En: Saunders, S.D., Norry, M.J., (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publications 42, 313-345.

Suter, M., Aguirre, G., Siebe, C., Quintero, O., Komorowski, J.-C., 1991. Volcanism and active faulting in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. En: Walawender, M.J., Hannan, B.B. (Eds.). *Geological Excursions in Southern California and Mexico*. Guidebook for the 1991 Annual Meeting, Geological Society of America, San Diego, California, October 21-24, 1991. 224-243.

Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992. Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo Fault. *Journal of Geophysical Research* 97: 11983-11993.

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E., 1995. The Acambay graben: Active intra-arc extensión in the Trans-Mexican volcanic Belt, Mexico. *Tectonics* 14: 1245-1262.

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin* 113: 693-703.

Tepley III, F.J., Davidson, J.P., Tilling, R.I., Arth, J.G., 2000. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichón volcano, Mexico. *Journal of Petrology* 41, 1397-1411.

Urbina, J., Camacho, H., 1913. La zona megaséismica Acambay-Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912. *Instituto de Geología de México, Boletín* 32, 125 p.

Verma, S., 2000. Geochemistry of subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J.M., (Eds.) *Cenozoic Volcanism and Tectonics of Mexico*. Geological Society of America Special Paper 334, 195-222.

Walker, G.P.L., 1971. Grain-size characteristics of pyroclastics deposits. *Journal of Geology*, 79, 696-714.

Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.