

# Estratigrafía e historia eruptiva de la erupción pliniana que originó la Pómez Xoxoctic, Caldera Los Humeros, México

Roberto Hassan Téllez-Vizcaíno<sup>1</sup>, Pablo Dávila-Harris<sup>2\*</sup> y Gerardo Carrasco-Núñez<sup>3</sup>

## Abstract

The Xoxoctic Pumice (PX) represents one of the most significant post-caldera explosive events of the Los Humeros Volcanic Complex (Late Pleistocene), classified as a multi-phase Plinian eruption with a Magnitude of 5.3 and VEI 4. Stratigraphic analysis reveals an evolution through four eruptive phases: (1) an unstable, pulsating opening phase (layer XA); (2) the establishment of an intense but short-lived subplinian column (layer XB); (3) an interruption marked by a wet pyroclastic density current (layer XC); and (4) a culminating Plinian phase of high energy (layer XD). The geochemical evolution, ranging from basaltic andesite to dacite (57–67 wt.% SiO<sub>2</sub>), together with the textural features of the deposit—particularly the initial eruption of the more evolved magma followed by a clear inverse zonation in the main layer (XD)—are inconsistent with a simple or static withdrawal model. Instead, the data indicates that the eruption was fed by a stratified and dynamically active magma reservoir. Convective draw-up processes during the eruptive climax account for the observed compositional evolution and the incomplete magma mixing evidenced by banded pumice. With a total estimated volume of 0.86 km<sup>3</sup> DRE, the PX eruption reached a scale comparable to the 1982 eruption of El Chichón volcano and constitutes a key stratigraphic marker in the evolution of Los Humeros. This study presents a dynamic eruptive model that integrates the geochemical and stratigraphic evolution of the deposit, providing insights into the tapping of a magma reservoir and the volcanic hazards associated with Plinian activity in the region.

**Key words:** Los Humeros Caldera, Plinian Eruption, Inverse Zoning, Phreatomagmatism, Eruptive Parameters, Eruptive history.

## Resumen

La Pómez Xoxoctic (PX) representa uno de los eventos explosivos post-colapso más significativos del Complejo Volcánico de Los Humeros (Pleistoceno superior, entre 28 y 50 ka), clasificado como una erupción pliniana multifásica de Magnitud 5.3 y VEI 4. El análisis estratigráfico documenta una evolución a través de cuatro fases eruptivas: (1) una fase explosiva de apertura pulsátil (capa XA); (2) el establecimiento de una columna subpliniana intensa pero corta duración (capa XB); (3) una interrupción marcada por el emplazamiento de una corriente de densidad piroclástica húmeda (capa XC); y (4) una fase pliniana culminante de alta energía (capa XD). La evolución geoquímica, desde andesita basáltica hasta dacita (57–67 wt. % SiO<sub>2</sub>), junto con las características texturales del depósito —en particular la erupción inicial del magma más evolucionado y la posterior zonación inversa asimétrica en la capa XD—, son incompatibles con un modelo de vaciado estático. En su lugar, los datos indican que la erupción fue alimentada por un reservorio magmático estratificado y dinámico. Procesos de arrastre convectivo durante el clímax eruptivo pudieran explicar la evolución composicional observada, así como la mezcla incompleta evidenciada por la pómez bandeada. Con un volumen total estimado de 0.86 km<sup>3</sup> RDE, la PX alcanza una escala comparable a la erupción de 1982 del volcán El Chichón, y constituye un marcador estratigráfico clave en la evolución de Los Humeros. Este trabajo presenta un modelo eruptivo que integra la evolución geoquímica y estratigráfica del depósito, aportando elementos fundamentales para comprender el vaciado magmático del sistema y los peligros volcánicos asociados a erupciones explosivas en la región.

**Palabras clave:** Caldera Los Humeros, Erupción Pliniana, Zonación Inversa, Freatomagmatismo, Parámetros Eruptivos, Historia Eruptiva.

Received: January 25, 2025; Accepted: November 19, 2025; Published on-line: January 1, 2026.

Editorial responsibility: Dr. Giovanni Sosa-Ceballos

\* Corresponding author: Pablo Dávila-Harris, [pablo.davila@ipicyt.edu.mx](mailto:pablo.davila@ipicyt.edu.mx)

<sup>1</sup> Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT). Posgrado en Geociencias Aplicadas, San Luis Potosí, S.L.P., México.

<sup>2</sup> Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT). División de Geociencias Aplicadas, San Luis Potosí, S.L.P., México.

<sup>3</sup> Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geociencias, Campus UNAM Juriquilla, Querétaro, México.

Roberto Hassan Téllez-Vizcaíno, Pablo Dávila-Harris, Gerardo Carrasco-Núñez

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2026.65.1.1851>

## 1. Introducción

Las erupciones de tipo Pliniano se consideran uno de los estilos eruptivos más energéticos, tanto por su explosividad como por la gran cantidad de material expulsado a la atmósfera, dispersándose ampliamente a causa de la altura que alcanzan y del viento, originando la depositación de grandes mantos de material piroclástico (Walker, 1981; Carey & Sigurdsson, 1989; Houghton *et al.*, 2004; Costantini *et al.*, 2009; Volentik *et al.*, 2010; Bonadonna & Costa, 2013; Cioni *et al.*, 2015). Por ello, el levantamiento estratigráfico detallado de estos depósitos es fundamental para realizar correlaciones, evaluar parámetros eruptivos, reconstruir su dinámica eruptiva y, en última instancia, comprender la evolución de un sistema de caldera. Este conocimiento permite evaluar mejor el comportamiento potencial de ese sistema volcánico, aportando información clave para la gestión del riesgo volcánico.

El Complejo Volcánico de Los Humeros (CVLH) se encuentra en la sección este del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), a una distancia superior a 400 km de la trinchera mesoamericana. El CVLH está conformado por dos estructuras caldéricas anidadas: Los Humeros y Los Potreros, resultado de colapsos sucesivos dentro de un mismo complejo volcánico con dimensiones máximas aproximadas de 17 km × 15 km de diámetro (Carrasco-Núñez *et al.*, 2022; Norini *et al.*, 2019; Urbani *et al.*, 2020). El CVLH presenta composiciones variables que van desde rocas basálticas hasta riolíticas a lo largo de su evolución, y alberga un sistema geotérmico activo, actualmente en operación (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017a; Gutiérrez-Negrín, 2019; Lucci *et al.*, 2020; Deb *et al.*, 2021). El campo geotérmico de Los Humeros se ubica entre las principales plantas de energía geotérmica del país, con capacidad entre 119.8 y 94.8 MW, generando alrededor de 500 GW/h de forma anual (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2020; Calcagno *et al.*, 2022).

En este trabajo se presentan los resultados de la caracterización vulcanológica de la Pómez Xoxoctic, con el objetivo de reconstruir su estratigrafía, interpretar la dinámica eruptiva y estimar sus principales parámetros físicos. Para ello se realizó un levantamiento estratigráfico detallado dentro y fuera de la caldera, complementado con análisis granulométricos, componentes, geoquímica y la elaboración de mapas de isopacas e isopletas. La integración de estos datos permite proponer un modelo que revela la compleja dinámica eruptiva de este evento y precisa su significado en la evolución reciente del CVLH.

## 2. Contexto Geológico

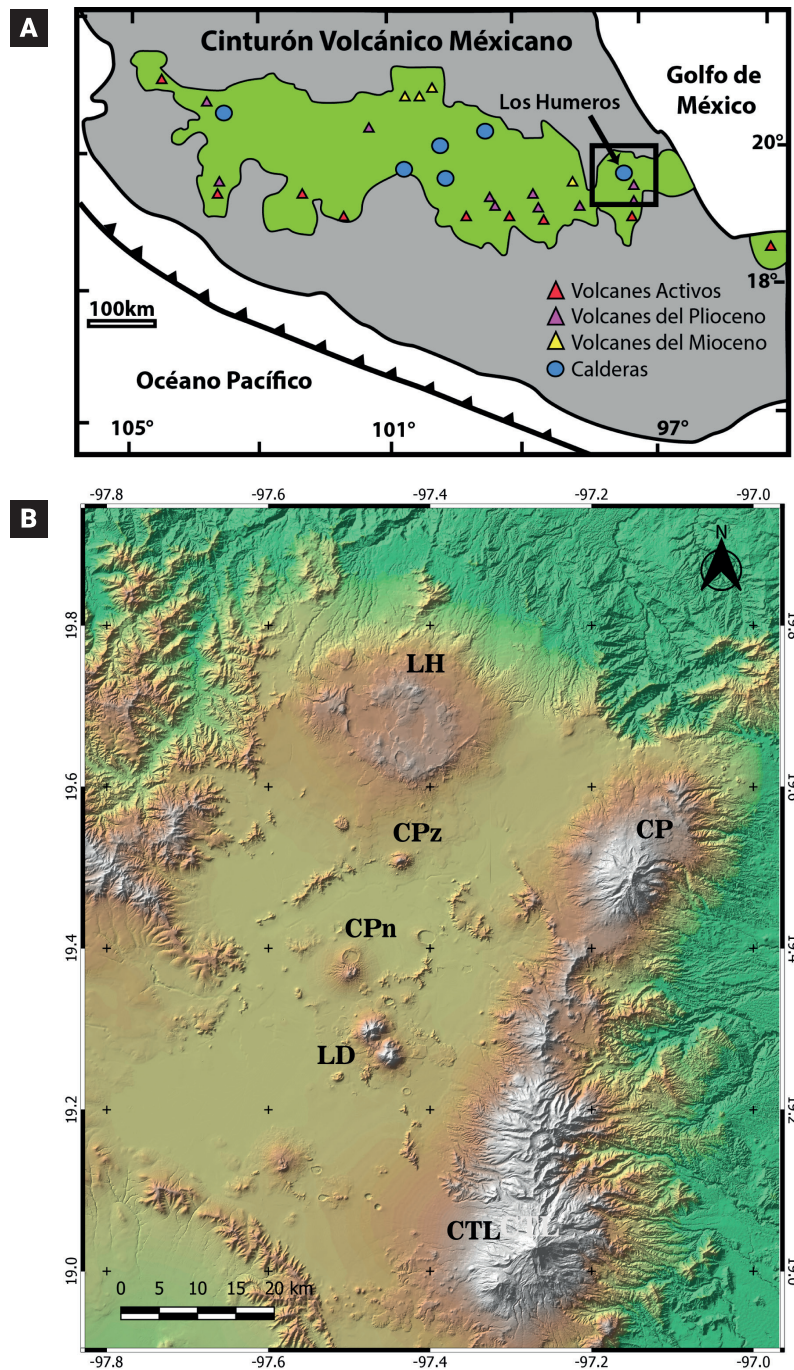
El CVLH se localiza en el sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), el cual cruza el país desde el

Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Figura 1). El origen del CVTM se atribuye a la interacción entre tres placas tectónicas: las placas oceánicas de Rivera y Cocos, que subducen por debajo de la placa continental de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 2012). El emplazamiento del CVLH en esta compleja zona de transición tectónica ha influenciado la diversidad de su historia magmática.

El sector oriental del CVTM está conformado por dos regiones volcánicas contrastantes: la Cuenca Serdán-Oriental (CSO) y la Cordillera Volcánica Cofre de Perote-Citlaltépetl (CVCPC), constituido por una amplia diversidad de volcanes que varían en tamaño y naturaleza, desde pequeños volcanes monogenéticos hasta grandes estratovolcanes (Figura 2). El CVCPC constituye el límite oriental de la CSO, donde se encuentra la zona de estudio. La CSO constituye una amplia altiplanicie que alberga un campo volcánico Cuaternario, caracterizado por volcanismo bimodal dominado por andesitas basálticas y riolitas. La actividad volcánica en la CSO ha sido diversa, con manifestaciones tanto efusivas como explosivas, aunque predominan los eventos monogenéticos. Esta dinámica ha dado lugar a una amplia variedad de morfologías volcánicas, que incluyen conos de escoria, anillos de toba, cráteres de explosión tipo maar-diatrema, domos, flujos de lava, y en su sector más septentrional, el Complejo Volcánico de Los Humeros (Álvarez & Yutsis, 2017; Chako-Tchamabé *et al.*, 2020; Carrasco-Núñez *et al.*, 2021; Cavazos-Álvarez *et al.*, 2024; Lucci *et al.*, 2024).

El basamento regional está compuesto por rocas ígneas (granitos-granodioritas) y rocas metamórficas, que afloran al norte del CVLH, conformando el Macizo de Teziutlán (Campos-Enríquez & Garduño-Monroy, 1987; Carrasco-Núñez *et al.*, 2017a) (Tabla 1). Este basamento está parcialmente cubierto por más de 2,500 metros de rocas sedimentarias mesozoicas pertenecientes a la provincia Sierra Madre Oriental o Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (CMPC), compuesta principalmente por areniscas, lutitas y calizas (Yáñez y García, 1982; Campos-Enríquez & Garduño-Monroy, 1987; Carrasco-Núñez *et al.*, 2017b, 2022). Una gran discordancia registra el inicio del volcanismo en el área, registrado a partir del Mioceno con la formación del Complejo Cerro Grande-Cuyoaco (11-8.9 Ma), seguido por las formaciones Alseseca y Teziutlán (2.6 y 1.4 Ma), que conforman gruesas secuencias volcánicas, en su mayoría sepultadas por la actividad reciente de Los Humeros (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017b, 2022).

Durante el Pleistoceno medio, el vulcanismo se concentró en el CVLH con distintos estilos eruptivos y composiciones volviéndose uno de los sistemas más activos en la región (e.g., Carrasco-Núñez *et al.*, 2017a, 2018, 2020, 2021, 2022). La evolución del CVLH se puede agrupar en tres etapas (Tabla 1), las cuales se sintetizan a continuación: a) una etapa pre-caldérica, b) la etapa caldérica, que incluye por lo menos dos eventos de colapso, y c) una etapa post-caldérica, con procesos de resurgencia



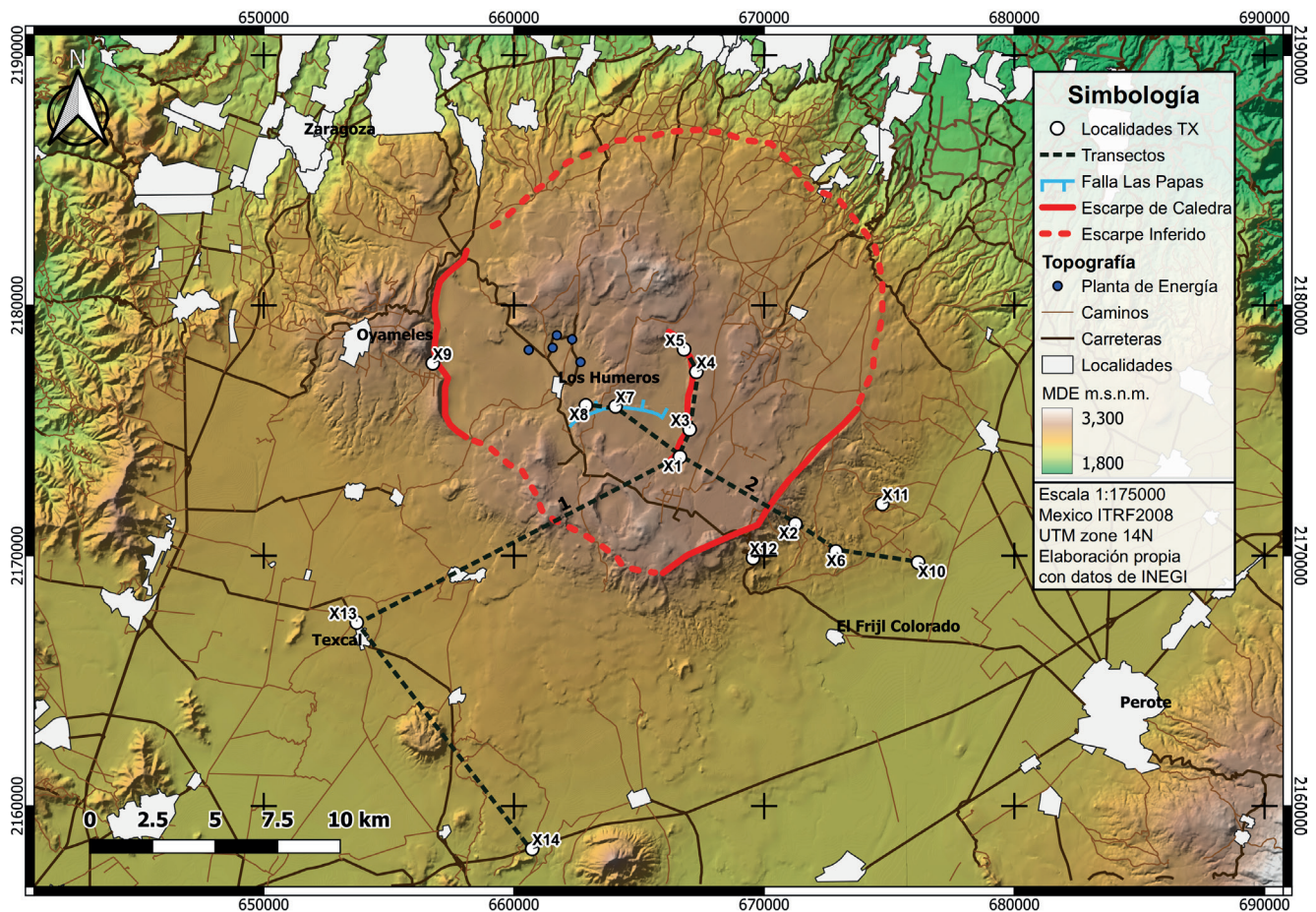
**Figura 1.** Mapa de ubicación. A) Mapa del Cinturón Volcánico Mexicano (modificado de Carrasco-Núñez, López-Martínez, Hernández, & Vargas, 2017) y; B) Modelo de Elevación Digital de la cuenca Serdán Oriental con los principales volcanes: Los Humeros (LH), Cerro Pizarro (CPz), Cerro Pinto (CPn), Las Derrumbadas (LD), Cofre de Perote (CP) y Citlaltépetl (CTL).

y volcanismo tardío (p.ej., Ferriz y Mahood, 1984; Norini *et al.*, 2015; Lucci *et al.*, 2020; Urbani *et al.*, 2020; y Deb *et al.*, 2021)

- a) **Etapa Pre-Caldérica:** El vulcanismo previo a la formación de la caldera, datado entre 693 ka a 270 ka ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), consistió principalmente en la extrusión de lavas y domos riolíticos (véase Qr3 y Qr4 en Carrasco-Núñez *et al.*, 2022). Su litología es de riolitas porfídicas con bandeamiento de flujo y un ensamble mineral

de cuarzo, plagioclasa y biotita (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017b; 2018; 2022).

- b) **Etapa Caldérica (Syn-Caldera):** Esta etapa inicia con la erupción de la Ignimbrita Xáltipan ( $164 \pm 4.2$  ka), el evento explosivo de mayor volumen ( $290 \text{ km}^3$  DRE) del Pleistoceno en el CVTM, el cual provocó el colapso principal que formó el escarpe de Los Humeros (Carrasco-Núñez *et al.*, 2018; Cavazos & Carrasco-Núñez, 2020).



**Figura 2.** Modelo Digital de Terreno del Complejo Volcánico de Los Humeros que muestra la ubicación de las distintas localidades y transectos de correlación estratigráfica (tomado de Téllez-Vizcaíno, 2020)

Posteriormente, hace  $\sim 70$  ka, tuvo lugar una secuencia de erupciones plinianas conocida como la Formación Toba Faby, un conjunto de depósitos de caída riodacíticos ( $\sim 10$  km<sup>3</sup> DRE) intercalados con paleosuelos, que no se ha asociado a un nuevo colapso (Ferriz y Mahood, 1984; Carrasco-Núñez *et al.*, 2018). Dentro de este ciclo de actividad pliniana se incluye la Pómez Perote, recientemente descrita, con 4.7 km<sup>3</sup> DRE (Torres-Orozco *et al.*, 2025). El segundo evento de colapso, que formó el escarpe Los Potreros, fue causado por la erupción de la Ignimbrita Zaragoza. Este depósito, con un volumen de 15 km<sup>3</sup> RDE, presenta una gradación química interpretada como producto de mezcla de magmas (Carrasco-Núñez & Branney, 2005; Carrasco-Núñez *et al.*, 2012). La edad de este evento ha sido actualizada a  $69 \pm 16$  ka (Carrasco-Núñez *et al.*, 2018), considerablemente más joven que estimaciones previas. La configuración estructural detallada de ambas calderas anidadas ha sido refinada en trabajos más recientes (Carrasco-Núñez *et al.*, 2022).

c) **Etapa Post-Caldérica:** Esta etapa se caracteriza por vulcanismo bimodal localizado tanto en el interior de la caldera como en su fractura anular (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017b). La actividad inició hace  $\sim 50$  mil años con la formación de domos félsicos. Dentro de este ciclo temprano se emplazó la Pómez Xoxoctic (PX), descrita por primera vez por Ferriz y Mahood (1984) como un depósito de caída con composición dacítica, rico en olivino. A la Pómez Xoxoctic le sobreyacen varias erupciones explosivas y efusivas que marcan la evolución más reciente del complejo. Entre estas se encuentran la Toba Tilca, el paleovolcán Maxtaloya, y la erupción del Xalapazco-Toba Llano ( $\sim 28$  ka) (Rojas Ortega, 2016). Posteriormente, tuvo lugar la erupción del Miembro Cuicuiltic hace 7 ka, un evento complejo que combinó actividad estromboliana y pliniana (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014). La actividad más reciente registrada ( $\sim 2,850$  años) corresponde a flujos de lava basálticos a traquíuticos en el borde sur de la caldera (Carrasco-Núñez *et al.*, 2017b). La Pómez Xoxoctic (PX; Figura 3), objeto de este es-

**Tabla 1.** Estratigrafía principal del Complejo Volcánico de Los Humeros, recopilada de Carrasco-Núñez, G. et al. (2018; 2022).

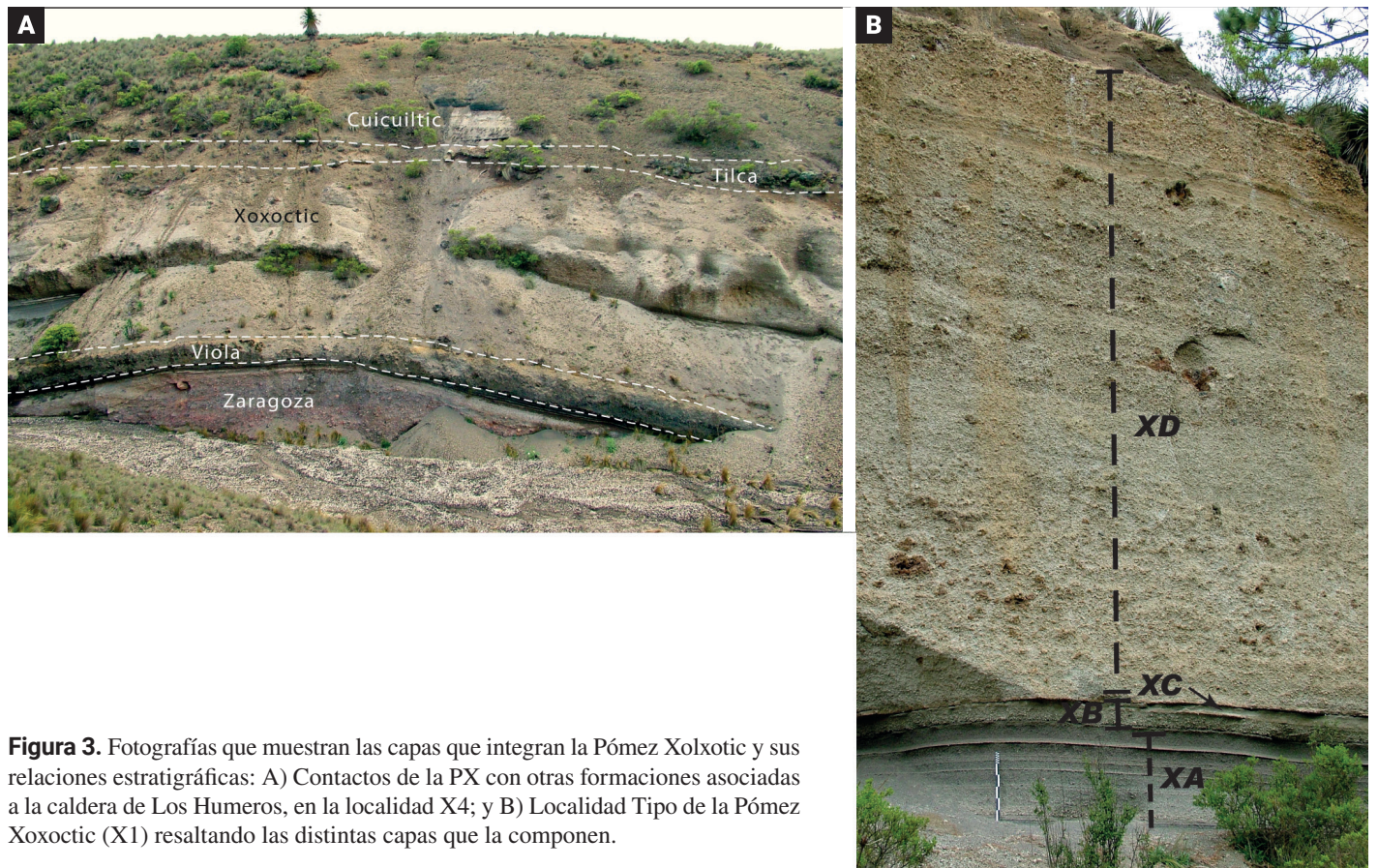
Era	Periodo	Etapas	Estratigrafía	Edad	Descripción		
Cenozoico	Holoceno	Post-Caldera	Traquita Pajaro	2.8 ± 0.03 ka	Fase bimodal y de fractura anular	Complejo Volcánico Los Humeros	
			Basalto de olivino	3.87 ± 0.13 ka			
			Miembro Cuicuiltic	7.3 ± 0.1 ka			
			Traquiandesita San Antonio/Las Chapas	8.9 ± 0.03 ka			
	Pleistoceno	Post-Caldera	Toba Llano	≥28± ka	Fase Resurgente		
			Toba Tilca				
			Riolita	44.8 ± 1.7 ka			
			Riolita Toba Xoxoctic	50.7 ± 4.4 ka			
			Pómez Xoxoltic	69 ± 16 ka			Colapso Potreros
			Toba Faby	70 ± 23 ka			Fase Pliniana
		Caldera	Riolita	74.2 ± 4.5 ka			
			Domos Rioliticos	155.7 ± 4.9 ka			
			Ignimbrita Xaltipan	164 ± 4.2 ka	Colapso Humeros		
			Pre-Caldera	Domos Rioliticos	270 ± 17 ka		Antigua Sucesión volcánica
				Domos Rioliticos y Riolita	>350 ka		
	Riolita	485 ± 2.2 ka					
	Domos Rioliticos	693 ± 1.9 ka					
	Plioceno	Basamento	Formacion Alseseca y Formacion Teziutlan	2.6 - 1.4 Ma	Basamento Volcánico		
Mioceno	Basamento	Complejo Cerro Grande-Cuyoaco	11-8.9 Ma	Basamento Volcánico			
Mesozoico	Basamento	Lutitas y Calizas Jurasicas		Basamento Pre-Volcánico			
Paleozoico		Ígneo y Metamórfico "Macizo Teziutlán"					

tudio, fue nombrada por Ferriz y Mahood (1984), cuyo nombre, de origen náhuatl significa "verde", probablemente debido a su contenido de fenocristales de olivino o a la tonalidad que presenta en ciertos afloramientos. Previamente, ha sido descrita como un depósito de caída de composición intermedia a félsica, que incluye además una ignimbrita intrapliniana de pequeña magnitud (Figura 4; Willcox, 2012). Presenta un espesor máximo de aproximadamente 11 metros en su localidad tipo, ubicada en la zona de Los Potreros, y un volumen estimado de 0.6 km<sup>3</sup> (Ferriz & Mahood, 1984), lo que equivale a 0.34 km<sup>3</sup> de roca densa (DRE), según Willcox (2012). Aunque no se cuenta con una edad absoluta, por su posición

estratigráfica se infiere entre 28 y 50 mil años antes del presente, lo que la ubica dentro del Pleistoceno Tardío (Rojas Ortega, 2016; Carrasco-Núñez et al., 2017b; Carrasco-Núñez et al., 2022).

### 3. Metodología

**Estratigrafía y Muestreo:** Se documentaron un total de 13 secciones estratigráficas representativas de la Pómez Xoxoctic, seis de ellas en el interior de la caldera (principalmente en la región de Los Potreros) y 7 en su periferia sur (Figura 2). La Tabla 2 resume las características de cada localidad.



**Figura 3.** Fotografías que muestran las capas que integran la Pómez Xolxotic y sus relaciones estratigráficas: A) Contactos de la PX con otras formaciones asociadas a la caldera de Los Humeros, en la localidad X4; y B) Localidad Tipo de la Pómez Xoxoctic (X1) resaltando las distintas capas que la componen.

Capa	Columna	Facies	Descripción	Interpretación	Fase eruptiva
		LpX	Depósitos de caída re trabajados (erosión), color café (oxidados) y estratificación cruzada a difusa. Cima erosionada.	Depósitos de caída de pómez re trabajada y erosionada; final de la erupción	Fase final de depositación y erosión de capas superiores. Oxidación y re trabajo
D3	1.0 m	LpBriclit	Lapilli de pómez con estratificación difusa a masiva, que pasa gradualmente a brecha de pómez clasto-soportada, con pómez bandeada y abundantes líticos vitreos y otras litologías.	Depósitos de caída de lapilli y bloques de pómez a partir de columna inestable, con explosiones moderadas y erosión de conducto. Posibles flujos piroclásticos que pasan y no depositan	Fase Pliniana final, caída de abundante pómez lapilli y bloques, así como líticos y mezcla de magmas. Generación de CPD discretas que no depositaron pero generaron estratificación
		Lp/d			
		Lpgrainv	Lapilli de pómez con estratificación difusa y gradación inversa. Aparece pómez bandeada	Depósitos de caída de lapilli y bloques de pómez (proximal o en eje de dispersión), volumen y proximidad de fragmentos a partir de columna Pliniana sostenida. Posible ocurrencia de mezcla de magmas	Fase Pliniana sostenida generando depósitos de caída voluminosos, mayor explosividad, erosión de conducto y aumento en el flujo magmático en la erupción
D2	2.6 m	Lpm	Lapilli y brecha de pómez clasto soportada, con estratificación difusa y rica en líticos. Pasa a pómez masiva de lapilli	Depósitos de caída de pómez, columna sostenida y con erosión de conducto o domos pre-existentes	Formación de columna Pliniana con aumento en la intensidad de las explosiones y flujo de material
		LpBriclit			
D1	7.0 m	Lpm	Capa de lapilli clasto-soportada, de masiva a con estratificación difusa, abundantes líticos vitreos y oxidados	Depósitos de caída de pómez, columna sostenida y con erosión de conducto o domos pre-existentes	Formación de columna Pliniana con aumento en la intensidad de las explosiones y flujo de material
		Lp/d	Lapilli fino de pómez, cubierto por toba de ceniza fina con lapilli acrecional	Depósitos de caída y flujos piroclásticos discretos con agregados de ceniza	Final de fase sub-Pliniana y generación de CPD, explosiones freatomagmáticas
		TmLacc			
C	0.2 m	Lpgranor	Lapilli fino de pómez, clasto-sorportado, con gradación normal	Depósitos de caída a partir de columna sub-Pliniana, menor caída de ceniza	Actividad sub-Pliniana generando depósitos de caída de caracter estable
B	0.2 m	LfpTm			
A	1.6 m	Lfp/d	Secuencia de lapilli fino a ceniza gruesa, color gris, soportada clasto a clasto; con estratificación paralela a difusa, variaciones de gradación interna. Abundantes líticos oxidados y pellets ocasionales. Presenta intercalacion de capas delgadas de ceniza masivas	Depósitos de caída de pómez y ceniza, a partir de una columna inestable de carácter sub-Pliniano, pulsatoria y con esporádicos eventos explosivos, que depositan capas de ceniza fina	Apertura de conducto.  Comienzo de la actividad explosiva sub-Pliniana, inestable y con posible interacción agua/magma
		Lfp//			
		Lfp/d			
		Tm			
		Lfpm			

**Figura 4.** Columna estratigráfica compuesta de la Pómez Xoxoctic, que muestra la facies, descripción, interpretación y fase eruptiva de cada una de las capas que la integran.

**Tabla 2.** Coordenadas geográficas, descripción y espesor de las localidades estudiadas.

Localidad	Latitud (N)	Longitud (O)	Descripción	Espesor (m)
X1	19°39'13.64"	-97°24'38.16"	Localidad Tipo en sur de Escarpe Potrereros	9.91
X2	19°37'45.01"	-97°22'00.57"	Cantera cerca de El Frijol Colorado	3.54
X3	19°39'49.33"	-97°24'24.46"	Escarpe Potrereros cerca de las Cuevas	1.71
X4	19°41'03.98"	-97°24'14.52"	Escarpe Potrereros cerca del Pozo	4.26
X5	19°41'33.34"	-97°24'31.09"	Escarpe Potrereros al norte	3.92
X6	19°37'08.91"	-97°21'05.38"	Cantera de Yadesa	2.58
X7	19°40'20.10"	-97°26'05.83"	Escarpe de Las Papas	2.32
X8	19°40'21.78"	-97°26'46.60"	Cerca de Planta Geotérmica	2.49
X9	19°41'18.25"	-97°30'16.19"	Cantera cerca de Domo Oyameles	NA
X10	19°36'53.50"	-97°19'12.75"	Cantera cerca de las granjas de puercos	1.23
X11	19°38'09.97"	-97°20'01.15"	Cantera más al Noreste del camino	1.58
X12	19°37'01.38"	-97°22'59.22"	Cantera subiendo hacia Los Humeros	2.85
X13	19°35'42.17"	-97°32'03.62"	Cantera en Texcal	1.41
X14	19°30'46.05"	-97°28'05.71"	Por autopista 140D, cerca de cerro Pizarro	1.01

En cada afloramiento se realizó una descripción de litofacies detallada, registrando atributos como espesor, tipo de contacto, estructuras internas, gradación, selección, características de los clastos (tamaño, forma, redondez, esfericidad, etc.) color, y proporción de componentes. Esta caracterización siguió el enfoque no genético de Branney y Kokelaar (2002), centrado en los rasgos sedimentológicos observables.

Mediante la correlación de las 13 secciones, se elaboró una columna estratigráfica compuesta idealizada, basada en la sección tipo de Los Potrereros, la cual es la más completa y mejor preservada. De esta sección tipo se recolectaron 15 muestras representativas (~2 kg cada una), seleccionando distintos niveles de cada capa para capturar la variabilidad vertical. Se priorizaron zonas con buena preservación, bajo grado de alteración y granulometría adecuada para los análisis posteriores.

**Granulometría:** El análisis granulométrico se realizó en las 15 muestras de la sección tipo. Cada muestra fue tamizada en seco y de manera manual por 15 minutos utilizando un conjunto de tamices con dimensiones de malla desde  $-5\Phi$  hasta  $4\Phi$ , con rangos de  $1\Phi$  (Walker, 1971). Cabe señalar que, debido a la naturaleza semi-consolidada de la muestra de la capa XC, fue necesaria una suave disgregación manual para poder procesarla. Se reconoce que este procedimiento, aunque indispensable, pudo haber alterado parcialmente la distribución de tamaño de grano original, especialmente por la ruptura de agregados friables. El material retenido en cada tamiz fue pesado sobre una báscula digital analítica. Con los datos del peso retenido en cada tamiz se

elaboraron histogramas y curvas acumulativas de la distribución del tamaño de grano. Posteriormente, los datos fueron analizados estadísticamente con el software GRADISTAT® (Blott y Pye, 2001), utilizando las técnicas logarítmicas de Métodos de Momento y Métodos de Folk y Ward. A partir de estos datos se calcularon los parámetros estadísticos  $Md\Phi$  (diámetro mediano) y  $\sigma\Phi$  (desviación estándar o selección) utilizando el método de Inman, conforme a la propuesta de Cas y Wright (1987). El análisis se llevó a cabo en el Laboratorio de Geología Aplicada, Petrografía y Petrofísica (LabGeoAPP) del IPICYT.

**Componentes:** El análisis de componentes se realizó para cada fracción granulométrica (intervalo de  $1\Phi$ ) de las 15 muestras Utilizando un microscopio binocular (Nikon SMZ800N) y un contador automático (PELCON), se contaron y clasificaron ~1,000 partículas por fracción (o la totalidad de las partículas, si la muestra era escasa). Finalmente, los datos de todas las fracciones de una misma muestra se integraron para obtener la composición modal de cada capa del depósito.

**Morfologías:** Con el objetivo de identificar patrones de textura vesicular asociados a los procesos de desgasificación y fragmentación, se realizó un análisis cualitativo en 10 fragmentos juveniles representativos de distintos niveles estratigráficos (Tabla 5). Los clastos se cortaron en bloques de ~0.5 cm para su análisis en un microscopio electrónico de barrido (SEM; FEI Quanta 200) en el LINAN (IPICYT). En cada muestra se obtuvieron imágenes a tres escalas (3 mm, 500  $\mu$ m y 100  $\mu$ m) para describir la distribución, forma y conectividad de las vesículas.

Este análisis fue estrictamente morfológico y descriptivo, sin realizarse mediciones cuantitativas de vesicularidad.

**Geoquímica:** Para el análisis geoquímico de elementos mayores se seleccionaron las 15 muestras de las capas principales de la columna estratigráfica. De las fracciones gruesas ( $-3$  y  $-2 \Phi$ ) de cada muestra, se separaron a mano fragmentos juveniles, incluyendo tanto pómez clara como oscura. La preparación se llevó a cabo en el LabGeoAPP del IPICYT triturando las muestras en una trituradora de mandíbula y pulverizándolas en molino de ágata hasta un tamaño de grano  $<20 \mu\text{m}$ . Los polvos resultantes se analizaron por fluorescencia de rayos X (XRF) en el ETH Zúrich (Suiza), en colaboración con el Dr. Ben Ellis y el Mtro. Marco Rebecchi y siguiendo el protocolo de Rebecchi (2018). Todos los datos de elementos mayores fueron recalculados en base anhidra para su interpretación.

**Distribución:** A partir de los datos de espesor, se generaron mapas de isopacas para las capas XA, XB y XD. Los valores de campo georreferenciados se interpolaron en QGIS®, mediante el método de distancia inversa (IDW), afinado posteriormente mediante edición manual.

Adicionalmente, para la capa XB, se construyeron mapas de isopletas. Se seleccionó esta capa por ser la más continua, homogénea y reconocible en campo, a diferencia de XA y XD que presentan alta variabilidad lateral y son difíciles de correlacionar entre afloramientos. Para ello, se midieron los dos ejes de los 10 clastos juveniles y líticos más grandes en cada localidad (Suzuki *et al.*, 1973; Hernández-Rojas *et al.*, 2009). El promedio por tipo de clasto en cada sitio se utilizó para la interpolación del mapa, permitiendo estimar el eje principal de dispersión.

**Parámetros eruptivos:** A partir de los mapas de dispersión se calcularon los principales parámetros eruptivos. El volumen se estimó con el modelo de decaimiento exponencial de Pyle (1989) considerando áreas elípticas entre isopacas. La altura de columna se calculó con los modelos empíricos de dispersión de clastos de Carey y Sparks (1986). Las tasas de descarga de volumen y de masa se obtuvieron despejando las ecuaciones de Sparks *et al.* (1997), y la duración eruptiva se estimó según el modelo de Walker (1980). Finalmente, la magnitud e intensidad se calcularon conforme a las escalas propuestas por Pyle (2000). Los resultados de estos cálculos se resumen en la Tabla 7.

## 4. Resultados

### 4.1 Estratigrafía

La Pómez Xoxoctic (PX) comprende una unidad piroclástica fácilmente identificable en campo (Figura 3). Su base se caracteriza por un color gris oscuro y una estratificación paralela

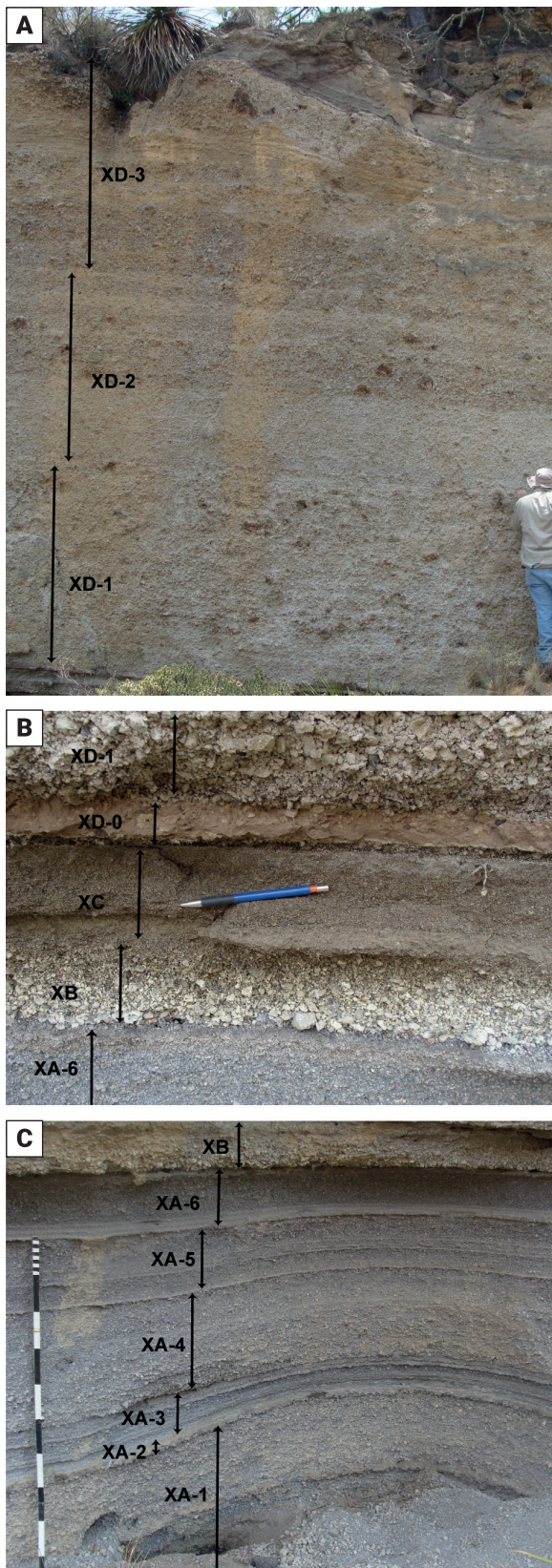
bien definida, con capas de espesor centimétrico y texturas clasto-soportadas. En su parte superior, la estratificación se vuelve más difusa y la unidad está dominada por fragmentos juveniles de pómez de color beige, de tamaño lapilli grueso a bloque. Internamente, son comunes las intercalaciones de horizontes delgados con agregados de ceniza. El espesor total del depósito varía desde 11 m en las zonas proximales hasta  $\sim 1$  m a 17 km de distancia de la caldera.

Las exposiciones de la PX al interior de la caldera se concentran en la zona central, principalmente en los escarpes de Los Potreros y la Falla Las Papas (Figura 6). Aquí, estratigráficamente, la unidad sobreyace a la Ignimbrita Zaragoza, al Miembro Viola, escorias no diferenciadas y paleosuelo. A su vez, se encuentra bajo los miembros Tilca y Cuicuiltic (Figura 3). En el exterior de la caldera, los afloramientos se localizan principalmente al sur, en donde, la PX sobreyace a la Toba Faby y la Ignimbrita Zaragoza, y subyace a el Miembro Cuicuiltic, lavas máficas y escorias

La localidad tipo, seleccionada por ser el afloramiento más completo y representativo de la PX, se sitúa en la parte sur del Escarpe Potreros (Figura 2). En este sitio se documentó la sección tipo, que registra el mayor espesor expuesto de la unidad ( $\sim 11$  m), aunque la cima se encuentra parcialmente erosionada (Figura 3; Tabla 2). A partir de esta sección de referencia se construyó la columna estratigráfica compuesta, la cual se subdivide de base a cima en las capas XA, XB, XC y XD (Figura 4). Aunque el contacto basal no aflora en este punto exacto, la correlación con sitios cercanos indica que la secuencia yace sobre una brecha asociada a la Ignimbrita Zaragoza, el Miembro La Viola y un paleosuelo. A continuación, se describe cada una de estas capas.

**Capa XA:** La capa basal (XA) es un depósito clasto-soportado de lapilli fino y ceniza gruesa que presenta una marcada estratificación paralela (Figura 5A). Se caracteriza por presentar dos poblaciones distintas de pómez —una de tono gris claro y otra gris oscuro oscuro—, una notable proporción de fragmentos líticos y la intercalación de subcapas ricas en ceniza fina (Figura 5). En la localidad tipo (sección X1), la unidad tiene un espesor mínimo expuesto de 160 cm, ya que su base no aflora, y fue subdividida para su estudio en seis subcapas.

La subcapa XA-1, que indica el inicio del depósito, muestra estratificación interna. En su base, consiste en un nivel de 40 cm de lapilli de pómez masivo y clasto-soportado con dos poblaciones de juveniles (gris clara y gris oscura y selección moderada (Figura 5). Por encima, un horizonte medio de 5 cm de ceniza masiva, ligeramente consolidada, con clastos de pómez subredondeados dispersos y agregados de ceniza tipo *pellet*. La subcapa culmina con un nivel superior de 28 cm de lapilli masivo con gradación inversa, caracterizada por un aumento de líticos blancos.



**Figura 5.** Principales capas y subcapas que integran la estratigrafía de la Pómez Xoxoctic en la localidad tipo: A) Se muestra la estratigrafía de la capa XA y sus subcapas y la capa XB; B) Se muestran la estratigrafía de las capas desde la cima de XA hasta la base de XD; C) Se muestran las subcapas que conforman la capa XD.

La subcapa XA-2 es un horizonte (5 cm) de ceniza masiva y consolidada, con escasos clastos de lapilli fino de pómez inmersos en la matriz. Le sobreyace la subcapa XA-3, compuesta por lapilli de pómez bien seleccionado (gris oscuro), intercalado con láminas de ceniza fina consolidada con estratificación paralela y una sutil gradación inversa (Figura 5).

La subcapa XA-4, consiste en un depósito masivo y clasto-soportado de lapilli subanguloso con buena selección donde domina la pómez gris claro. Se distingue por la presencia de agregados de ceniza, incluyendo formas recubiertas y blindadas (Brown *et al.*, 2010) y culmina con una lámina de ceniza fina consolidada. La subcapa XA-5 está compuesta por lapilli fino de pómez con estratificación difusa; su base es masiva de 16 cm de espesor (Figura 5), que pasa hacia arriba a una sutil gradación inversa, y presenta una mayor abundancia local de líticos oxidados.

Finalmente, la subcapa XA-6 cierra la secuencia de la capa XA. Su base consiste en una serie de horizontes finos de ceniza estratificados, sobre los cuales yace una capa de lapilli fino de pómez con gradación inversa difusa. Hacia la cima, este arreglo interno se pierde y el depósito se vuelve masivo, con predominio de pómez gris claro. En algunas localidades, esta subcapa está cubierta por una delgada lámina (~2 cm) de ceniza fina.

**Capa XB:** La capa XB es un depósito clasto-soportado de lapilli de pómez de ~10 cm de espesor que exhibe una clara gradación normal (Figura 5A). Los fragmentos juveniles son subangulares, con tamaños que varían de ceniza gruesa a lapilli grueso. Esta capa se distingue de la capa subyacente (XA) por un claro predominio de pómez color claro, aunque persiste la presencia de líticos oxidados, del tamaño de lapilli.

**Capa XC:** La capa XC contrasta significativamente con las capas adyacentes por su predominancia de ceniza fina y su mayor grado de litificación (Figura 5B). Se trata de un depósito masivo compuesto por una matriz de grano fino que soporta escasos clastos de pómez subredondeados, y que se distingue por la abundancia de agregados de ceniza tipo lapilli acrecional y pellets. Esta capa es muy discontinua, presenta una considerable variabilidad lateral de espesor (entre 2 y 15 cm) y puede acuñarse en pocos metros. Sus contactos con otras capas varían de abruptos a difusos, siendo localmente erosivos (Figura 6).

**Capa XD:** La capa XD constituye el tramo superior y más potente de la unidad PX. Es un depósito clasto-soportado, dominado por material juvenil de pómez con tonalidades que varían del castaño claro al café oscuro. Presenta estratificación difusa y gradación poco definida. Son notorias la presencia de fragmentos de obsidiana y de pómez con bandeada. Con un espesor superior a los 6.5 m en la localidad tipo (X1), esta capa ha sido dividida en cuatro subcapas para su estudio (XD-0 a XD-3).

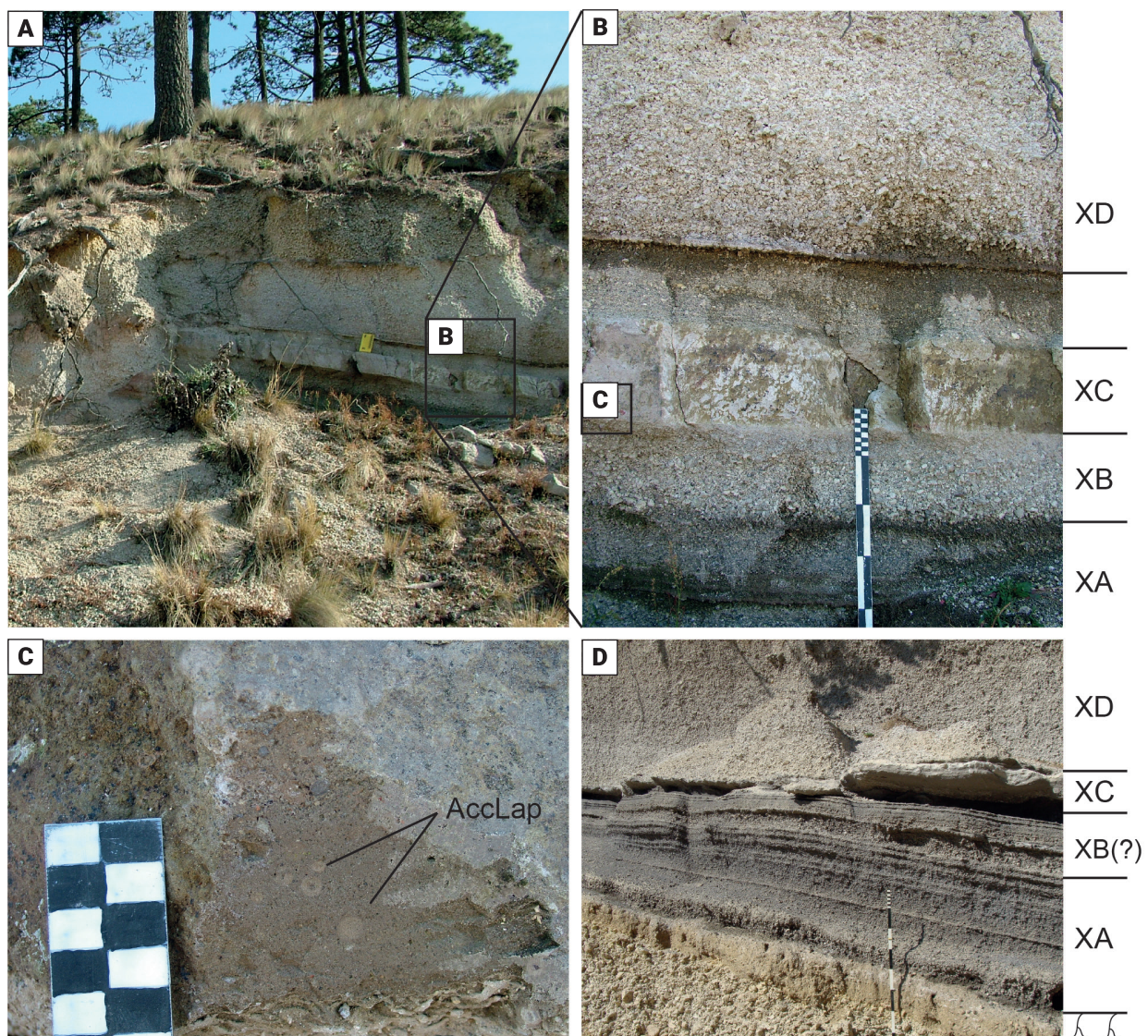
La subcapa basal XD-0 es una lámina delgada. Su base consiste en lapilli fino de pómez, masivo y rico en líticos de

aproximadamente 2 cm de espesor, cubierto por un horizonte consolidado de ceniza fina que muestra gradación inversa en los clastos dispersos embebidos en la matriz (Figura 5).

La subcapa XD-1 inicia con un depósito de 50 cm de lapilli de pómez castaño claro, clasto-soportado y bien seleccionado que destaca por la ausencia de pómez oscura y líticos (Figura 5C). Le sobreyace una secuencia de 150 cm de lapilli y bloques de pómez, con estratificación difusa, selección moderada y clastos más angulosos. Esta porción superior contiene pómez con vesículas de morfología variada —redondeadas y fibrosas—, y fragmentos aislados de obsidiana.

La subcapa XD-2 yace de forma transicional sobre la anterior y muestra una clara división interna. Su base es un nivel de 80 cm de lapilli de pómez bien seleccionado, con clastos subangulares, y escasa obsidiana (Figura 5). Hacia la cima, la subcapa culmina en un paquete más potente (180 cm) de bloques y lapilli grueso de pómez con estratificación débil y mala selección. Este nivel superior exhibe una compleja gradación, normal en los fragmentos de pómez, pero inversa en los clastos de obsidiana y contiene pómez con bandeamiento composicional y vesículas tubulares.

La subcapa XD-3 define la cima de la secuencia de la Pómez Xoxoctic, con un espesor variable de ~2 m debido a la erosión



**Figura 6.** Detalle estratigráfico y características texturales de la capa XC de la Pómez Xoxoctic. (A) Vista general del afloramiento X7, que muestra la secuencia de la PX, desde la parte superior de XA, hasta XD. (B) Detalle del contacto entre las capas XB, XC y XD, notar que XC corresponde a una capa de ceniza de grano fino, masiva, con variación lateral de espesor, mientras que las capas sub- y suprayacentes son depósitos de caída de pómez. Misma localidad que A. (C) Acercamiento a la capa XC donde se observa lapilli acrecional (“AccLap”), indicativo de hidrovolcanismo y/o condiciones húmedas durante su emplazamiento. Misma localidad que A, escala muestra cm. (D) Vista lateral con variación lateral y estructuras sedimentarias internas y acuífamiento lateral (Localidad X9).

superficial (Figuras 3 y 5C). Su base (~60 cm) consiste en lapilli de pómez con gradación inversa moderada, que culmina en una concentración de bombas con textura de “corteza de pan” e impactos balísticos. Le sobryace un nivel medio (~30 cm) de lapilli de pómez y ceniza fina interestratificados de forma paralela, con clastos juveniles más redondeados que en las capas inferiores. La secuencia finaliza con un potente paquete superior (~1.1 m) de bloques y lapilli grueso, clasto-soportado y bien seleccionado, con abundantes fragmentos de obsidiana.

La naturaleza de los contactos entre las capas principales constituye un elemento clave para reconstruir la cronología y la dinámica eruptiva del evento. Los contactos entre las subcapas de la capa XA y su transición hacia la XB son nítidos, pero deposicionalmente conformables, sin evidencia de una interrupción eruptiva significativa. El cambio que más resalta ocurre con el emplazamiento de la capa XC, cuyo contacto basal es localmente erosivo sobre XB, mientras que su contacto superior con la capa XD muestra un carácter difuso y transicional. Finalmente, el techo de la capa XD —que define el límite superior del depósito de la Pómez Xoxoctic— corresponde a un contacto neto y erosivo, sobre el cual se desarrollan paleosuelos o se disponen unidades volcánicas más recientes.

#### 4.2 Correlación Estratigráfica

Para reconstruir la distribución del depósito se evaluaron un total de 17 afloramientos. De estos, se identificó la Pómez Xoxoctic en 13 localidades, mientras que en una localidad clave (X9) se confirmó su ausencia, sirviendo como un importante punto de control para delimitar la dispersión. De las 13 localidades con presencia de la unidad, 12 permitieron documentar una sección estratigráfica completa y detallada (Figura 7). En la localidad restante (X8), la alteración del afloramiento solo permitió medir el espesor total, sin una descripción por capas. Con base en las 13 secciones útiles, se construyeron dos transectos de correlación (Figura 2) para visualizar las relaciones espaciales, uno con orientación noroeste-sureste y otro noreste-suroeste.

**Transecto 1:** El primer transecto, con orientación NE-SO, correlaciona seis localidades (X1, X3, X4, X5, X13 y X14) a lo largo de casi 21 km (Figura 7A; Tabla 2). Este perfil revela una clara discontinuidad lateral en las subcapas de la capa XA, particularmente en los niveles ricos en ceniza. También se observa una discontinuidad similar en el contacto entre las capas XC y XD.

Hacia el noreste desde la sección tipo (X1), las capas muestran tendencias de espesor contrastantes. La capa XA aumenta su potencia hasta superar los 170 cm en la localidad X5, aunque su base no queda expuesta. Por el contrario, la capa XB se adelgaza drásticamente en la misma dirección hasta casi desaparecer, una tendencia que también sigue la capa XC. Finalmente, la capa XD

exhibe un comportamiento complejo: su base (XD-0) se engrosa y contiene clastos más grandes, mientras que su paquete superior disminuye gradualmente su espesor de 3.2 m a menos de 2.5 m y adquiere un carácter más masivo.

En dirección suroeste desde la sección tipo (X1), todas las capas muestran un adelgazamiento hacia las localidades distales. Las capas XA, XB y XC reducen progresivamente su potencia; en la localidad más lejana (X14), sus espesores son de apenas 7 cm, 1.5 cm y 5 cm, respectivamente. La capa XD presenta un adelgazamiento similar: su base (XD-0) se reduce a un delgado horizonte de ceniza fina, y su paquete superior, que en X13 supera el metro de espesor, en la sección más distal (X14) se encuentra dividido en dos pequeños niveles que suman aproximadamente 80 cm.

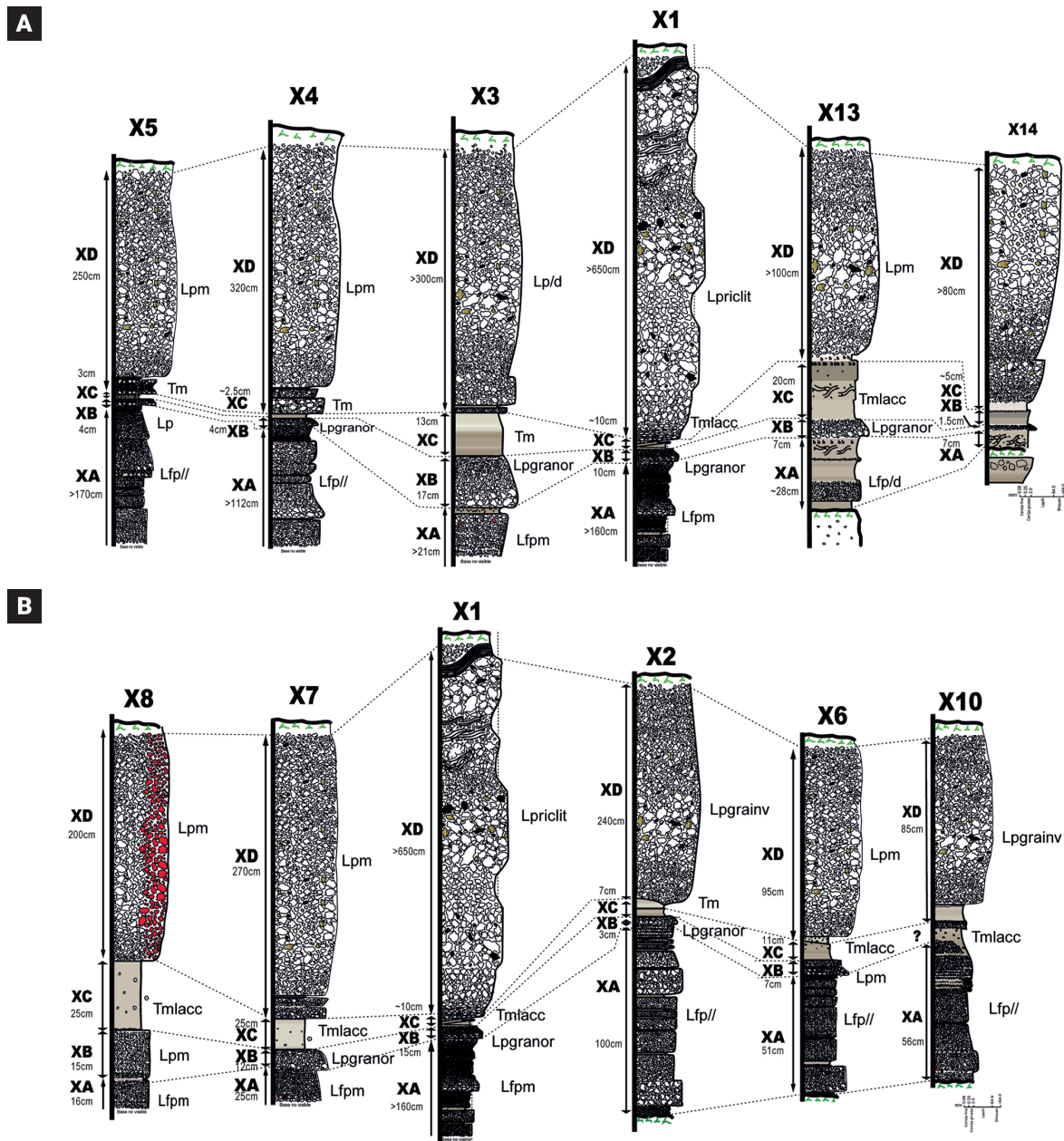
**Transecto 2:** El segundo transecto, con orientación NO-SE, conecta seis localidades (X1, X2, X6, X7, X8 y X10) a lo largo de 15 km (Figura 7B). Las tendencias estratigráficas observadas son, en general, similares a las del Transecto 1. Se destaca la discontinuidad lateral de las subcapas de la capa XA y de la capa XC, así como los contactos difusos que esta última presenta con las capas XB y XD.

Partiendo de la sección tipo (X1) hacia el noroeste, la capa XA está pobremente expuesta, observándose únicamente su porción superior. La capa XB muestra ligeras variaciones de espesor entre las localidades X7 (12 cm) y X8 (18 cm), mientras que la capa XC alcanza en esta zona sus mayores espesores, con aproximadamente 25 cm. Finalmente, la capa XD presenta una alta variabilidad: su subcapa basal (XD-0) tiene 20 cm de espesor en X7, pero no se identifica en X8, y el paquete principal se transforma de un depósito grueso (>2.5 m) con gradación inversa en X7 a un paquete masivo y alterado de ~2 m en X8.

Hacia el sureste desde la sección tipo (X1), este sector del transecto es particularmente relevante, ya que incluye algunas de las pocas localidades donde se observan tanto la base como la cima de la Pómez Xoxoctic. La capa XA, aunque conserva su arreglo interno, muestra un adelgazamiento progresivo. La capa XB, en cambio, presenta un comportamiento irregular: mantiene su gradación normal pero su espesor varía notablemente, llegando a desaparecer en la localidad X10. La capa XC es también muy variable, con contactos que van desde indistinguibles con la capa suprayacente (en X2) hasta muy erosivos (en X10). Finalmente, la capa XD exhibe un adelgazamiento general hacia el sureste, pasando de 240 cm en X2 a 85 cm en X10, acompañado de cambios en su estructura interna.

#### 4.3 Granulometría

El análisis granulométrico se realizó en 15 muestras de la sección tipo (X1), recolectadas en las distintas subcapas de las capas XA, XB, XC y XD para capturar la variación vertical del



**Figura 7.** Columnas estratigráficas de la PX que representan la correlación estratigráfica: A) Transecto 1 y; B) Transecto 2. La ubicación de las columnas se observa en la figura 2 y las coordenadas geográficas en la tabla 2.

depósito (Tabla 3; Figura 10). En general, las distribuciones de tamaño de grano son unimodales, con la notable excepción de tres muestras —TX01-02 (XA), TX01-08 (XC) y TX01-14 (XD)— que presentan un carácter multimodal.

La capa XA muestra los fragmentos más finos del depósito, con valores de diámetro medio ( $Md\Phi$ ) que varían entre  $-1.61 \phi$  y  $-0.33 \phi$ , (lapilli fino a ceniza gruesa). Sus muestras son mayoritariamente unimodales, con una selección de moderada a buena ( $\sigma\Phi$  entre 1.01 y 1.48). Sin embargo, la muestra TX01-02 es una excepción notable, al presentar una distribución trimodal y una selección pobre ( $\sigma\Phi = 2.04$ ), lo que indica una mezcla de

distintas poblaciones de grano. La proporción de lapilli en esta capa es muy variable, oscilando entre 23.1% y 72.2%.

En contraste, la capa XB es granulométricamente más homogénea. Presenta una distribución unimodal bien definida con un  $Md\Phi$  de  $-1.56 \phi$ , una selección moderada ( $\sigma\Phi = 1.43$ ) y una alta fracción de lapilli (62.6%). La capa XC se caracteriza por una matriz dominante de ceniza media con un  $Md\Phi$  de  $-1.03 \phi$  y un contenido de lapilli de hasta 51%. Su muestra (TX01-08) es distintiva por presentar una distribución multimodal y una selección pobre ( $\sigma\Phi = 2.00$ ), lo que la diferencia de las capas de caída más homogéneas. Por su parte, la capa XD

**Tabla 3.** Parámetros granulométricos de las muestras de la sección tipo (X1).

Muestra	Tipo	Grupo Textural	Md $\Phi$	$\sigma\Phi$	Lapilli	Ceniza
TX01-01	Unimodal	Ceniza con lapilli	-1.61	1.22	72.2%	27.8%
TX01-02	Trimodal	Ceniza con lapilli	-1.25	2.04	56.7%	43.3%
TX01-03	Unimodal	Lapilli con ceniza	-0.37	1.11	25.8%	74.2%
TX01-04	Unimodal	Ceniza con lapilli	-1.12	1.44	52.4%	47.6%
TX01-05	Unimodal	Ceniza con lapilli	-0.75	1.01	38.8%	61.2%
TX01-06	Unimodal	Lapilli con ceniza	-0.33	1.07	23.1%	76.9%
TX01-07	Unimodal	Ceniza con lapilli	-1.56	1.43	62.6%	37.4%
TX01-08	Trimodal	Ceniza con lapilli	-1.03	2.00	51.1%	48.9%
TX01-09	Unimodal	Ceniza con lapilli	-2.19	1.51	77.9%	22.1%
TX01-10	Unimodal	Ceniza con lapilli	-2.26	1.47	79.8%	20.2%
TX01-11	Unimodal	Lapilli	-3.22	1.39	86.8%	13.2%
TX01-12	Unimodal	Ceniza con lapilli	-2.14	1.61	77.3%	22.7%
TX01-13	Unimodal	Lapilli	-2.80	1.80	83.9%	16.1%
TX01-14	Bimodal	Ceniza con lapilli	-1.51	2.11	60.1%	39.9%
TX01-15	Unimodal	Lapilli	-2.98	0.17	90.2%	9.8%

tiene los fragmentos más gruesos, de toda la secuencia (Md $\Phi$  hasta  $-3.22 \phi$ ) y está dominada por la fracción de lapilli (hasta 90%). Aunque la mayoría de sus muestras son unimodales, la selección es extremadamente variable: con excepción la muestra TX01-14 es multimodal y muy mal seleccionada ( $\sigma\Phi = 2.11$ ) mientras que la muestra TX01-15 presenta una selección excelente ( $\sigma\Phi = 0.18$ ), lo que sugiere una notable variabilidad en la dinámica de depositación.

#### 4.4 Componentes

De las 15 muestras analizadas para granulometría, 14 se seleccionaron para el análisis de componentes, abarcando las capas de pómez XA, XB y XD. La muestra de la capa XC fue excluida de este análisis debido a su naturaleza fina y consolidada. Se definieron y cuantificaron diez tipos de componentes principales (Tabla 4): cinco juveniles (pómez clara, pómez oscura, pómez con bandeamiento, pómez muy vesicular y cristales sueltos) y cinco líticos (fragmentos máficos densos, calizas, fragmentos oxidados, escorias rojizas y obsidianas). El análisis cuantitativo de estas poblaciones revela diferencias sistemáticas y variaciones verticales en su abundancia a lo largo del depósito, como se detalla a continuación:

En la capa XA, los componentes dominantes son la pómez clara (36–50 vol.%) y la pómez oscura (27–39 vol.%), con apariciones puntuales de pómez con bandeamiento (<2 %). La fracción lítica presenta valores relativamente constantes y bajos en toda la capa: con fragmentos de caliza (5–8 %), densos oxidados (6–9 %) y máficos densos en menor proporción (1–7 %). Los cristales sueltos oscilan entre 3 % y 5 %, mientras que la

obsidiana y la escoria rojiza se encuentran en proporciones menores al 1 %.

En la capa XB se observa una composición más homogénea en comparación con XA. La pómez clara conforma el 51 % del volumen, mientras que la pómez oscura no supera el 26 %. Los fragmentos líticos se distribuyen en proporciones similares a la capa subyacente, con caliza (5 %), máficos (1 %) y oxidados (hasta 10 %). Los cristales sueltos se mantienen al 3 % y el resto de los componentes permanece por debajo del 2 %.

La capa XD muestra variaciones verticales en la proporción de sus componentes. La base del depósito está dominada por pómez clara (hasta 81 vol.%) y contiene las mayores concentraciones de pómez oscura (~2 vol.%) y líticos máficos densos (~6 vol.%). Hacia el techo de la capa, se observa una tendencia inversa: la pómez clara disminuye su abundancia (a ~50 vol.%), mientras que la obsidiana y los cristales sueltos se vuelven progresivamente más abundantes, alcanzando hasta un 19 vol.% y 10 vol.%, respectivamente. Otros componentes, como la pómez muy vesicular (hasta 26 vol.%) y la pómez con bandeamiento (1–5 vol.%), aparecen principalmente en los niveles intermedios. Los líticos de caliza y oxidados son escasos en toda la capa.

#### 4.5 Morfología

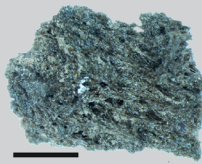
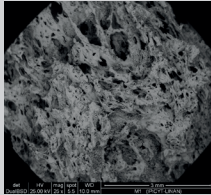
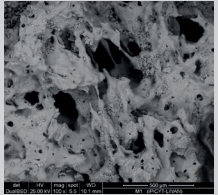
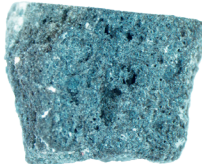
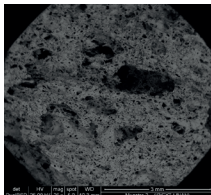
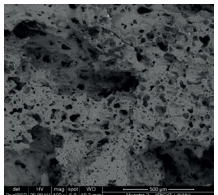

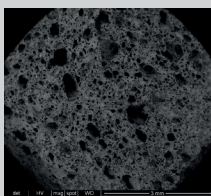
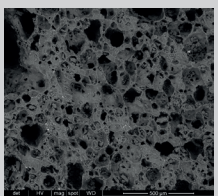
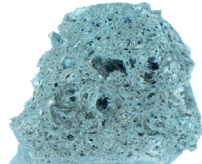
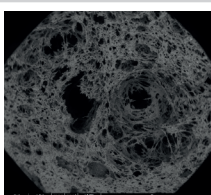
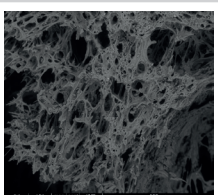
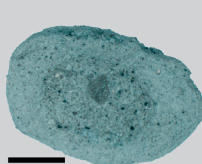
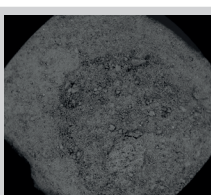
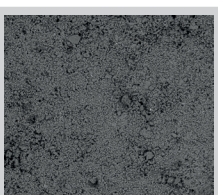

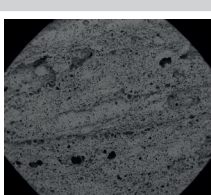
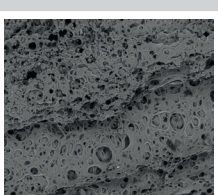

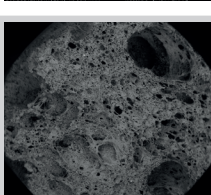
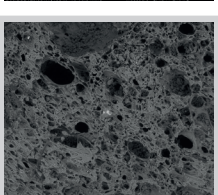

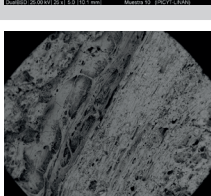
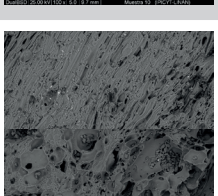
El análisis morfológico mediante MEB reveló una diversidad de texturas vesiculares a lo largo de la columna estratigráfica, con diferencias significativas en la forma, tamaño y distribución de las vesículas entre las distintas capas (Tabla 5).

En la capa XA, la morfología de los juveniles es variable. En su base (muestra TX02-30) los clastos de escoria muestran una

**Tabla 4.** Componentes modales presentes para las muestras analizadas (escala 2phi).

Componente	Descripción	Imagen
Pómez clara	Clastos de pómez color gris claro a beige, subangulares (escala 10 mm).	
Pómez con bandeamiento	Clastos de pómez de color gris a café claro con bandeamiento café oscuro, vesiculares y angulosos.	
Pómez oscura	Clastos de pómez subangular, color gris oscuro ligeramente menos vesicular.	
Pómez vesicular	Clastos de pómez marrón, angulosos, altamente vesiculares, elongadas y fusionadas.	
Fenocristales	Cristales libres (en su mayoría hornblenda, piroxenos y olivino (escala 20 μm)).	
Máficos densos	Clastos líticos subangulares de color negro de composición basáltica.	
Caliza	Clastos líticos calcáreos, subredondeados, de color blanco.	
Fragmentos alterados	Clastos líticos subangulosos con márgenes oxidados y alterados, de litologías diversas.	
Escoria roja	Clastos líticos rojos de escoria vesicular, oxidados, subredondeada y alterada.	
Obsidiana	Fragmentos de vidrio volcánico libre de vesículas de color negro a gris con rupturas concoideas.	

**Tabla 5.** Características morfológicas y texturales de fragmentos juveniles representativos (Análisis MEB).

Muestra	Descripción	Foto 10 mm	Foto 3mm	Foto 500 µm
TX02-30 (XA)	Clasto de escoria angulosa.			
TX01-04 (XA)	Clasto de pómez oscura con micro- vesículas del orden de 100 µm de diámetro.			
TX01-04 (XA)	Clasto de pómez clara con amplio rango en diámetro de vesículas.			
TX01-07 (XB)	Clasto de pómez clara con dos tipos de vesicularidad.			
TX01-08 (XC)	Clasto de agregado de ceniza.			
TX01-10 (XD)	Clasto de pómez clara subangular, homogéneo con muchas vesículas circulares.			
TX01-13 (XD)	Clasto de pómez clara con dos tipos de vesicularidad.			
TX01-15 (XD)	Clasto de pómez con bandeamiento. La zona clara tiene vesicularidad tubular y la zona oscura vesicularidad irregular.			

doble población de vesículas: unas alargadas tipo filamento y otras esféricas <100 µm. En niveles superiores (TX01-04) coexisten dos texturas de pómez distintas: la pómez oscura exhibe vesículas pequeñas y homogéneas (≈100 µm), mientras que la pómez clara es más heterogénea, con vesículas que varían desde micrómetros hasta más de 1 mm de diámetro

En la capa XB, los clastos de pómez clara (muestra TX01-07) conservan una doble población de vesículas, similar a la observada en XA: microvesículas esféricas <100 µm y vesículas alargadas tipo “cuerda”, sin evidencia de colapso.

La capa XC fue analizada mediante un clasto de agregado de ceniza (muestra TX01-08), identificado como un pellet recubierto. Este clasto muestra estructura esferoidal sin arreglo vesicular interno visible, con una envoltura externa de ceniza fina densamente compactada.

En la capa XD se observó una gran diversidad de texturas vesiculares en las tres muestras analizadas; en la muestra TX01-

15 se caracterizaron dos fragmentos distintos, elevando a cuatro el total de texturas descritas. En su base (muestra TX01-10) los clastos de pómez clara tienen vesículas redondeadas con tamaño y distribución homogéneas. La parte media (muestra TX01-13) presenta una doble población de vesículas, con formas elongadas y tubulares (hasta 2.5 mm) coexistiendo con microvesículas (<100 µm). Hacia la cima (muestra TX01-15) se presenta la más compleja, conteniendo dos tipos de fragmentos: uno con evidente bandeamiento composicional, donde la zona clara exhibe vesículas tubulares y la oscura tiene vesículas irregulares; y otro fragmento de pómez clara con vesículas esféricas regulares y homogéneas.

#### 4.6 Geoquímica

Se realizaron un total de 21 análisis de elementos mayores en roca total, a partir de las 15 muestras de la sección tipo (Tabla 6).

**Tabla 6.** Composición de elementos mayores (FRX) en roca total para muestras de la Pómez Xoxoctic.

Capa	XA										
Muestra	TX02-30	TX01-01 b	TX01-01 o	TX01-02 b	T 01-02 o	TX01-03 b	TX01-03 o	TX01-04 b	TX01-04 o	TX01-05 b	TX01-05 o
SiO <sub>2</sub>	57.61	57.00	57.92	57.49	57.59	58.10	57.80	58.24	57.56	57.96	57.59
TiO <sub>2</sub>	1.01	1.07	0.99	0.99	0.97	1.00	1.01	0.99	1.02	1.03	1.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.39	17.23	17.38	17.20	17.01	17.25	17.25	17.47	17.32	17.53	17.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.57	6.85	6.59	6.54	6.45	6.55	6.52	6.63	6.67	6.81	6.75
MnO	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10
MgO	3.84	3.75	3.63	3.66	3.58	3.42	3.50	3.54	3.57	3.49	3.54
CaO	7.78	8.10	7.88	8.09	8.56	7.88	7.74	7.64	7.77	7.57	7.56
Na <sub>2</sub> O	3.68	3.90	3.54	3.93	3.71	3.63	4.02	3.43	3.97	3.58	4.00
K <sub>2</sub> O	1.76	1.71	1.72	1.74	1.77	1.81	1.80	1.70	1.75	1.67	1.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.27	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.26	0.25	0.26
LOI	0.51	2.31	1.44	2.82	1.62	2.89	1.43	3.17	1.56	2.93	1.56

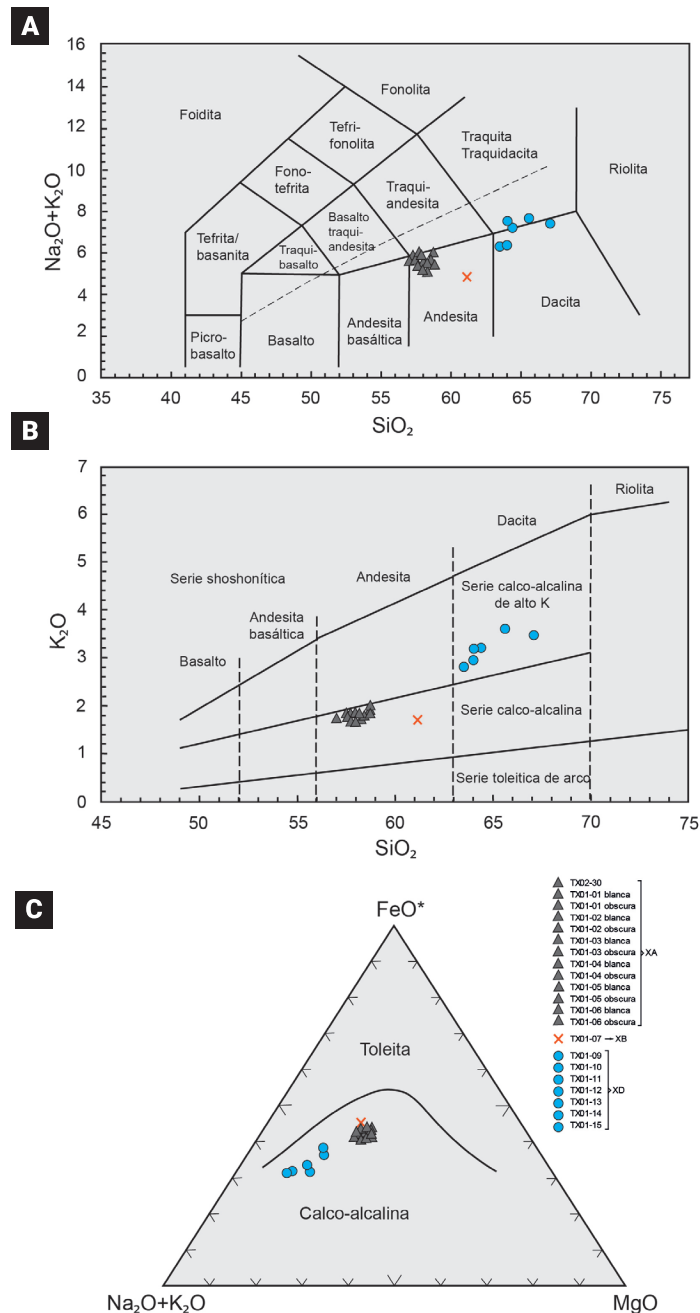
  

Capa	XA		XB		XD					
Muestra	TX01-06 b	TX01-06 o	TX01-07	TX01-09	TX01-10	TX01-11	TX01-12	TX01-13	TX01-14	TX01-15
SiO <sub>2</sub>	58.72	58.73	61.15	67.11	64.40	65.62	63.51	64.00	64.04	64.25
TiO <sub>2</sub>	1.03	1.02	0.96	0.67	0.71	0.67	0.80	0.74	0.67	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.45	17.14	17.87	16.10	16.58	16.32	17.58	17.25	16.40	16.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.72	6.55	6.33	4.00	4.60	4.29	5.18	4.92	4.51	4.52
MnO	0.10	0.10	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.09
MgO	3.26	3.27	2.82	1.43	2.01	1.65	2.14	2.26	2.31	2.32
CaO	7.05	6.91	5.74	3.07	4.28	3.60	4.26	4.22	4.34	4.22
Na <sub>2</sub> O	3.61	4.08	3.14	3.91	3.99	4.01	3.49	3.42	4.32	4.22
K <sub>2</sub> O	1.82	1.94	1.70	3.46	3.19	3.59	2.80	2.94	3.18	3.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.26	0.19	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15
LOI	3.27	1.67	4.10	2.27	4.54	5.37	4.79	5.39	2.51	2.79

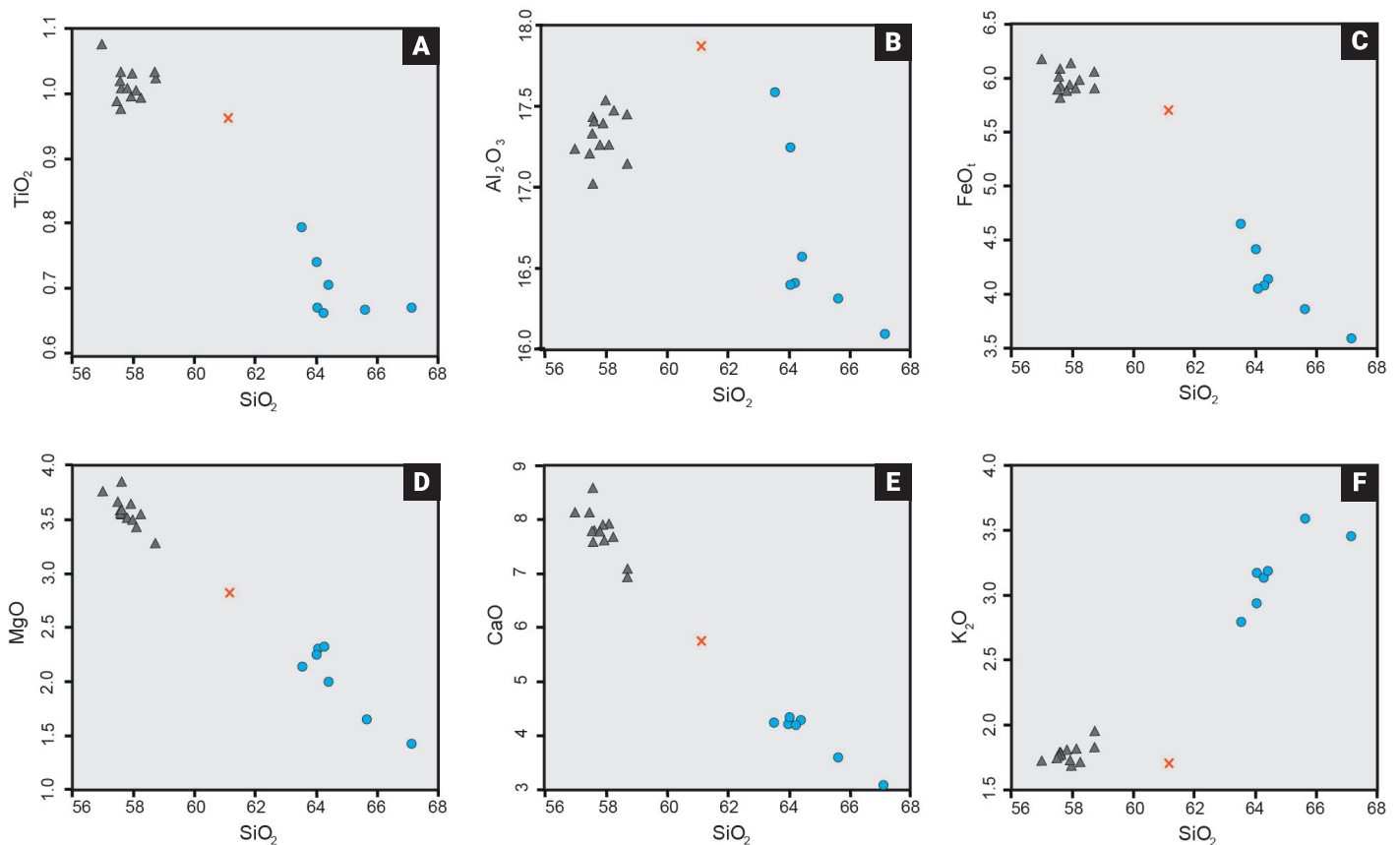
Este número de análisis es superior al de muestras, ya que en la capa XA se analizaron por separado las poblaciones de pómez clara y oscura para caracterizar su variabilidad interna, resultando en 13 análisis para esta capa. Adicionalmente, se analizó una muestra de la capa XB y siete muestras de la capa XD.

Todas las muestras se clasifican como rocas subalcalinas de la serie calco-alcalina (de normal a alto potasio), según el diagrama de Irvine y Baragar (1971) (Figura 8). La evolución

geoquímica detallada y las relaciones entre las distintas capas se observan claramente en los diagramas de Harker (Figura 9). En ellos se distinguen tres grupos composicionales discretos que corresponden a las capas XA, XB y XD, evidenciando un vacío o "gap" composicional entre ellas. Geoquímicamente, la capa basal XA corresponde a una andesita basáltica ( $\text{SiO}_2$ : 57.0–58.7%). Se caracteriza por altos contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17.0–17.5%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (6.5–6.9%) y CaO (6.9–8.6%), con concentraciones de  $\text{K}_2\text{O}$  entre



**Figura 8.** A) Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 1989); B) Diagrama de clasificación de Pecerillo y Taylor (1976), mostrando muestras en campos de rocas calco-alcalinas y calco-alcalinas con alto K. C) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). Se muestra la variación composicional de sílice y álcalis en roca total material juvenil de la Pómez Xoxotcic entre las muestras de las capas XA, XB y XD. Valores normalizados al 100 % en base anhidra.



**Figura 9.** Diagramas tipo Harker (binarios) para elementos mayores en muestras de la Pómez Xoxotíc. Se muestra la variación de los principales óxidos (en % en peso, base anhidra) con respecto al contenido de  $\text{SiO}_2$ . Nótese la separación de las muestras en tres grupos composicionales distintos, correspondientes a las capas XA (andesita basáltica), XB (andesita) y XD (dacita). Simbología igual a la Figure 8.

1.7 y 1.9%. Cabe resaltar que las diferencias composicionales entre las poblaciones de pómez clara y oscura son mínimas en esta capa, observándose solo variaciones menores en  $\text{Na}_2\text{O}$  y en la pérdida por ignición (PPI).

La capa XB registra una transición hacia una composición ligeramente más evolucionada, clasificándose como una andesita ( $\text{SiO}_2$ : 61.2%). Este carácter más evolucionado respecto a la capa XA se refleja en el aumento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17.9%) y la disminución de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (6.3%) y  $\text{CaO}$  (5.7%). Los álcalis como  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.1%) y  $\text{K}_2\text{O}$  (1.7%), sin embargo, no muestran un enriquecimiento claro. El análisis corresponde a una muestra de pómez clara, que es el componente juvenil dominante en esta capa.

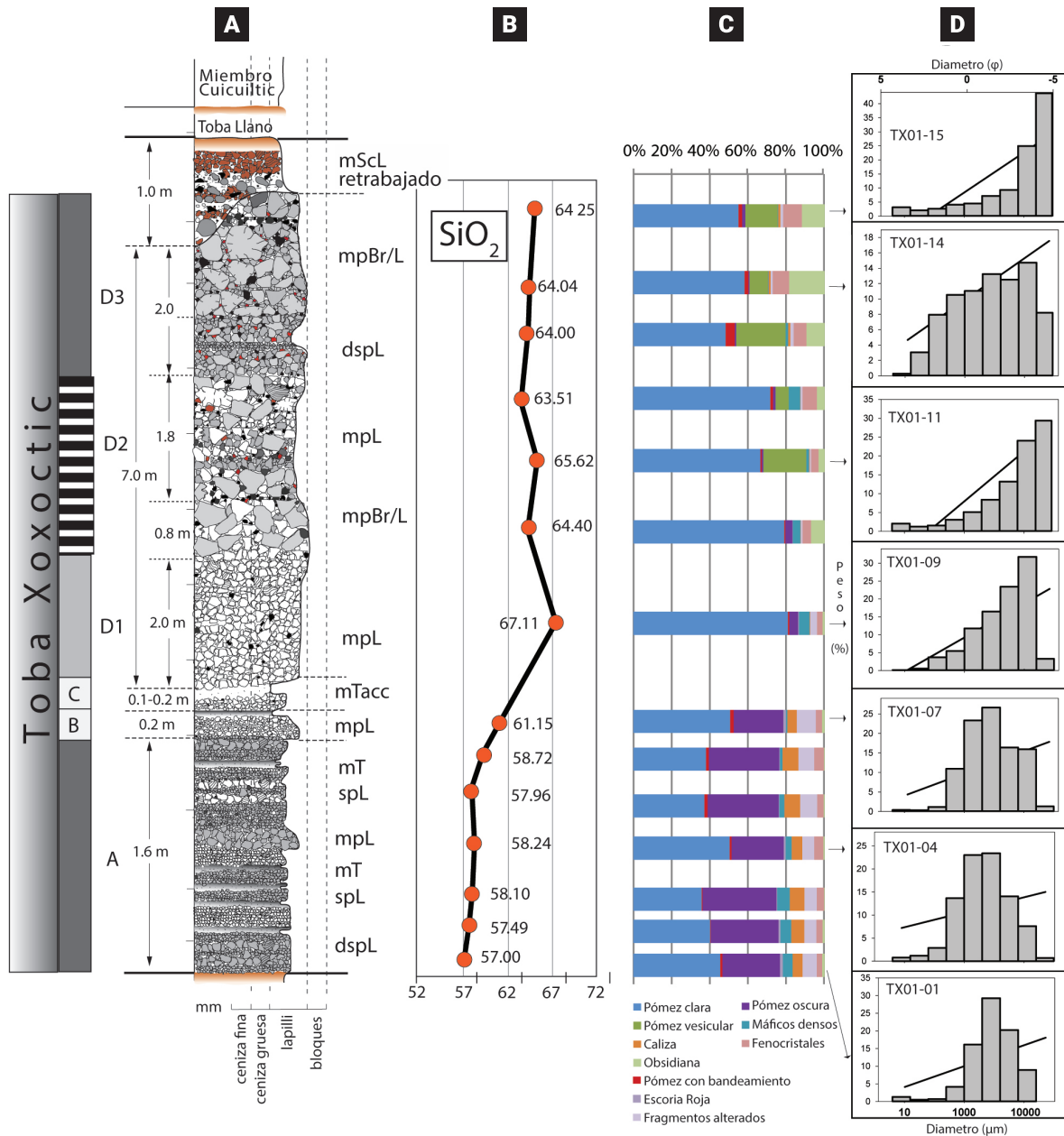
La capa XD no solo es la más potente, sino también la que muestra la mayor y más sistemática variabilidad composicional, abarcando desde dacitas de alto contenido de sílice hasta dacitas de bajo contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ : 63.5–67.1%). La capa exhibe una clara zonación geoquímica inversa: las subcapas basales son las más evolucionadas (hasta 67.1% de  $\text{SiO}_2$ ), mientras que hacia el techo la composición se vuelve progresivamente menos evolucionada (disminuyendo a 63.5% de  $\text{SiO}_2$ ). Esta tendencia se refleja en los demás elementos mayores: hacia el techo, dis-

minuyen los óxidos como  $\text{K}_2\text{O}$  (de 3.6 a 2.8%), mientras que aumentan los asociados a fases más máficas como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (de 4.0 a 5.2%),  $\text{CaO}$  (de 3.1 a 4.3%) y  $\text{TiO}_2$  (de 0.7 a 0.8%).

En conjunto, los productos juveniles de la Pómez Xoxotíc abarcan un rango composicional desde andesita basáltica hasta dacita, (57 -67%  $\text{SiO}_2$ ) a lo largo de la columna estratigráfica (Figura 8 y Figura 10). El contenido total de álcalis se mantiene por debajo del 8 %. La secuencia muestra una evolución clara, iniciando con la capa basal XA, una andesita basáltica muy homogénea, seguida por un salto abrupto en la capa XB hacia una composición andesítica más evolucionada. Finalmente, la capa superior XD exhibe la mayor variabilidad, con una posible zonación geoquímica inversa: es más evolucionada en su base (dacítica, ~67%  $\text{SiO}_2$ ) y se vuelve progresivamente menos evolucionada hacia el techo, con una disminución en sílice y potasio y un aumento en elementos como  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$ .

#### 4.7 Distribución

La distribución geográfica de los depósitos preservados de la Pómez Xoxotíc (PX) fue evaluada mediante la elaboración

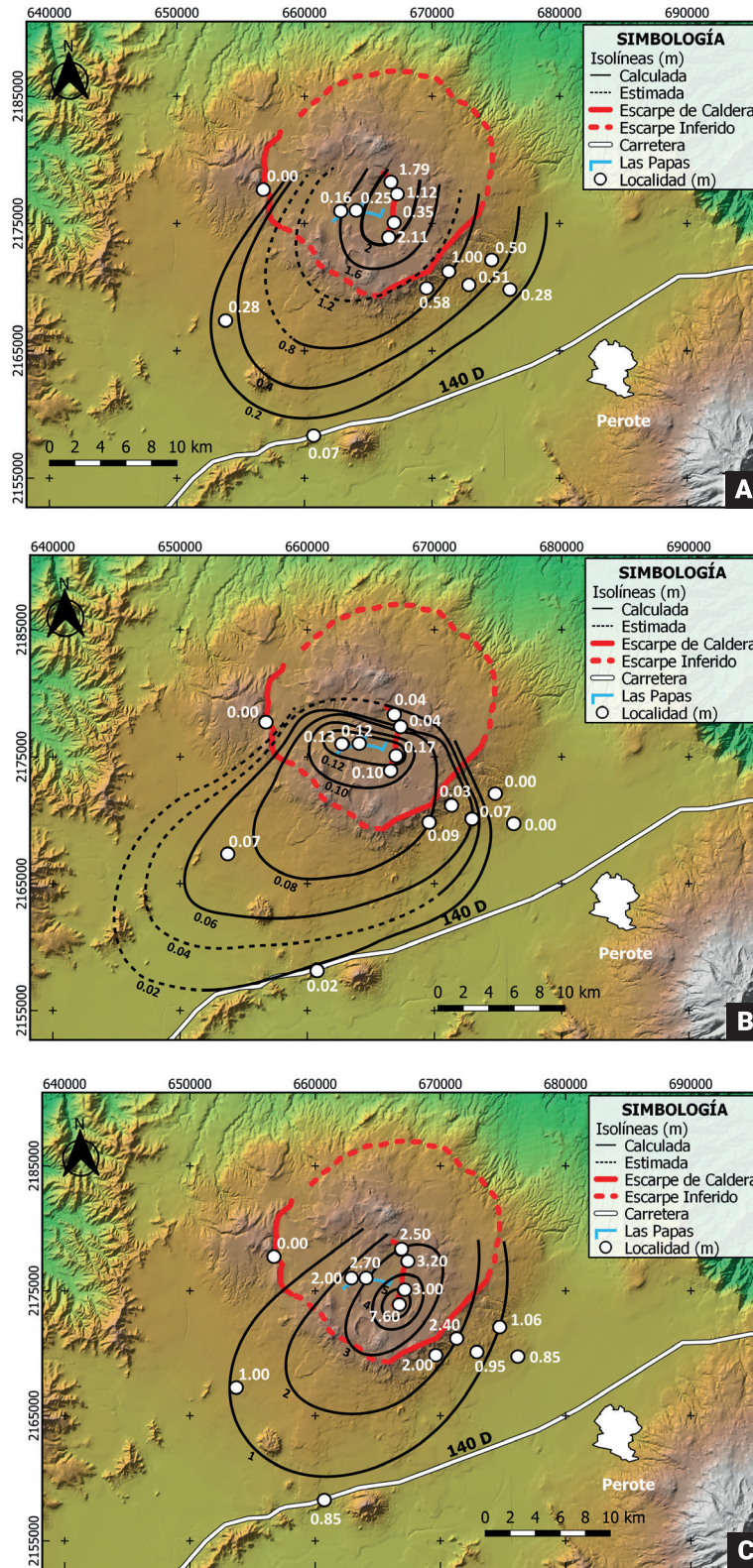


**Figura 10.** Síntesis de las variaciones estratigráficas y composicionales en la sección tipo. A) Columna estratigráfica. B) Perfil geoquímico del SiO<sub>2</sub>, mostrando la transición XA-XB-XD y la zonación inversa en la capa XD. C) Proporciones de componentes, destacando el cambio en juveniles y líticos entre XA y XD, así como el aumento de obsidiana hacia el techo de XD. D) Histogramas representativos que muestran el carácter unimodal y multimodal de las distintas capas (Eje X: Diámetro en micras y phi. Eje Y: Peso por grupo en porcentaje).

de mapas de isopacas e isopletras. Estos mapas se construyeron a partir de los afloramientos disponibles, concentrados principalmente en los flancos sur y suroeste del campo volcánico, hacia el norte la densa cobertura vegetal y unidades volcánicas más jóvenes limitan la exposición. En los mapas (Figuras 11 y 12), las isolíneas continuas reflejan interpolaciones basadas en datos medidos, mientras que las líneas punteadas corresponden a proyecciones estimadas dejando las líneas abiertas en sectores sin control geológico cercano, en concordancia con las recomendaciones metodológicas para cartografía piroclástica

(Bonadonna *et al.*, 2013). Dado el número limitado de puntos de control, es importante enfatizar que estos mapas son una primera aproximación de la dispersión del depósito, sujeta a una considerable incertidumbre.

Se elaboraron mapas de isopacas para las capas XA, XB y XD; sin embargo, el análisis de isopletras se restringió a la capa XB, ya que su continuidad y homogeneidad la convierten en el marcador ideal para este método, a diferencia de la alta variabilidad de XA y XD (Figura 11). Especialmente, las capas XA, XB y XD registran sus máximos espesores en el sector



**Figura 11.** Mapas de isopacas para la Pómez Xoxotlic: A) Capa XA que muestra forma lobular con el eje de dispersión principal hacia el SSO; B) Capa XB que muestra su eje de dispersión o en dirección SO; y C) Capa XD con sus ejes de dispersión en dirección SO.

del escarpe Los Potreros. En contraste, la capa XC alcanza su máxima potencia en una zona distinta, el escarpe de la falla Las Papas (Figuras 2 y 6).

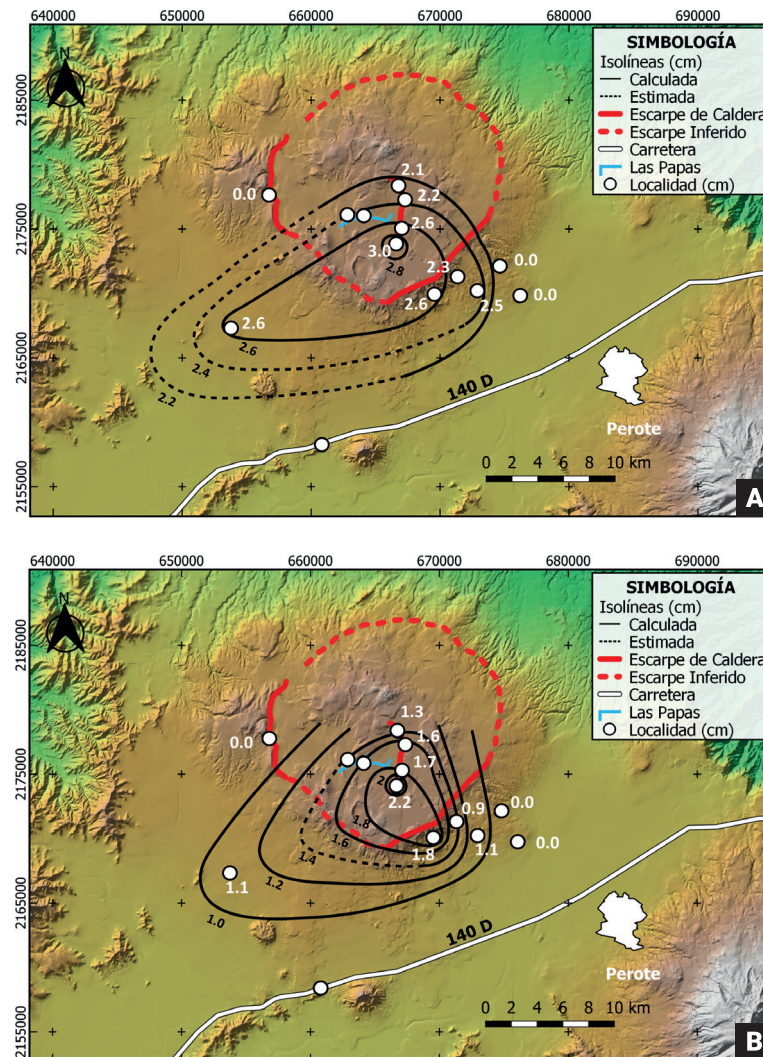
El mapa de isopacas de la capa XA (Figura 11A) alcanza espesores máximos de hasta 2.2 m en el sector sur del escarpe, con un eje principal de dispersión orientado hacia el suroeste. Las isolíneas presentan una geometría irregular, con lóbulos y discontinuidades, que reflejan la fragmentación estratigráfica y lateral observada en campo.

La capa XB presenta una dispersión más simétrica, con un eje principal orientado hacia el suroeste y un espesor máximo de 0.17 m (Figura 11B). Este mismo eje de dispersión es confirmado de forma robusta por los mapas de isopletas, tanto de pómez como de líticos, los cuales ubican el centro de dispersión al sur del escarpe Los Potreros (Figura 12). A partir de esta zona

fuente, las isolíneas de tamaño de lítico, por ejemplo, decrecen progresivamente de  $>3.0$  cm a  $<1.0$  cm.

La capa XD exhibe los mayores espesores de toda la secuencia, alcanzando hasta 7.6 m de potencia en la localidad tipo X1 (Figura 11C). Su distribución presenta un eje de dispersión claro hacia el suroeste. Las isolíneas están densamente agrupadas en los sectores proximales e intermedios, reflejando un rápido adelgazamiento. Hacia el suroeste, la cobertura de datos disminuye y las isolíneas externas se dejaron abiertas para reflejar la incertidumbre espacial.

En conjunto, los mapas de distribución muestran un eje de dispersión general hacia el suroeste para las capas principales (XA, XB y XD), aunque cada una con diferencias en continuidad, extensión y simetría. Es crucial enfatizar que, debido a la limitada cobertura de afloramientos, particularmente hacia el



**Figura 12.** Mapas de isopletas para la capa XB de la Pómez Xoxotic: A) Los clastos de pómez muestran una forma elíptica cuyo eje de dispersión se orienta en la dirección SO; y B) Los clastos de líticos muestran una distribución muy similar a los de pómez, con un eje principal en dirección SO.

norte y noreste, estos mapas deben considerarse una primera aproximación de la geometría del depósito, sujeta a una considerable incertidumbre en los sectores extrapolados.

#### 4.8 Parámetros físicos de la erupción

A partir de los mapas de dispersión, se estimaron los parámetros físicos de la erupción de la Pómez Xoxoctic (PX) aplicando modelos empíricos reconocidos (Tabla 7). Estos parámetros —que incluyen volumen, altura de columna, tasas de descarga, duración, magnitud e intensidad— son fundamentales para contextualizar la escala y energía del evento. No obstante, es importante recalcar nuevamente que, dada la limitada cobertura de afloramientos, estos valores deben ser considerados como una primera aproximación dada su gran incertidumbre.

El volumen depositado fue calculado mediante el modelo de decaimiento exponencial propuesto por Pyle (1989), el cual asume una disminución exponencial del espesor ( $T$ ) en función de la raíz cuadrada del área cubierta ( $\sqrt{A}$ ). A partir de los mapas de isopacas, se determinaron áreas elípticas entre isolíneas sucesivas, graficando el logaritmo natural del espesor ( $\ln T$ ) contra  $\sqrt{A}$ . La pendiente obtenida ( $-k$ ) junto con el espesor máximo observado ( $T_0$ ) permitió estimar el volumen mediante la ecuación  $V = 2 T_0/k^2$ . Este modelo, si bien conservador, se ajusta adecuadamente a los datos disponibles.

Los volúmenes obtenidos fueron: 0.71 km<sup>3</sup> (XA), 0.07 km<sup>3</sup> (XB) y 1.40 km<sup>3</sup> (XD), con un total acumulado de 2.18 km<sup>3</sup>. Estos valores de volumen se transformaron a volumen de roca densa equivalente (R.D.E.) para estimar el volumen de magma emitido, corrigiendo el efecto de la vesicularidad del material juvenil y del contenido accidental lítico. Para ello, se aplicó la fórmula:  $V_{RDE} = (Mj + MI) / \rho_m$ , donde las masas de juveniles ( $Mj$ ) y líticos ( $MI$ ) se estimaron a partir de sus proporciones volumétricas modales y densidades asumidas. Dado que no se

midieron densidades directamente, se emplearon valores promedio utilizados por Wilcox (2011) para depósitos del mismo campo volcánico: 700 kg/m<sup>3</sup> para material juvenil, 2500 kg/m<sup>3</sup> para fragmentos líticos y 2500 kg/m<sup>3</sup> como densidad magmática estándar. Los volúmenes R.D.E. obtenidos fueron 0.320 km<sup>3</sup> (XA), 0.032 km<sup>3</sup> (XB) y 0.511 km<sup>3</sup> (XD), totalizando 0.864 km<sup>3</sup>.

La altura de la columna eruptiva para la capa XB fue estimada utilizando el método empírico de Carey y Sparks (1986), que relaciona el tamaño máximo de clasto su densidad y la geometría de dispersión ( $DW$  y  $XW$ ) con la altitud de la columna y la velocidad del viento. Para el cálculo, se utilizaron las isopleas de 0.8 cm y 1.6 cm, correspondientes a clastos líticos de densidad asumida en 2500 kg/m<sup>3</sup>. Para la isoplea de 0.8 cm, se obtuvo un  $DW$  de 23.2 km y un  $XW$  de 12.7 km; para la de 1.6 cm, los valores fueron de 3.03 km y 4.26 km, respectivamente.

Estos datos permitieron calcular una altura de columna de 28 km y una velocidad de viento de 18.5 m/s para la isoplea de 0.8 cm. Para la isoplea de 1.6 cm, se obtuvo una altura de 17 km, pero no fue posible obtener una estimación confiable de la velocidad del viento, ya que los valores caen fuera del rango del gráfico de dispersión. Debido a esta incertidumbre, se adopta como estimación más robusta para la altura de la columna el valor de 28 km, con un rango plausible entre 17 y 28 km.

A partir de la altura de columna más robusta estimada para la capa XB, de 28 km, se calcularon los parámetros dinámicos de la erupción. Se obtuvo una tasa de descarga volumétrica ( $Q$ ) de  $5.34 \times 10^4$  m<sup>3</sup>/s y una tasa de descarga másica (MDR) de  $1.34 \times 10^8$  kg/s (Sparks *et al.*, 1997). Considerando la masa específica de esta capa, la duración de esta fase se estima en aproximadamente 10 minutos (Walker, 1980).

La magnitud e intensidad eruptivas se determinaron aplicando la ecuación propuesta por Pyle (2000),  $M = \log_{10}(MT) - 7$ , y,  $I = \log_{10}(MDR) + 3$ , respectivamente. Los valores obtenidos para la capa XB le confieren una Magnitud de 3.9 y una Intensidad

**Tabla 7.** Parámetros eruptivos calculados para la Pómez Xoxoctic.

Parámetro	Símbolo	XA	XB	XD	Total	Referencia
Volumen	V(km <sup>3</sup> )	0.710	0.070	1.400	2.180	Pyle (1989)
Volumen RDE	V(km <sup>3</sup> )	0.320	0.032	0.511	0.864	Wilcox (2011)
Altura de columna	Ht (km)	-	<28	-	-	Carey y Sparks, (1986)
Tasa de descarga de volumen	Q (m <sup>3</sup> /s)	-	$5.34 \times 10^4$	-	-	Sparks <i>et al.</i> , (1997)
Tasa de descarga de masa	MDR (kg/s)	-	$1.34 \times 10^8$	-	-	Sparks <i>et al.</i> , (1997)
Duración	D <sub>c</sub> (s)	-	604.6	-	-	Walker, (1980)
Magnitud	M	4.9	3.9	5.1	5.3	Pyle, (2000)
Intensidad	I	-	11.1	-	-	Pyle, (2000)
Índice de Explosividad Volcánica	I.E.V.	4	3	4	4	Newhall & Self (1982)

de 11.1. En conjunto, el evento completo de la Pómez Xoxoctic, con una masa total estimada de  $2.16 \times 10^{12}$  kg, alcanza una Magnitud total de 5.3. Es crucial reiterar que, al ser parámetros derivados, sus valores heredan y potencialmente amplifican la incertidumbre de las estimaciones iniciales.

## 5. Discusión

### 5.1. La Secuencia Eruptiva: Fenómenos y Procesos

La arquitectura litofacial de los depósitos de la Pómez Xoxoctic, integrada con los datos de campo y laboratorio, revela una erupción compleja y multifásica, dominada por una dinámica magmática con influencia freatomagmática intermitente. La capa XA, formada por depósitos de caída bien estratificados con subcapas delgadas, agregados de ceniza tipo *pellet* y distribución bimodal del tamaño de grano, registra una fase de apertura inestable y pulsátil. Le sobreyace la capa XB, más homogénea, bien seleccionada y con gradación normal, que indica el desarrollo de una columna pliniana sostenida. Esta actividad fue abruptamente interrumpida por el emplazamiento de la capa XC, asociada a una corriente de densidad piroclástica húmeda. La secuencia eruptiva culmina con la capa XD, de gran potencia, estructura masiva, grano más grueso y presencia de pómez bandeada, lo que evidencia una intensificación de la tasa de descarga y la evacuación dinámica de un reservorio magmático zonificado de forma inversa. En las siguientes secciones se analiza la evidencia que sustenta cada una de estas etapas eruptivas.

La composición de los depósitos revela una clara evolución en la dinámica de la erupción. Durante las fases iniciales (capas XA y XB), la proporción y tipo de fragmentos líticos —dominados por clastos del basamento sedimentario como la caliza— se mantiene relativamente constante (~20%), lo que sugiere condiciones estables con una erosión moderada de las partes superiores del conducto. La coexistencia de pómez clara y oscura en estas capas se interpreta como el resultado de la fragmentación de un mismo magma que experimentó condiciones variables durante su ascenso. La evidencia geoquímica muestra que ambas pómez son composicionalmente casi idénticas, mientras que el análisis morfológico revela que su diferencia radica en la textura vesicular, sugiriendo diferentes historias de desgasificación o tasas de deformación en distintas partes del conducto.

El cambio drástico ocurre en la capa XD. Aquí, no solo aumenta la cantidad de líticos hacia el techo (hasta ~30%), sino que la población de líticos cambia drásticamente: desaparecen los clastos de caliza y aparece abundante obsidiana. Este cambio en la litología, junto con el aumento en la tasa de descarga, se interpreta como evidencia de un profundizamiento del foco

eruptivo o un ensanchamiento del conducto a niveles más profundos, donde se erosionaban nuevas litologías, posiblemente domos no expuestos o las paredes vítreas del propio reservorio magmático (Houghton *et al.*, 2004).

La presencia persistente, aunque variable, de rasgos de interacción con agua es un factor clave en la dinámica de la erupción de la Pómez Xoxoctic. La evidencia es más sutil en la base (XA), con agregados de ceniza (*pellets*) que sugieren una fase de apertura pulsátil y húmeda. La interacción alcanza su clímax en la capa XC; la combinación de abundante lapilli acrecional, contactos erosivos y su naturaleza fina y consolidada son evidencia de un pulso discreto, pero de alta energía, interpretado como el depósito de una corriente de densidad piroclástica húmeda (oleada). Finalmente, la reaparición de rasgos freatomagmáticos en la cima de la capa XD —como la estratificación fina con impactos de bombas— indican la fase de cierre del sistema, donde la disminución de la presión magmática permitió posiblemente el ingreso de agua. Crucialmente, la erupción fue modulada por episodios de freatomagmatismo de intensidad variable, incluyendo los pulsos húmedos de la fase inicial (XA), el intenso pulso que generó la CPD (XC), y la desestabilización final del conducto al final de XD.

### 5.2. Origen de la Diversidad Composicional

La evolución química de la Pómez Xoxoctic (PX) ofrece una ventana a los procesos del sistema magmático post-colapso de Los Humeros. Como se demostró en los resultados, la erupción no evacuó un magma homogéneo, sino que registró una secuencia compleja: inició con la erupción de una pómez de composición andesita basáltica (capa XA), que evolucionó a una andesita (capa XB), y culminó con la evacuación de una dacita que muestra una zonación inversa (capa XD). Reconciliar estas observaciones —particularmente el vacío composicional y la erupción del magma menos evolucionado primero— es el objetivo de esta sección.

Una primera hipótesis es la activación secuencial de dos o más cuerpos magmáticos distintos y no conectados. Este modelo explica tanto el vacío composicional como la erupción inicial del magma máfico, ya que no requeriría una relación genética entre ellos. Sin embargo, este escenario no explica satisfactoriamente la existencia de la capa XB como un aparente "puente" composicional, ni la aparición de pómez bandeada y la gradual zonación inversa dentro de la capa XD, las cuales sugieren una conexión e interacción dinámica entre los magmas durante la erupción.

Por ello, se propone un modelo más robusto de evacuación de un reservorio magmático estratificado, pero dinámicamente activo durante la erupción. En este modelo, la erupción de la andesita basáltica de la capa XA se interpreta como la apertura del conducto desde una capa más profunda del sistema, que pudo

haber sido la que desestabilizó el reservorio y disparó ese evento. Es posible que ese magma haya ascendido rápidamente hasta la superficie sin tener mayor interacción con las partes superiores del reservorio. El salto composicional a la capa XB (andesítica) no representa una transición gradual, sino el momento en que la erupción estableció una vía de extracción estable desde una zona de transición entre el cuerpo dacítico superior y la andesita basáltica inferior. La capa XC define una breve interrupción y cambio radical del estilo eruptivo de la secuencia, que pudo haber tenido, también, efectos en la evacuación del reservorio.

La capa XD registra la fase de mayor magnitud y energía del evento eruptivo, correspondiente a la evacuación principal del reservorio magmático. Su firma geoquímica evidencia una zonación inversa de carácter asimétrico, la cual constituye una prueba de los procesos dinámicos que tuvieron lugar durante la erupción. El evento se inició con la emisión de un volumen reducido del magma más evolucionado, una dacita de alto contenido de sílice (~67.1% SiO<sub>2</sub>), originalmente ubicado en la parte superior del reservorio. Esta fracción fue rápidamente purgada, dando paso a la erupción sostenida del volumen principal de magma: una dacita de bajo contenido de sílice (con un rango de 63.5-65.6% SiO<sub>2</sub>) que conforma la mayor parte del depósito.

Por lo tanto, la zonación inversa no representa una transición drástica entre tipos de magma, sino una variación sistemática dentro del campo de las dacitas. Este comportamiento es coherente con un modelo de arrastre convectivo (*convective draw-up*), en el que la capa superior diferenciada es evacuada antes de que el magma más voluminoso y menos evolucionado sea extraído. Dicho mecanismo ha sido propuesto teóricamente (Blake, 1981; Spera, 1984) y documentado en depósitos plinianos clásicos como el Bishop Tuff (Hildreth, 1979, 1981; Hildreth y Wilson, 2007). La presencia de pómez bandeada y la abundante obsidiana en los niveles superiores de la capa XD constituyen evidencia física de la interacción y mezcla incompleta entre ambas capas magmáticas durante el clímax de la erupción.

La validez del modelo de un único reservorio estratificado que evoluciona por diferenciación se ve robustecida por los diagramas binarios (Figura 9). Las claras correlaciones negativas de SiO<sub>2</sub> con óxidos como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO y TiO<sub>2</sub> son consistentes con un proceso de cristalización fraccionada, donde la remoción de fases minerales máficas (como olivino, piroxenos y óxidos de Fe-Ti) y plagioclasa enriquece progresivamente el magma residual en sílice. De igual forma, la correlación positiva con K<sub>2</sub>O refleja el comportamiento de un elemento incompatible durante este proceso. Estas tendencias no solo conectan genéticamente a los distintos pulsos eruptivos (XA, XB y XD), sino que sustentan el modelo de un sistema magmático estratificado como la fuente de la erupción. Un modelado petrológico cuantitativo para determinar las fases minerales exactas y los porcentajes de

cristalización requeridos para explicar estas tendencias queda fuera del alcance de este estudio, pero es objeto de investigaciones complementarias.

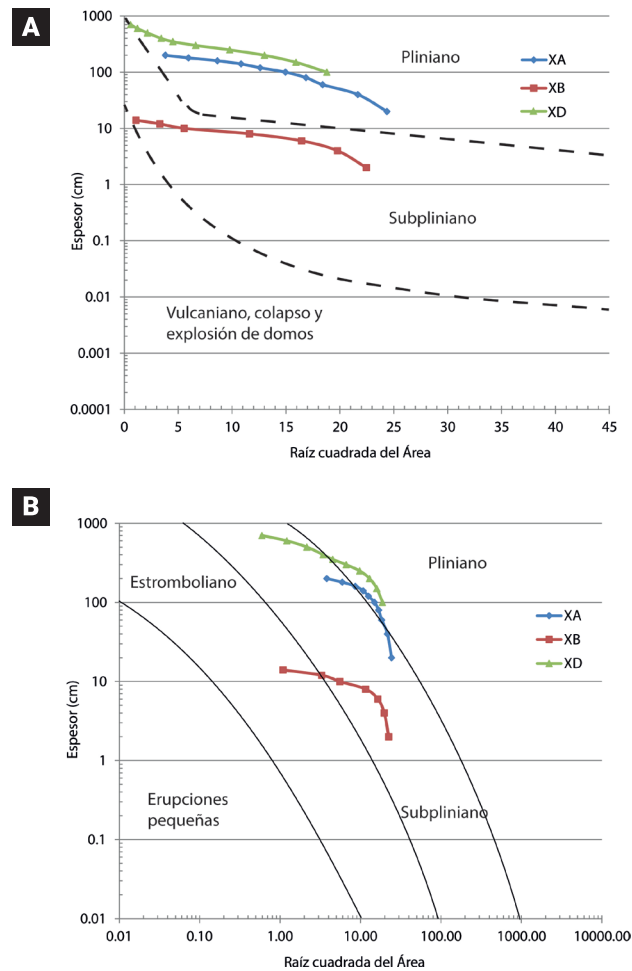
En síntesis, aunque el modelo de reservorios aislados no puede descartarse por completo, el modelo de un reservorio dinámico es el que mejor logra explicar todas las observaciones. Este modelo implica que el reservorio de la PX no era un sistema estático, sino uno activo y capaz de reorganizarse durante el propio evento eruptivo. No obstante, se requieren estudios detallados de química mineral para confirmar de forma definitiva la dinámica interna aquí propuesta.

### 5.3 Clasificación y Escala del Evento

La clasificación de la Pómez Xoxoctic revela una erupción que evolucionó a través de distintos estilos eruptivos. El análisis de los depósitos mediante diagramas de dispersión (p.ej., Pyle, 1989; Figura 13) muestra que, si bien la fase principal del evento se emplazó durante una columna pliniana estable, las fases iniciales registran procesos complejos y pulsátiles. Esta variabilidad interna subraya que una clasificación única para todo el evento es insuficiente, y es necesario analizar la evolución de su estilo a lo largo de la secuencia estratigráfica para comprender su naturaleza.

El análisis de la dispersión del depósito revela una erupción con múltiples pulsos energéticos. Las capas XA y XD grafican dentro del campo pliniano, mientras que la capa XB, cae en el campo subpliniano (Figura 13). Esto ilustra la diferencia entre la potencia (altura de columna) y la duración de cada pulso. La capa XA como conjunto se clasifica como pliniana debido al volumen total erupcionado, aun así, la actividad se interpreta como pulsátil, de naturaleza subpliniana con columnas inestables en el tiempo, reflejando cada subcapa distintos pulsos. La capa XB fue un pulso subpliniano (o pliniano de baja intensidad) de corta duración de acuerdo con sus parámetros físicos calculados; alcanzó una gran altura (como lo demuestran sus isopletras) pero no duró lo suficiente para acumular un gran espesor. La capa XD refleja un pulso pliniano de mayor duración, lo que resultó en un depósito más potente. Esta interpretación de una erupción sostenida, pero con una considerable variabilidad en la duración e intensidad de sus pulsos es consistente con los modelos de evolución transicional propuestos por otros autores (p.ej., Romero *et al.*, 2015) (Figura 13).

Para contextualizar la escala y naturaleza del evento, la erupción de la Pómez Xoxoctic (con una Magnitud de 5.3 y VEI 4) es comparable en volumen a eventos de gran impacto en México como la erupción de 1982 del volcán El Chichón (Carey & Sigurdsson, 1986). Más allá de su dimensión física, la PX comparte con otras grandes erupciones de calderas mexi-



**Figura 13.** Diagramas de área contra espesor para categorizar explosiones volcánicas; A) Gráfico de acuerdo con Pyle (1989) y Pedrazzi *et al.* (2018); B) Gráfico basado en Romero, J. *et al.* (2015) (tomados de Téllez-Vizcaíno, 2020).

canas —como las de La Primavera o Nevado de Toluca— un carácter eruptivo sostenido y multifásico, sin interrupciones estratigráficas mayores que sugieran pausas prolongadas. Esta continuidad, junto con su magnitud y variabilidad geoquímica, refuerza la interpretación de que la PX representa una fase de evacuación de un reservorio caldérico complejo, subrayando su relevancia como uno de los eventos explosivos más importantes en la evolución reciente del CVLH.

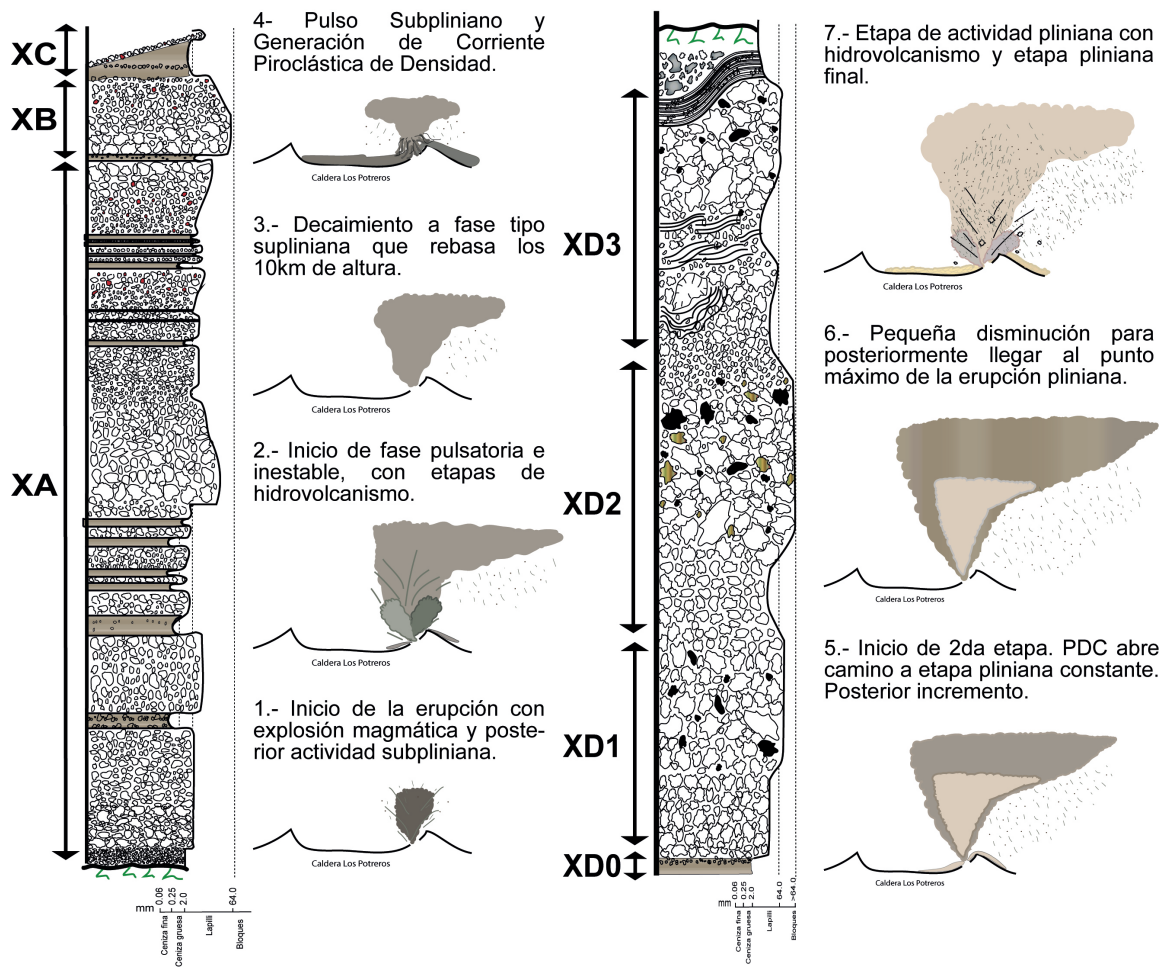
#### 5.4 Modelo eruptivo de la Pómez Xoxoctic

La Pómez Xoxoctic (PX) fue el producto de una erupción pliniana compleja y multifásica (Magnitud 5.3, VEI 4) ocurrida durante el Pleistoceno superior en la Caldera de Los Humeros. La integración de la evidencia estratigráfica, textural y geoquímica (Figura 14) indica que la erupción no fue alimentada por un reservorio simple, sino por un sistema magmático estratificado y dinámicamente complejo. La secuencia eruptiva registra la

evacuación progresiva de este reservorio, desde sus zonas más profundas y máficas hasta las más superficiales y félsicas, aunque de manera no lineal, modulada por la inestabilidad de la columna, la interacción con el sistema hidrotermal y los procesos internos de mezcla y recarga magmática.

La fase de apertura (capa XA) marca la despresurización inicial del sistema y la instauración del conducto eruptivo, caracterizada por pulsos explosivos inestables y una interacción puntual con el sistema hidrotermal. Los depósitos estratificados, de grano bimodal y con agregados de ceniza tipo pellet, evidencian una columna eruptiva húmeda y fluctuante. Esta fase expulsó un volumen estimado de  $0.32 \text{ km}^3$  DRE.

La capa XB indica un cambio abrupto hacia un régimen subpliniano sostenido, con una columna de hasta 28 km de altura y una tasa de descarga másica de  $1.3 \times 10^8 \text{ kg/s}$ . Geoquímicamente, registra una transición hacia composiciones más evolucionadas (andesitas intermedias), reflejando la extracción de una porción distinta del reservorio.



**Figura 14.** Modelo eruptivo esquemático para la erupción de la Pómez Xoxoctic. Se ilustra la evolución desde una fase de apertura pulsátil con episodios húmedos (XA), pasando por una columna pliniana-subpliniana de corta duración (XB), una interrupción por una corriente de densidad piroclástica diluida (XC), y la fase pliniana de gran energía con arrastre convectivo que genera zonación inversa (XD) con inestabilidad al hacia la parte final de la erupción.

El pulso pliniano estable fue interrumpido por la capa XC, depósito de ceniza fina y lapilli acrecional que corresponde a una corriente de densidad piroclástica diluida de origen freato-magmático. La alta fragmentación y la abundancia de agregados evidencian una interacción eficiente entre magma y agua externa, descartando un colapso gravitacional simple de la columna.

La fase culminante (capa XD) representa la evacuación principal del sistema. Su potencia, el aumento en el tamaño de grano y la aparición de pómez bandeada y obsidiana indican un proceso altamente dinámico. El zoneamiento geoquímico inverso sugiere arrastre convectivo (convective draw-up) de un magma menos evolucionado hacia el conducto, donde ocurrió mezcla incompleta con la dacita superior. Esta dinámica interna generó la variabilidad textural y composicional observada en el depósito. La parte superior del depósito (subunidad XD-3) refleja la pérdida de presión magmática y la reentrada de agua del sistema hidrotermal, dando lugar a una fase freatomagmática

final con estratificación fina y estructuras tipo *bomb sag*, que marcó el cierre de la erupción

## 6. Conclusión

La Pómez Xoxoctic representa un evento pliniano multifásico (VEI 4) clave en la evolución post-caldera del Complejo Volcánico de Los Humeros. Este estudio demuestra que la erupción no correspondió al vaciado de un reservorio simple, sino a la evacuación multifásica de un sistema magmático estratificado y dinámicamente activo. La integración de la evidencia estratigráfica, textural y geoquímica indica que la mezcla incompleta y los procesos de arrastre convectivo controlaron la composición del magma durante la erupción, generando la variación observada desde andesita basáltica hasta dacita ( $\approx 57\text{--}67 \text{ wt\% SiO}_2$ ).

Los parámetros eruptivos estimados ( $\sim 0.86 \text{ km}^3 \text{ DRE}$ ;  $M = 5.3$ ) posicionan a la Pómez Xoxoctic entre las erupciones más significativas durante el Pleistoceno Superior del sector oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). El modelo eruptivo propuesto integra la evolución interna del reservorio con la dinámica eruptiva, ofreciendo un marco conceptual y cuantitativo robusto para comprender la historia magmática de Los Humeros. En conjunto, estos resultados constituyen una base esencial para la reevaluación de los peligros volcánicos asociados con futuras erupciones plinianas en la región.

## 7. Agradecimientos

RHTV agradece al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), y a la División de Geociencias Aplicadas, por el apoyo proporcionado para llevar a cabo este proyecto. También al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencia y Tecnología (CONAHCYT) por la beca de posgrado, así como al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo); proyectos P-05 CeMIEGeo, GEMEX y PAPIIT IN108923 (DGAPA-UNAM) a cargo de GCN. Al Dr. Ben Ellis y al M.C. Marco Rebecchi, por su contribución analítica y apoyo en campo, fundamental en la investigación. Especial reconocimiento a las técnicas académicas M.C. Mercedes Zavala del LabGeoAPP y M.C. Ana Iris Peña del LINAN. Se agradece al Editor Asociado Dr. Giovanni Sosa Ceballos y a dos árbitros anónimos por su exhaustiva revisión que llevó a la sustancial mejora del manuscrito original.

## 8. Referencias

- Alvarez, R. & Yutsis, V. (2017). Potential fields modeling of the Serdan Oriental basin, Eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 375–388. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.003>
- Bas, M. J. L., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-Silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Blake, S. (1981). Eruptions from zoned magma chambers. *Journal of the Geological Society*, 138(3), 281–287. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.138.3.0281>
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237–1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Bonadonna, C., & Costa, A. (2013). Plume height, volume, and classification of explosive volcanic eruptions based on the Weibull function. *Bulletin of Volcanology*, 75(8), 1–19. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0742-1>
- Branney, M. J., Kokelaar, B. P. (B. P.), & Geological Society of London. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Geological Society.
- Brown, R. J., Branney, M. J., Maher, C., & Davila-Harris, P. (2010). Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: Evidence from pyroclastic couplets on Tenerife. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1–2), 305–320. <https://doi.org/10.1130/B26449.1>
- Bursik, M., Sparks, R., Gilbert, J., & Carey, S. (1992). Volcanology Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bulletin of Volcanology*, 54, 329–344.
- Calcagno, P., Trumpy, E., Gutiérrez-Negrín, L. C., & Liotta, D. (2022). A collection of 3D geomodels of the Los Humeros and Acoculco geothermal systems (Mexico). *Scientific Data*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01327-0>
- Campos-Enríquez, J. O. & Garduño-Monroy, V. H. (1987). The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico. *Geothermics*, 16(5–6), 539–554. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(87\)90038-1](https://doi.org/10.1016/0375-6505(87)90038-1)
- Carey, Steven, & Sigurdsson, H. (1989). Volcanology. The intensity of Plinian eruptions. *Bull Volcanol*, 51, 28–40. Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2FBF01086759.pdf>
- Carrasco-Núñez, G. & Branney, M. J. (2005). Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with a normal-to-reverse compositional zoning: the Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 68(1), 3–20. <https://doi.org/10.1007/s00445-005-0416-8>
- Carrasco-Núñez, G., McCurry, M., Branney, M. J., Norry, M., & Willcox, C. (2012). Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intraPlinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 124(11–12), 1793–1809. <https://doi.org/10.1130/B30501.1>
- Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., & Vargas, V. (2017a). Subsurface stratigraphy and its correlation with the surficial geology at Los Humeros geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geothermics*, 67, 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.01.001>
- Carrasco-Núñez G., Hernández J., de León L., Dávila P., Norini G., Bernal J. P., Jicha B., N. M. y L.-Q. P. (2017b). Geologic Map of Los Humeros volcanic complex and geothermal field, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mapa geológico del complejo volcánico Los Humeros y campo geotérmico, sector oriental. *Terra Digitalis*, 1–11.
- Carrasco-Núñez, G., Bernal, J. P., Dávila, P., Jicha, B., Giordano, G., & Hernández, J. (2018). Reappraisal of Los Humeros Volcanic Complex by New U/Th Zircon and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating: Implications for Greater Geothermal Potential. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(1), 132–149. <https://doi.org/10.1002/2017GC007044>

- Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., Cavazos-Alvarez, J., Norini, G., Orozco-Esquivel, T., López-Quiroz, P., Jáquez, A., & de León-Barragán, L. (2021). Volcanic geology of the easternmost sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Maps*, 17(2), 474–484. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1970037>
- Carrasco-Núñez, G., Cavazos-Alvarez, J., Dávila-Harris, P., Bonini, M., Giordano, G., Corbo-Camargo, F., Hernández, J., López, P., & Lucci, F. (2022). Assembly and development of large active calderas hosting geothermal systems: Insights from Los Humeros volcanic complex (Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 120. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.104056>
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1987). *Volcanic successions: Modern and Ancient*. Chapman and Hall, UK (Vol. 39). <https://doi.org/10.1007/978-0-412-44640-5>
- Cas, R., Giordano, G., & Wright, J. V. (2024). *Volcanology*. In Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-66613-6>
- Cavazos, J. A., & Carrasco-Núñez, G. (2020). Anatomy of the Xaltipan ignimbrite at Los Humeros Volcanic Complex; the largest eruption of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106755>
- Cavazos-Alvarez, J. A., Carrasco-Núñez, G., Sosa-Ceballos, G., & Lucci, F. (2024). Evolution of a large Quaternary monogenetic field; the multifaceted volcanism of the Serdán-oriental basin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 446, 107999. <https://doi.org/10.1016/J.JVOLGEORES.2023.107999>
- Chako-Tchamabé, B., Carrasco-Núñez, G., Gountié Dedzo, M., Kshirsagar, P., & Asaah, A. N. E. (2020). Geochemical characterization of alchichica maar volcano, Serdán-oriental Basin, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Insights on polymagmatic evolution at monogenetic volcanic clusters. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102889. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2020.102889>
- Cioni, R., Pistolesi, M., Rosi, M., (2015). Plinian and Subplinian eruptions. In: Sigurdsson H., Houghton B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (eds) *The Encyclopedia of Volcanoes*, second edition. Academic Press, London, pp. 520–535.
- Costantini, L., Bonadonna, C., Houghton, B. F., & Wehrmann, H. (2009). New physical characterization of the Fontana Lapilli basaltic Plinian eruption, Nicaragua. *Bulletin of Volcanology*, 71(3), 337–355. <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0227-9>
- Dávila-Harris, P., & Carrasco-Núñez, G. (2014). An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 271, 24–42. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.020>
- Deb, P., Giordano, G., Shi, X., Lucci, F., & Clauser, C. (2021). An approach to reconstruct the thermal history in active magmatic systems: Implications for the Los Humeros volcanic complex, Mexico. *Geothermics*, 96. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102162>
- Douglas, L., Inman, D. L. (1952). Measures for Describing the Size Distribution of Sediments. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol.22(3), 125–145. <https://doi.org/10.1306/D42694DB-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 84–92.
- Ferriz, H., & Mahood, G. a. (1984). Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8511–8524. <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08511>
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (2019). Current status of geothermal-electric production in Mexico. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 249(1), 012017. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/249/1/012017>
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A., Canchola-Felix, I., Romo-Jones, J. M., & Quijano-León, J. L. (2021). Geothermal Energy in Mexico: Update and Perspectives. *Proceedings World Geothermal Congress 2020+1*.
- Hernández-Rojas, J., Carrasco-Núñez, G., & Aguirre-Díaz, G. (2009). Dinámica eruptiva de la “Pómez Ezequiel Montes” en la caldera Amazcala, centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 482–500. Retrieved from [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1026-87742009000200016](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742009000200016)
- Hildreth, W. (1979). The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. In *Geological Society of America Special Papers* (pp. 43–76). <https://doi.org/10.1130/spe180-p43>
- Hildreth, W. (1981). Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 86(B11), 10153–10192. <https://doi.org/10.1029/jb086i11p10153>
- Hildreth, W., & Wilson, C. J. N. (2007). Compositional zoning of the Bishop Tuff. *Journal of Petrology*, 48(5), 951–999. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm007>
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., Del Carlo, P., Coltelli, M., Sable, J. E., & Carey, R. (2004). The influence of conduit processes on changes in style of basaltic Plinian eruptions: Tarawera 1886 and Etna 122 BC. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(1-3 SPEC.ISS.), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.009>
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. F. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Le Maitre, R. W. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford.
- Liu, E. J., Cashman, K. V, Rust, A. C., & Hoskuldsson, A. (2017). Contrasting mechanisms of magma fragmentation during coeval magmatic

- and hydromagmatic activity: the Hverfjall Fires fissure eruption, Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 79(10), 68. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1150-8>
- Lucci, F., Carrasco-Núñez, G., Rossetti, F., Theye, T., Charles White, J., Urbani, S., Azizi, H., Asahara, Y., & Giordano, G. (2020). Anatomy of the magmatic plumbing system of Los Humeros Caldera (Mexico): Implications for geothermal systems. *Solid Earth*, 11(1), 125–159. <https://doi.org/10.5194/se-11-125-2020>
- Lucci, F., Cavazos-Alvarez, J. A., White, J. C., Sosa-Ceballos, G., Ruospo, D., Hermenegildo, N. S., Torres-Sánchez, D., & Carrasco-Núñez, G. (2024). A window on the lithospheric mantle beneath the eastern Trans-Mexican volcanic belt: Insights from pargasite-bearing mantle xenocrysts from the Holocene Ocotenco maar volcano. *Journal of South American Earth Sciences*, 138, 104867. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2024.104867>
- Mora, J. C., Jaimes-Viera, M. C., Garduño-Monroy, V. H., Layer, P. W., Pompa-Mera, V., & Godínez, M. L. (2007). Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan volcanic arc (central area), Chiapas Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 162(1-2), 43-72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.12.009>
- Newhall, C. G., & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 87(C2), 1231–1238. <https://doi.org/10.1029/jc087ic02p01231>
- Norini, G., GropPELLI, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Pelliccioli, C., Zucca, F., & De Franco, R. (2015). Structural analysis and thermal remote sensing of the Los Humeros Volcanic Complex: Implications for volcano structure and geothermal exploration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 221–237. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.014>
- Norini, G., Carrasco-Núñez, G., Corbo-Camargo, F., Lermo, J., Rojas, J. H., Castro, C., Bonini, M., Montanari, D., Corti, G., Moratti, G., Piccardi, L., Chávez, G., Zuluaga, M. C., Ramírez, M., & Cedillo, F. (2019). The structural architecture of the Los Humeros volcanic complex and geothermal field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 381, 312–329. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.06.010>
- Pardo, N., Cronin, S. J., Palmer, A. S., & Nemeth, K. (2012). Reconstructing the largest explosive eruptions of Mt. Ruapehu, New Zealand: lithostratigraphic tools to understand subplinian–plinian eruptions at andesitic volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 74(3), 617–640. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0555-z>
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58, 63-81.
- Pedrazzi, D., Aguirre-Díaz, G. J., Sunye-Puchol, I., Becerril, L., & Miggins, D. P. (2018). Volcano stratigraphy and physical characterization of the San Mateo Pomez Unit, Cerritos Member: Temascalcingo Volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 366, 27-46. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.10.007>
- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bull Volcanol*, 51, 1–15.
- Pyle, D. M. (2000). Sizes of Volcanic Eruptions. En Sigurdsson, Haraldur, (ed.), 2000, *Encyclopedia of volcanoes*: San Diego, CA, Academic Press, 1417 p.
- Rebecchi, M. M. (2018). Petrogenesis of the Xoxoctic Tuff at Los Humeros volcanic field, Central Mexico. Master Thesis. ETH Zurich, Department of Earth Sciences.
- Rojas Ortega, E. (2016). Litoestratigrafía, petrografía y geoquímica de la toba Llano, y su relación con el cráter el Xalapasco, Caldera de Los Humeros, Puebla. Retrieved from <https://colecciondigital.cemiegoe.org/xmlui/handle/123456789/509>.
- Romero, J., (2015). Los depósitos de caída de tefra: Una breve revisión sobre su cuantificación y análisis para la clasificación de erupciones volcánicas explosivas, con ejemplos Latinoamericanos. *Pyroclastic Flow*, 5(1), 1–33. Retrieved from <http://ci.nii.ac.jp/naid/110002995628/>.
- Sigurdsson, H., & Carey, S. (1986). Volcanic disasters in Latin America and the 13th November 1985 eruption of Nevado del Ruiz volcano in Colombia. *Disasters*, 10(3), 205–216. <https://doi.org/10.1111/j.1467-7717.1986.tb00590.x>
- Sparks, R. (1986). Volcanology. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull Volcanol*, 48, 3–15. Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2F01073509.pdf>.
- Sparks, R., Bursik, M., Ablay, G., Thomas, R., & Carey, S. (1992). Sedimentation of tephra by volcanic plumes. Part 2: controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bull Volcanol*, 54, 685–695. Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2F01073509.pdf>.
- Sparks, R. S., Bursik, M., Carey, S., Gilbert, J., Glaze, L., Sigurdsson, H., & Woods, A. (1997). *Volcanic plumes*. Wiley. Retrieved from [https://research-information.bristol.ac.uk/en/publications/volcanicplumes\(05bb5e85-0d12-4ca4-8e17-ff1ba6dff82e\).html](https://research-information.bristol.ac.uk/en/publications/volcanicplumes(05bb5e85-0d12-4ca4-8e17-ff1ba6dff82e).html)
- Spera, F. J. (1984). Some numerical experiments on the withdrawal of magma from crustal reservoirs. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 89(B10), 8222–8236. <https://doi.org/10.1029/jb089ib10p08222>
- Suzuki, T., Katsui, Y., & Nakamura, T. (1973). Size Distribution of the Tarumai Tab Pumice-fall Deposit. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan. Second Series*, 18(2), 47–63. <https://doi.org/10.18940/kazanc.18.2.47>
- Téllez-Vizcaíno, R. H. (2020). Estratigrafía y vulcanología de la Toba Xoxoctic (Pleistoceno superior), caldera de Los Humeros, Puebla [Tesis de Maestría]. <https://repositorio.ipicyt.edu.mx/handle/11627/5416>
- Torres-Orozco, R., Arce, J. L., Carrasco-Núñez, G., & Tlalpachito-Palomino, R. (2025). The 70 ka ‘Perote Pumice’ inter-caldera dacite rhyolite Plinian eruption of Los Humeros Volcanic Complex, Mexico: Lithostratigraphy, hazards, and eruption dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 463, 108340. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2025.108340>

[jvolgeores.2025.108340](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2025.108340)

Urbani, S., Giordano, G., Lucci, F., Rossetti, F., Acocella, V., & Carrasco-Núñez, G. (2020). Estimating the depth and evolution of intrusions at resurgent calderas: Los Humeros (Mexico). *Solid Earth*, 11(2), 527–545. <https://doi.org/10.5194/se-11-527-2020>

Volentik, A. C. M., Bonadonna, C., Connor, C. B., Connor, L. J., & Rosi, M. (2010). Modeling tephra dispersal in absence of wind: Insights from the climactic phase of the 2450BP Plinian eruption of Pululagua volcano (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(1–2), 117–136. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.011>

Walker, George P. L. (1971). Grain-Size Characteristics of Pyroclastic Deposits. *The Journal of Geology*. The University of Chicago Press.

<https://doi.org/10.2307/30065501>

Walker, G. P. L., Wilson, L., & Howell, E. L. G. (1971). Explosive Volcanic Eruptions- I The Rate of Fall of Pyroclasts. *Geophysical Journal International*, 22(4), 377–383. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb03607.x>

Walker, GPL. (1980). Plinian Eruptions and Their Products. *Bull. Volcanol*, 44(2).

Willcox, C. (2011). Eruptive, Magmatic and Structural Evolution of a Large Explosive Caldera Volcano: Los Humeros, Central Mexico. Retrieved from <https://ira.le.ac.uk/handle/2381/10159>

Yáñez, C., and García, S., 1982. Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad, 96Internal Report.