



**IPICYT**

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**“Estratigrafía y vulcanología de la Toba Xoxoctic  
(Pleistoceno superior), caldera de Los Humeros,  
Puebla”**

Tesis que presenta

**Roberto Hassan Téllez Vizcaíno**

Para obtener el grado de

**Maestro en Geociencias Aplicadas**

Director de la Tesis:

**Dr. Pablo Dávila Harris**

San Luis Potosí, S.L.P., mayo de 2020



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Estratigrafía y vulcanología de la Toba Xoxoctic (Pleistoceno superior), caldera de Los Humeros, Puebla**” presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Roberto Hassan Téllez Vizcaíno** y aprobada el **XXX** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

---

**Dr. Pablo Dávila Harris**  
Director de la tesis

---

**Dr. Sanjeet Kumar Verma**  
Miembro del Comité Tutorial

---

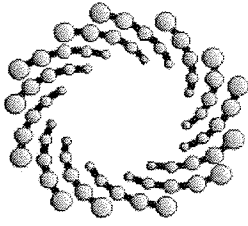
**Dr. Damiano Sarocchi**  
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de (Nombre del Laboratorio) de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Pablo Dávila Harris.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (No. de registro: 610969) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



**IPICYT**

# Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

## Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 057 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 25 días del mes de mayo del año 2020, se reunió a las 10:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

**Dr. Pablo Dávila Harris**

**Dr. Damiano Sarocchi**

**Dr. Sanjeet Kumar Verma**

**Presidente**

**Secretario**

**Sinodal**

**IPICYT**

**UASLP**

**IPICYT**

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó el C.

**Roberto Hassan Téllez Vizcaíno**

sobre la Tesis intitulada:

***Estratigrafía y vulcanología de la Toba Xoxoctic (Pleistoceno superior), caldera de Los Humeros, Puebla***

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. Pablo Dávila Harris**

El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLO**

Dándose por terminado el acto a las 11:15 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 25 días del mes de mayo de 2020.

  
**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico

  
**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado





*A mi papá, Q.D.E.P.*

## Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a mi asesor el Dr. Pablo Dávila Harris, quién desde antes de ingresar al posgrado ya era un apoyo para mí. Gracias por haber aceptado trabajar conmigo, más que eso, ser un guía en esta travesía. Su conocimiento, experiencia y paciencia fueron vitales en la realización de este proyecto. También deseo agradecer a mis sinodales, Dr. Sanjeet Kumar Verma y Dr. Damiano Sarocchi, porque su colaboración, aportaciones y correcciones fueron indispensables para este trabajo.

Agradezco al Instituto Potosino de Investigación Científica Y Tecnológica A. C. (IPICYT), por la oportunidad de y brindarme el apoyo en la realización de una maestría en el Posgrado de Geociencias Aplicadas. A la División de Geociencias, por permitirme utilizar sus instalaciones y equipos en los diversos laboratorios que hicieron posible la realización de este trabajo. De igual manera muchas gracias a la demás divisiones y laboratorios que hicieron este trabajo posible, en especial a la División de Ciencias Ambientales y al Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN). De igual manera a todo el personal del Instituto que hacen una gran labor, en especial a las chicas del departamento de posgrado que son excelentes, y a mis profesores por todas sus enseñanzas

A CONACYT por la beca que me proporcionaron, porque gracias a ello, fue posible mi estancia a lo largo de este proyecto de investigación. Al Dr. Gerardo Carrasco y al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica, CeMIEGeo por haberme permitido participar en el proyecto P05 *“Innovación en la aplicación de técnicas modernas de prospección geotérmica a partir de la integración de métodos geológicos, geoquímicos y geofísicos, caso de estudio del campo volcánico-geotérmico de Los Humeros”*. De igual manera, al CeMIEGeo le agradezco el apoyo para la conclusión del trabajo de tesis de posgrado.

Quiero agradecer del ETH Zúrich al Dr. Ben Ellis y al M.C. Marco Rebecchi, cuyo trabajo geoquímico es fundamental en el entendimiento de este trabajo de investigación. La convivencia y el trabajo de campo con Marco, aunque breve, fue suficiente para considerarlo un amigo. De igual manera quiero agradecer a todos los técnicos que me apoyaron a lo largo de este trabajo, en especial a Meche, Ana Iris y Betty, muchas gracias por su paciencia y comprensión. Ruby, gracias por tu apoyo, hiciste que todo saliera más fácil y más rápido, a la par de que pasamos un gran rato.

Por último, quiero agradecer a mi familia por su apoyo incondicional. A mi mamá por apoyarme en todo momento, inclusive cuando me daba derrotado. A mi novia, por estar a mi lado, ayudarme a mantenerme motivado y a confiar en mí. A mi hermano, mi abuela, mis tíos, muchas gracias, en especial a mi tío Oscar y mi tío Javier por ayudarme cuando más necesité. A todos mis amigos, gracias por estar. Finalmente, al Biol. Luis Olivares por su apoyo en las etapas finales del trabajo, las más pesadas, le estoy muy agradecido.

**A TODOS ¡MUCHAS GRACIAS!**

# CONTENIDO

PORTADA	i
HOJA DE APROBACIÓN DE LA TESIS	ii
HOJA DE CRÉDITOS INSTITUCIONALES	iii
ACTA DE EXAMEN	iv
DEDICATORIA	v
AGRADECIMIENTOS	vi
CONTENIDO	vii
LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABLAS	xiii
<a href="#">RESUMEN</a>	xiv
<a href="#">ABSTRACT</a>	xv
<b><a href="#">Capítulo I: Generalidades</a></b>	
1.1.- Introducción	1
1.2.- Hipótesis	3
1.3.- Objetivo	3
1.3.1.- Objetivo general	3
1.3.2.- Objetivos específicos	3
1.4.- Justificación	4
1.5.- Localización	5
1.6.- Metodología	.7
1.6.1.- Trabajo de Gabinete	7
1.6.2.- Trabajo de Campo	8
1.6.3.- Trabajo de Laboratorio	10
<b><a href="#">Capítulo II: Marco Teórico</a></b>	
2.1.- Contexto Geológico	14
2.1.1.- Geología Regional	18
2.1.2.- Complejo Volcánico Los Humeros	20
2.1.3.- Toba Xoxoctic	26
2.2.- Erupciones y depósitos de origen Pliniano	28
2.2.1.- Actividad Pliniana	28
2.2.2.- Columnas Eruptivas	32
2.2.3.- Productos y Depósitos de Origen Pliniano	39
2.2.3.- Parámetros Eruptivos	46
<b><a href="#">Capítulo III: Estratigrafía de la Toba Xoxoctic</a></b>	
3.1.- Características Generales	52
3.2.- Estratigrafía del Miembro Xoxoctic	58
3.2.1.- Estratigrafía de la Sección Tipo	58
3.2.2.- Estratigrafía de Otras Secciones	68
3.2.3.- Correlación Estratigráfica	82
3.3.- Características y Composición del Miembro Xoxoctic	88
3.3.1.- Granulometría	88

3.3.2.- Componentes	106
3.3.1.- Geoquímica	117
3.3.1.- Vesicularidad	120
<b><u>Capítulo IV: Vulcanología del Miembro Xoxoctic</u></b>	
4.1.- Distribución	126
4.1.1.- Isopacas	127
4.1.2.- Isoplejas	134
4.2.- Parámetros Eruptivos	137
4.2.1.- Volumen	137
4.2.2.- Volumen DRE	141
4.2.3.- Altura de Columna	142
4.2.4.- Tasa de Descarga	144
4.2.5.- Duración de la Erupción	145
4.2.6.- Otros Parámetros	146
4.2.7.- Comparación con otras erupciones	149
<b><u>Capítulo V: Discusión</u></b>	
5.1.- Integración de los Datos	151
5.2.- Historia Eruptiva del Miembro Xoxoctic	156
5.3.- Modelo Eruptivo del Miembro Xoxoctic	163
<b><u>Capítulo VI: Conclusión</u></b>	165
<b><u>Capítulo VII: Bibliografía</u></b>	168

# Lista de figuras

**Figura 1.1.-** Mapas de localización regional.

**Figura 1.2.-** Mapas satelitales de la caldera de los Humeros.

**Figura 1.3.-** Mapa de ubicación de las localidades donde se hizo levantamiento. Estratigráfico e imágenes representativas de algunas de ellas.

**Figura 1.4.-** Imágenes de los distintos procedimientos llevados a cabo en el laboratorio.

**Figura 2.1.-** Mapa del Cinturón Volcánico Mexicano, mostrando la distribución de los principales volcanes.

**Figura 2.2.-** Modelo Digital de Elevación de la Cuenca Serdán Oriental.

**Figura 2.3.-** Mapa litológico de la región donde se ubica la caldera de Los Humeros.

**Figura 2.4.-** Imágenes de algunos de los principales depósitos de la Caldera Los Humeros.

**Figura 2.5.-** Afloramiento de la Toba Xoxoctic en el escarpe Potrerros, tomada en campo.

**Figura 2.6.-** Clasificación de diferentes tipos de erupciones explosivas con base a los parámetros de dispersión y fragmentación.

**Figura 2.7.-** Esquema general de los regímenes eruptivos para una columna fuerte y la variación de los parámetros físicos durante las erupciones plinianas.

**Figura 2.8.-** Variación en la trayectoria de los clastos de la zona de sombrilla para distintas columnas Plinianas; el tamaño de clastos es dado en centímetros.

**Figura 2.9.-** Ilustración esquemática de plumas eruptivas generadas de un conducto volcánico.

**Figura 2.10.-** Ejemplos de morfologías de piroclastos juveniles.

**Figura 2.11.-** Ejemplo de Estratigrafía interna de unidades medias de actividad pliniana.

**Figura 3.1.-** Imagen del Miembro Xoxoctic en la sección tipo.

**Figura 3.2.-** Imagen del Miembro Xoxoctic al norte del escarpe de Los Potrerros

**Figura 3.3.-** Mapa de la Caldera Los Humero que muestra la ubicación de las distintas localidades y elementos topográficos representativos de la zona.

**Figura 3.4.-** Columna estratigráfica completa de la sección tipo del Miembro Xoxoctic.

- Figura 3.5.-** Columna estratigráfica detalle de la base de la sección tipo del Miembro Xoxoctic.
- Figura 3.6.-** Imágenes a detalle de la capa XA.
- Figura 3.7.-** Imágenes a detalle de las capas XB y XC.
- Figura 3.8.-** Columna estratigráfica completa de la cima de la sección tipo del Miembro Xoxoctic.
- Figura 3.9.-** Imágenes a detalle de la capa XD.
- Figura 3.10.-** Cima de la sección tipo donde se pueden apreciar el impacto de balísticos.
- Figura 3.11.-** Imagen de la localidad X2 del Miembro Xoxoctic que muestra la ligera variación lateral debido a la paleotopografía.
- Figura 3.12.-** Imágenes a detalle de la localidad X2.
- Figura 3.13.-** Imágenes a detalle de la localidad X5.
- Figura 3.14.-** Vista general en la localidad X10, en la base la capa XA y en la cima la capa XD.
- Figura 3.15.-** Imágenes a detalle de la localidad X12.
- Figura 3.16.-** Imágenes a detalle de la localidad X14.
- Figura 3.17.-** Columnas estratigráficas de las localidades escogidas.
- Figura 3.18.-** Correlación entre columnas estratigráficas de las localidades del transecto 1.
- Figura 3.19.-** Correlación entre columnas estratigráficas de las localidades del transecto 2.
- Figura 3.20.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-01.
- Figura 3.21.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-02.
- Figura 3.22.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-03.
- Figura 3.23.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-04.
- Figura 3.24.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-05.
- Figura 3.25.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-06.
- Figura 3.26.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-07.

- Figura 3.27.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-08.
- Figura 3.28.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-09.
- Figura 3.29.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-10.
- Figura 3.30.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-11.
- Figura 3.31.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-12.
- Figura 3.32.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-13.
- Figura 3.33.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-14.
- Figura 3.34.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-15.
- Figura 3.35.-** Gráfica que muestra la distribución de tamaño de grano, desviación estándar de phi, porcentaje de lapilli y de ceniza para cada una de las muestras.
- Figura 3.36.-** Gráficas de pay de la proporción por componente para el promedio de las muestras, TX01-01-TX01-06.
- Figura 3.37.-** Gráficas de pay de la proporción por componente para el promedio de las muestras, TX01-07-TX01-13.
- Figura 3.38.-** Gráficas de pay de la proporción por componente para el promedio de las muestras, TX01-14 y TX01-15.
- Figura 3.39.-** Cantidad de componentes promedio por muestra y el promedio de los 2 grandes paquetes que forman el Miembro Xoxoctic.
- Figura 4.1.-** Unidad XA del Miembro Xoxoctic en diversas localidades
- Figura 4.2.-** Unidades XB y XC del Miembro Xoxoctic en diversas localidades
- Figura 4.3.-** Unidad XD del Miembro Xoxoctic en diversas localidades
- Figura 4.4.-** Mapas de isopacas para el Miembro Xoxoctic:
- Figura 4.5.-** Mapas de isopletas para la unidad XB del Miembro Xoxoctic:
- Figura 4.6.-** Gráficas de  $\ln$  del espesor de isopaca contra la raíz cuadrada del área para las unidades XA, XB y XD.
- Figura 4.7.-** Gráficas de rango de viento cruzado contra el rango de sotavento para clastos líticos de diámetro de 0.8 y 1.6 cm de la unidad XB.

**Figura 4.8.-** Gráfica de magnitud e intensidad de la unidad XB comparando con varios eventos eruptivos explosivos registrados en el volcán Tungurahua

**Figura 4.9.-** Gráfica de índice de dispersión contra dispersión para las unidades XA, XB y XC

**Figura 5.1.-** Diagrama de tamaño medio de grano contra selección basado en Walker, (1971)

**Figura 5.2.-** Gráfica de masa acumulada > L (%) contra el tamaño de grano de acuerdo con Liu et al, (2017).

**Figura 5.3.-** Sección tipo del Miembro Xoxoctic

**Figura 5.4.-** Gráficas de área contra espesor para la clasificación de erupciones

**Figura 5.5.-** Sección estratigráfica compuesta del Miembro Xoxoctic que ilustra con caricaturas los mecanismos eruptivos y la historia eruptiva que lo originaron.



# Lista de Tablas

- Tabla 2.1.-** Estratigrafía principal del Complejo Volcánico Los Humeros.
- Tabla 3.1.-** Abreviaturas utilizadas para la descripción de litofacies.
- Tabla 3.2.-** Código, nombre, descripción e interpretación de las principales litofacies identificadas.
- Tabla 3.3.-**Tabla de localidades con sus respectivas coordenadas, descripción de ubicación y potencia.
- Tabla 3.4.-** Tabla de clasificación de depósito según su rango de desviación estándar de phi.
- Tabla 3.5.-** Tabla de escala de tamaños de granos dada en milímetros y unidades de phi, así como los nombres que reciben según ésta.
- Tabla 3.6.-** Resultado estadísticos de granulometría obtenidos del programa GRADISTAT.
- Tabla 3.7.-** Componentes presentes en las capas de tefra dentro del Miembro Xoxoctic; se resaltan en color verde el material juvenil y en rojo los líticos.
- Tabla 3.8.-** Variación composicional de roca total de los clastos juveniles del Miembro Xoxoctic.
- Tabla 3.9.-** Variación vertical de elementos mayores en la sección tipo X1.
- Tabla 3.10.-**Tabla de vesicularidad de clastos seleccionados de las muestras TX02-30, TX01-04, TX01-07, TX01-08, TX01-10, TX01-13, TX01-15.
- Tabla 4.1.-** Datos utilizados para la generación de mapas de isopacas para las cuatro unidades del MX y de isopletras de la unidad XB.
- Tabla 4.2.-** Datos obtenidos de áreas de isopacas calculadas
- Tabla 4.3.-** Parámetros usados para el cálculo del volumen
- Tabla 4.4.-** Parámetros usados para el cálculo del volumen D.R.E.
- Tabla 4.5.-** Datos obtenidos para el cálculo de la altura de la columna eruptiva.
- Tabla 4.6.-** Datos obtenidos para el cálculo de las tasas de descarga
- Tabla 4.7.-** Datos obtenidos para el cálculo de la duración de la erupción
- Tabla 4.8.-** Datos obtenidos de V.E.I. de acuerdo con Newhall y Self (1982)
- Tabla 4.9.-** Datos utilizados para el cálculo de clasificación de Walker (1973).
- Tabla 4.10.-** Tabla comparativa de parámetros de erupciones volcánicas históricamente relevantes.

# Resumen

“Estratigrafía y vulcanología de la Toba Xoxoctic (Pleistoceno superior), caldera de Los Humeros, Puebla”

**PALABRAS CLAVE:** Complejo Volcánico Los Humeros, depósito de caída, erupciones Plinianas y Sub-Plinianas, basalto-andesita, parámetros volcánicos.

Un paso fundamental en el entendimiento de la evolución de las calderas es, entre otros, la definición estratigráfica y de historia eruptiva del sistema. El Complejo Volcánico de Los Humeros se ubica en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano y tiene un diámetro aproximado de 21 x 15 km. Su evolución incluye una etapa pre-caldera, 2 etapas caldéricas y una etapa post-caldérica. Esta última, a la cual pertenece la Toba Xoxoctic (28 a 60 ka), incluye una fase resurgente, erupciones de borde una fase bimodal del Pleistoceno superior al Holoceno.

La Toba Xoxoctic es un depósito de caída que incluye una delgada ignimbrita intra-Pliniana, varía en composición de basalto-andesítica a dacítica. Tiene un espesor de entre 9 a 11 m en su localidad tipo. Se ha sub-dividido en 4 unidades. De la base a la cima, comprende la unidad XA, distintiva por la estratificación paralela de lapilli fino de pómez. Le sobreyace la unidad XB, una pequeña capa de lapilli de pómez con gradación normal. La capa XC, una toba masiva rica en lapilli acrecional. A la cima, la potente capa XD, en su mayoría compuesta por lapilli grueso de pómez, con presencia de vidrio y pómez bandeada.

El análisis granulométrico muestra para las capas inferiores una distribución normal rica en finos. Para la capa superior (XD) una distribución exponencial, típica de erupciones Plinianas en facies proximales. Los componentes destacan la presencia de 2 tipos de pómez en la capa A, la variación del contenido de líticos y la aparición de pómez bandeada en la capa XD. La composición química de pómez en roca total a través de la secuencia estratigráfica varía presentado por lo menos 2 firmas geoquímicas, una con oscilaciones entre 55 y 57 wt% de SiO<sub>2</sub>; y otra con un rango de entre 59 y 65 wt% de SiO<sub>2</sub>. Las isopacas e isopletras muestran, para las capas inferiores una distribución compleja hacia el sur. La capa XD tiene una clara distribución SO y SE. El volumen de las capas base fue 0.78 km<sup>3</sup> y 1.40 km<sup>3</sup> para la cima XD; mientras que se obtuvieron valores V.E.I. de 4 y de 5, respectivamente. El miembro Xoxoctic es resultado de una secuencia de explosiones subpliniana-plinianas de carácter pulsatorio y un segundo periodo pliniano, ambos con hidrovulcanismo. La Toba Xoxoctic representa uno de los últimos episodios explosivos félsicos en la historia eruptiva de Los Humeros y el primero bimodal de la fase resurgente, y con su estudio, se logra un paso más en el conocimiento de la evolución del sistema magmático de este gran volcán.

# Abstract

“Estratigrafía y vulcanología de la Toba Xoxoctic (Pleistoceno superior), caldera de Los Humeros, Puebla”

KEY WORDS: Los Humeros Volcanic Complex, fall deposit, Plinian and Sub-Plinian eruptions, basaltic-andesite, volcanic parameters.

Defining the stratigraphic and eruptive history is a fundamental step in the understanding of caldera-type volcanoes and the evolution of their system. The Los Humeros Volcanic Complex is located in the eastern sector of the Mexican Volcanic Belt and has a diameter of ~21 x 15 km. Its evolution includes a pre-caldera stage, 2 middle calderic stages and a post-caldera stage. The Xoxoctic Tuff (28 to 60 ka.) belongs to this last, which comprises a resurgent phase, edge eruptions and a bimodal phase from the Pleistocene superior to the Holocene.

The Xoxoctic Tuff is a fall deposit that includes a thin intra-Plinian ignimbrite, with a rhyolitic, dacitic and andesitic composition. It has a maximum thickness between 9 to 11 m. It has been subdivided into 4 units. From the base to the top, it comprises the XA unit, distinctive for the parallel stratification of fine pumice lapilli. The XB unit, a small layer of pumice lapilli with normal gradation, is above it. The latter has an abrupt contact with the XC layer, a massive tuff rich in accretional lapilli (possible hydromagmatic stage). At the top the biggest, XD layer, mostly composed of thick pumice lapilli, with presence of glass and banded pumice.

The granulometric analysis shows for the lower layers a normal distribution rich in fines. For the upper layer (XD) an exponential distribution, typical of Plinian eruptions in proximal facies. The components include the presence of 2 types of pumice in layer A, the variation in lithic content and the appearance of banded pumice and glass in layer XD. The chemical composition of pumice in whole rock through the stratigraphic sequence presented at least 2 geochemical signatures, one with oscillations between 55 and 57% by weight of SiO<sub>2</sub>; and another with a range of between 59 and 65% by weight of SiO<sub>2</sub>. The isopachs and isopleths determined, for the lower layers a complex distribution towards the south. The XD layer has a clear SO and SE distribution. The volume of the base layers was 0.78 km<sup>3</sup> and 1.40 km<sup>3</sup> for the top XD; while V.E.I. values were obtained of 4 and 5, respectively. The Xoxoctic member is the result of a sequence of pulsatory subplinian-Plinian explosions and a second Plinian period, both with hydrovolcanism. The Xoxoctic member represents one of the last explosive episodes in the eruptive history of Los Humeros and the first bimodal of the resurgent phase, and with its study, a further step is achieved in the knowledge of the evolution of the magmatic system of this great volcano.



# CAPITULO I

## GENERALIDADES

### 1.1.- Introducción

Las erupciones de tipo Plinianas deben su nombre a Plinio el Joven, el primero en describirlas en el año 79DC durante la erupción del volcán Vesubio en Italia. Plinio describió la columna eruptiva como *“un árbol de pino con un gran tronco vertical que se agranda en varias ramas”*. Descripción bastante ilustrativa del fenómeno real. En la vulcanología moderna, el término “plinianas” se refiere a grandes erupciones explosivas con una descarga rápida y “estable” de material muy caliente dentro de la atmósfera (Cioni, Pistolesi y Rosi, 2015).

Desde la década de los 80's cobraron mayor importancia este tipo de erupciones, en gran medida por la actividad del Monte Santa Helena en el Estado de Washington, E.U.A. el 18 de mayo de 1980; y a la explosión del volcán El Chichón (Chichonal) en Chiapas, México que inicio el 28 de marzo de 1982. La erupción de Sta. Helena formo una columna que alcanzó los 19 km de altura (S Carey y Sparks, 1986) mientras que la nube volcánica del Chichonal tuvo una altura máxima de 32 km (Steven Carey y Sigurdsson, 1986).

La actividad pliniana genera de los eventos volcánicos más poderosos, las cuales al asentarse en el suelo se depositan en forma de extensas capas de piedra pómez con una dispersión muy amplia debido a la altura de las columnas y a los vientos dominantes (G P L Walker, 1981). Por sus características, los depósitos plinianos son ideales para correlaciones estratigráficas isócronas, para la reconstrucción de la dinámica eruptiva y para la evaluación de parámetros eruptivos como altura de columna, volumen, tasa de descarga de masa (M.D.R. por sus siglas en inglés), etc. (Cioni, Pistolesi y Rosi, 2015). Determinar los procesos volcánicos a partir de la interpretación de los depósitos en campo es clave para evaluar el peligro y el riesgo volcánico (Engwell, Aspinall, y Sparks,

2015), para este tipo de erupciones que aunque infrecuentes, tienen un gran impacto en los seres humanos y el medio ambiente.

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) está formado por una gran variedad de edificios volcánicos que atraviesan el país de este a oeste. El CVM se forma por la interacción de 3 placas tectónicas: Placa de Cocos, Placa Norteamericana y Placa de Rivera. En él se concentra la mayoría del vulcanismo activo del país. Más del 50% de la población nacional vive a lo largo de esta zona, concentradas en algunas de las ciudades con mayor densidad de población del país y del mundo (INEGI, 2015). Es por eso que es necesario comprender los fenómenos volcánicos y así identificar y generar mapas de peligro, partiendo de erupciones pasadas y con ello contribuir en la gestión integral del riesgo.

La actividad del Cinturón Volcánico Mexicano ha migrado aparentemente hacia la parte sur del mismo, particularmente así durante los últimos 2 Ma ( Delgado-Granados et al., 1995, Aguirre-Díaz et al., 1998, Ferrari, Orozco-Esquivel, Manea, y Manea, 2012). El sur está claramente asociado con el vulcanismo del Pleistoceno mientras que la zona norte coincide en superficie con el vulcanismo bimodal de finales del Mioceno al Plioceno (Ferrari et al., 2012).

El Centro Volcánico Los Humeros (CVLH), ubicado a 180 km al este de la Ciudad de México, es uno de los varios centros silícicos en la porción del "arco posterior" del CVM (Ferriz y Mahood, 1987). Los Humeros es una caldera basalto-andesita-riolítica con un sistema geotérmico activo actualmente en explotación (Yáñez y García, 1980). La evolución geológica de la caldera Los Humeros incluye por lo menos dos grandes erupciones formadoras de caldera, múltiples y voluminosas erupciones plinianas, episodios formadores de domos y por últimos flujos de lava y pequeños conos de ceniza asociados a fracturas de anillo (Carrasco-Nuñez, López-Martínez, Hernández, y Vargas, 2017).

La Toba Xoxotic nombrada por Ferriz y Mahood, 1984, viene del náhuatl que se interpreta como "verde". Ésta comprende depósitos de caída de composición riolítica, dacítica y andesítica, así como una pequeña ignimbrita intra-caldera

(Willcox, 2012). La toba tiene una potencia máxima de casi 11 metros en el escarpe Los Potreros, con un volumen aproximado de  $0.6 \text{ km}^3$  (Ferriz y Mahood, 1984) y mayor de  $0.34 \text{ km}^3$  DRE de acuerdo con Willcox (2012). La Toba Xoxoctic tiene no ha sido fechada con exactitud, sin embargo sobreyace depósitos de la Ignimbrita Zaragoza y subyace a la Toba Llano (ca. 28 ka), por lo que se estima una edad relativa en el rango de 28 a 60 ka.

El presente trabajo de investigación se basa en la descripción y análisis detallado de la estratigrafía de las secuencias expuestas de la Toba Xoxoctic, de la Caldera Los Humeros. Asimismo se hace un análisis granulométrico, de componentes y composición de los depósitos, lo que permitirá hacer una caracterización y así finalmente hacer la reconstrucción de la dinámica eruptiva, evaluando los parámetros eruptivos.

## **1.2.- Hipótesis**

La Toba Xoxoctic es el resultado de una serie de erupciones sub-Pliniana-Plinianas de hace por lo menos 28 mil años en la caldera de Los Humeros. Su composición va de basáltico-andesítica hasta dacítica. Las erupciones están ligadas a actividad hidromagmática y a la mezcla de magmas en el sistema heterogéneo de reservorios magmáticos debajo de la caldera.

## **1.3.- Objetivo**

### **1.3.1.- Objetivo General**

El objetivo de esta tesis es realizar la reconstrucción de la dinámica eruptiva que dio origen a la Toba Xoxoctic. Esto con el fin de contribuir a al conocimiento sobre la estratigrafía, recurrencia y tipos de erupciones en el Pleistoceno superior de la caldera de Los Humeros.

### **1.3.2.- Objetivos Específicos**

- Levantamiento de secciones estratigráficas a detalle para establecer una correlación minuciosa de sus depósitos, capas y unidades.
- Determinar la química mineral de la secuencia piroclástica por medio de elementos mayores y traza.
- Estudio de la variación de los componentes a través de la secuencia piroclástica.
- Determinación de parámetros eruptivos en base a isopacas e isopletas.
- Proponer un modelo de la erupción que generó la Toba Xoxoctic basado en el cálculo de los distintos parámetros eruptivos.

### **1.4.- Justificación**

Actualmente México se encuentra entre los principales países a nivel mundial en lo que se refiere a generación de energía geotérmica con poco menos de 1,000 MWe, lo cual sirve para satisfacer apenas entre el 2-3 % de la producción de electricidad nacional (CEMIEGEO). Los Humeros en Puebla es una de las tres plantas geotérmicas más importantes en México, con una capacidad instalada de 94 MWe aunque actualmente está produciendo alrededor de 65 MWe (Carrasco-Nuñez et al., 2017), solo por detrás de Cerro Prieto en Baja California y Los Azufres en Michoacán con 570 MWe y 248 MWe de capacidad instalada respectivamente.

A pesar de la diversidad de estudios realizados en La caldera de Los Humeros, hasta hace unos años los modelos evolutivos propuestos para la caldera no reportaban descripciones detalladas sobre las secuencias piroclásticas que caracterizan las fases explosivas de la caldera, por lo que se tenía un conocimiento incompleto y parcial de su evolución, esencial para conocer el sistema geotérmico.

Este trabajo de maestría forma parte del proyecto P05 *“Innovación en la aplicación de técnicas modernas de prospección geotérmica a partir de la integración de métodos geológicos, geoquímicos y geofísicos, caso de estudio del campo*



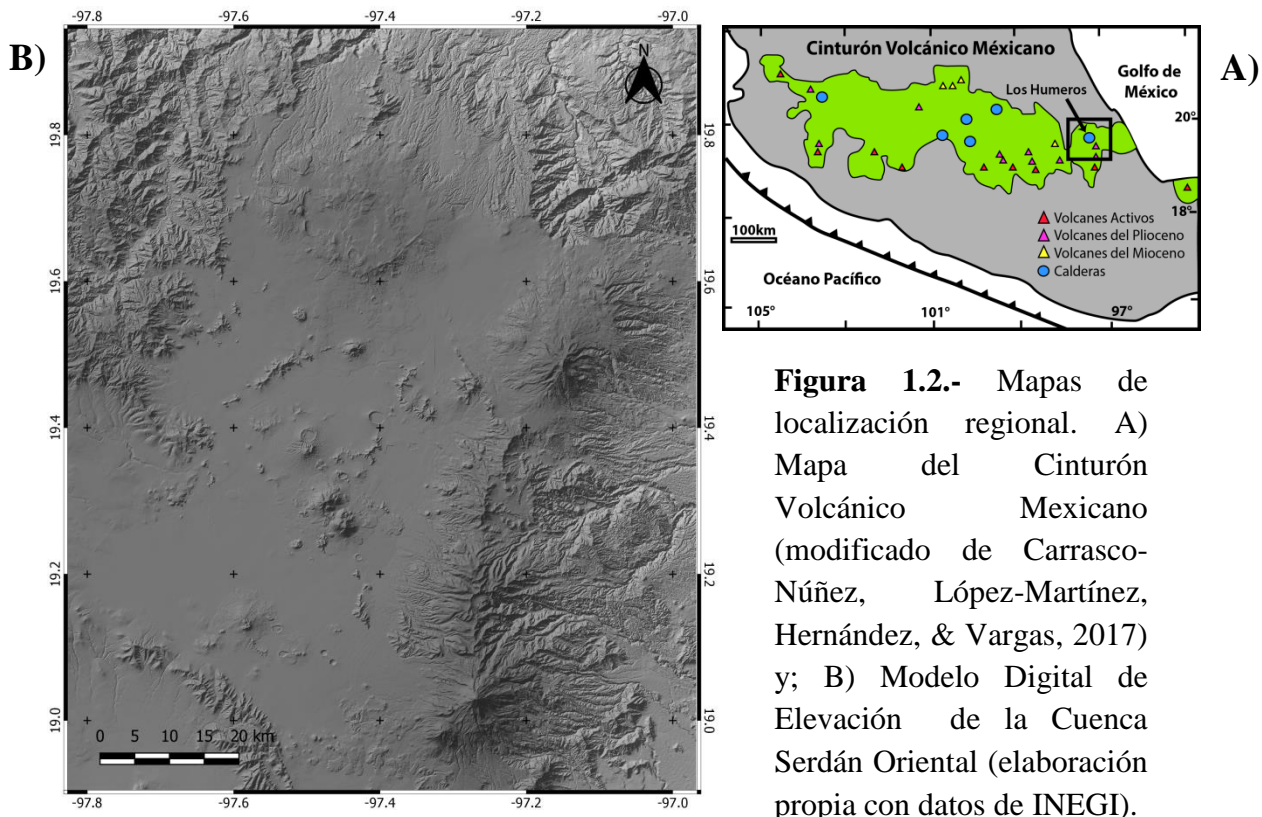
*volcánico-geotérmico de Los Humeros*” del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica, CeMIEGeo, el cual contempla caracterizar de manera integral el yacimiento geotérmico incluyendo algunos aspectos relevantes como la naturaleza de las fuentes primarias de calor, su composición, estructura, evolución con el tiempo, la interacción con la roca encajonante, entre otros.

Actualmente, la Caldera de Los Humeros es de mucho interés científico para diversas áreas de las geociencias, promediando en los últimos años publicaciones en revistas científicas de una cada seis meses (Arzate, Corbo-Camargo, Carrasco-Núñez, Hernández, y Yutsis, 2018; Carrasco-Núñez G. et al., 2017; Carrasco-Núñez G. et al., 2018; Carrasco-Núñez et al., 2017; Gerardo Carrasco-Núñez et al., n.d.; Créon, L. et al, 2018; Gianluca Norini et al., 2019; Rojas Ortega, 2016; Urbani et al., 2019)

## **1.5.- Localización**

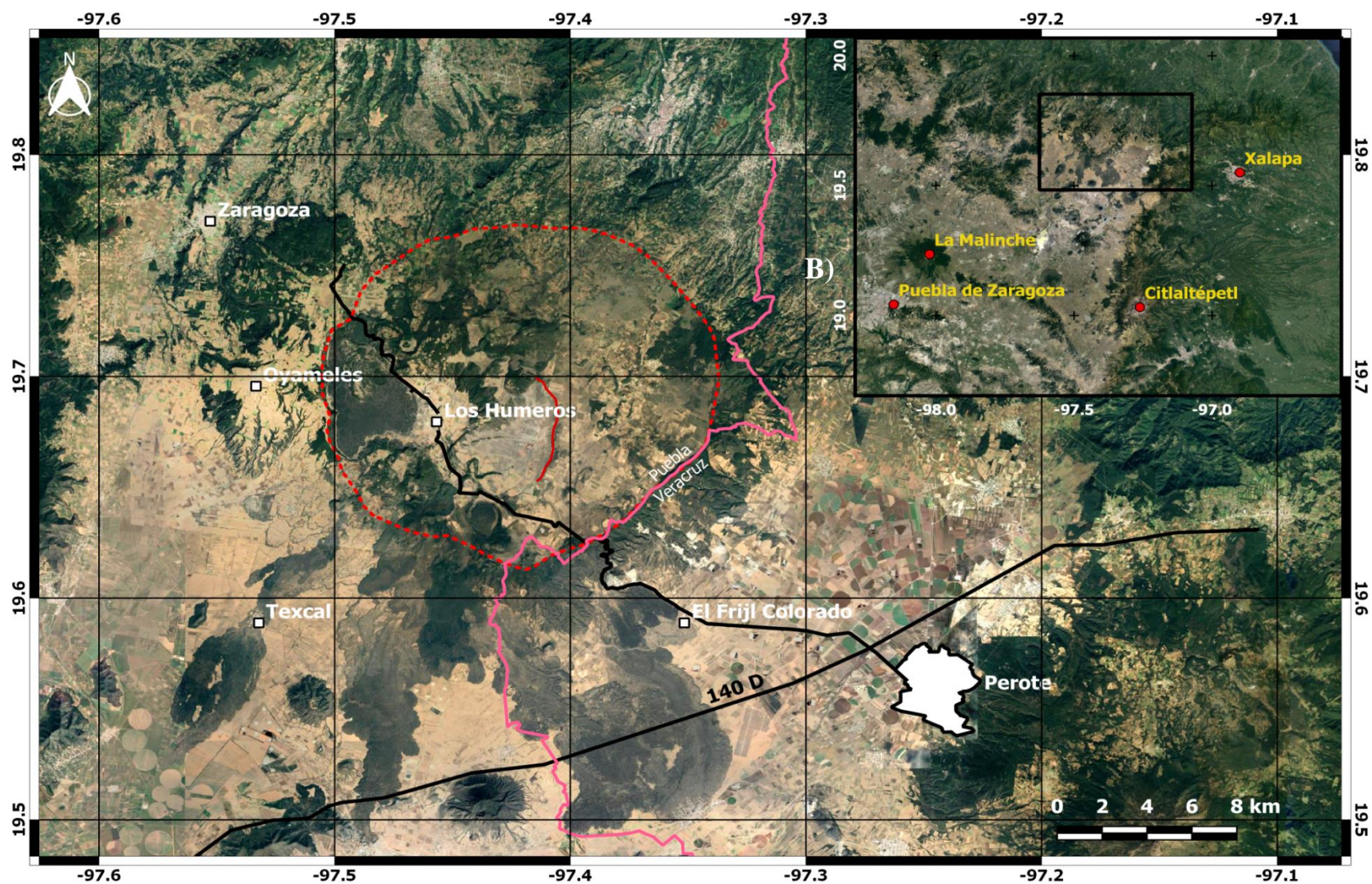
La caldera se ubica sobre los límites occidentales de la Sierra Madre Oriental en el sector este del CVM, a más de 400 km de la trinchera mesoamericana. La primera línea de otros estratovolcanes andesíticos activos esta aproximadamente a 80 km al sur de la caldera (Fig. 1.1). La caldera Los Humeros es el volcán más septentrional de la cuenca Serdán-Oriental (Fig. 1.1), que se encuentra al oeste de los estratovolcanes andesíticos Citlaltépetl (Pico de Orizaba) y Cofre de Perote. (Carrasco-Núñez, McCurry, Branney, Norry, y Willcox, 2012).

La zona de estudio se encuentra entre las coordenadas 97° 20' y 97° 35' Oeste y 19° 30' y 19° 45' Norte, con unas dimensiones aproximadas de 21 km x 15 km (Ferriz y Mahood, 1984). Se encuentra en la frontera de los Estados de Puebla y Veracruz (Fig. 1.2). En línea recta queda aproximadamente a 180 km al este de la Ciudad de México, 100 km de Puebla de Zaragoza y a 50 km al oeste de la capital veracruzana, Xalapa (Fig. 1.2). Para llegar a la caldera hay que tomar la carretera federal 140D hasta llegar a la ciudad de Perote, normalmente ahí se hace base. Una vez en Perote se toma la carretera estatal con dirección norte hacia la comunidad de Humeros, dentro de la caldera. Dentro de la caldera, y fuera de la misma, se toman distintas brechas para acceder a los diversos afloramientos.



**Figura 1.2.-** Mapas de localización regional. A) Mapa del Cinturón Volcánico Mexicano (modificado de Carrasco-Núñez, López-Martínez, Hernández, & Vargas, 2017) y; B) Modelo Digital de Elevación de la Cuenca Serdán Oriental (elaboración propia con datos de INEGI).





**Figura 1.2.-** Mapas satelitales de la caldera de los Hornos, A) Ubicación a nivel regional destacando las ciudades cercanas y; B) Ubicación a nivel local destacando los principales accesos y comunidades, así como la división estatal (elaboración

## 1.6.- Metodología

Para el desarrollo de este trabajo, la metodología se dividió en 3 etapas diferentes: trabajo de gabinete, trabajo de campo, trabajo de laboratorio.

### 1.6.1.- Trabajo de Gabinete

El trabajo de gabinete se hizo previo, a la par y posterior a las otras 2 etapas de la metodología. Dentro de esta etapa se encuentran:

**Revisión Bibliográfica:** Se recopiló información bibliográfica actual sobre el área de estudio a nivel regional y local. Además de la toba Xoxoctic en específico y sobre el estado del arte del estudio de las erupciones plinianas, sus depósitos y los modelos físicos que ayudan a reconstruir este tipo de eventos

De igual manera se realizó, a partir de las cartas topográficas y datos satelitales, un análisis para facilitar la identificación de los puntos clave a visitar, en los cuales se pudieran levantar las secciones estratigráficas. Para ello se localizaron canteras o los bancos de materiales existentes, cortes de caminos y otros afloramientos accesibles donde fuera posible trabajar con las secuencias expuestas.

**Procesamiento y Redacción:** En la etapa final del trabajo se digitalizaron a detalle las secciones estratigráficas finales previamente levantadas en campo, así como la correlación estratigráfica de las mismas. En el mismo sentido, se realizaron las distintas figuras que integran este trabajo. Para llevar a cabo parte de este trabajo se utilizó el software Adobe Illustrator®.

Se realizaron mapas de isopacas para los miembros A, B, C y D, mientras que mapas de isopleas solamente para el miembro B. Estos fueron elaborados aplicando diferentes métodos de interpolación descritos en la literatura utilizando para ello el software QGIS®. Con la ayuda de estos mapas, se calcularon parámetros eruptivos como: área, altura de la columna, volumen, magnitud,

intensidad, y tasa de descarga de magma. De igual manera se obtuvieron datos como el índice de explosividad, y el índice de dispersión.

Finalmente se integraron todos los resultados obtenidos, se interpretó todo el conjunto de parámetros obtenidos para así proponer un modelo de la reconstrucción de la dinámica eruptiva que le dio origen a la Toba Xoxoctic.

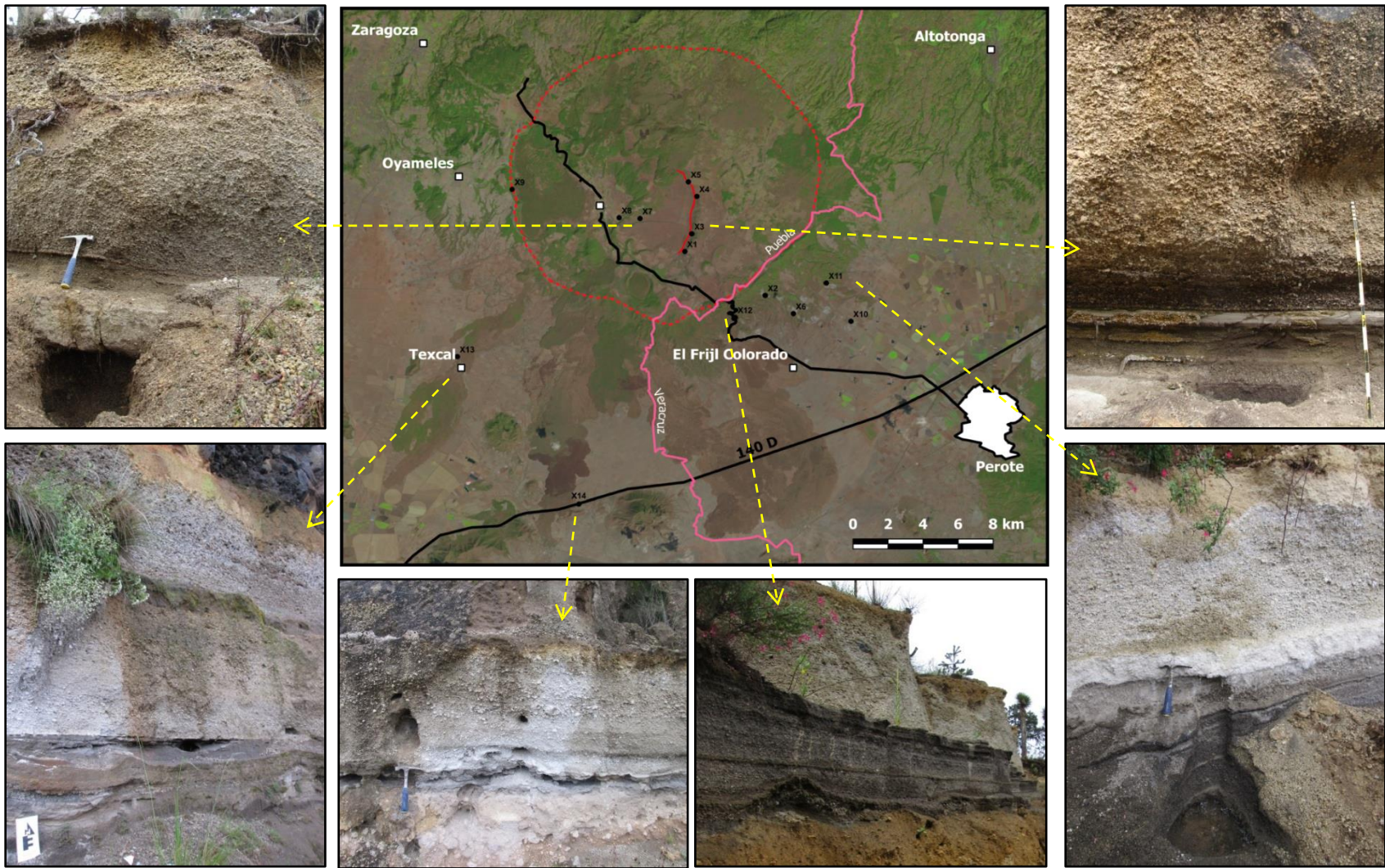
### **1.6.2.- Trabajo de Campo**

Para esta investigación se llevaron a cabo 2 jornadas de visita al campo, una en mayo y otra en septiembre, ambas en 2017. La primera visita fue de reconocimiento y las siguientes fueron para estudio a detalle. Se visitaron distintos sitios y se hicieron recorridos dentro y fuera de la caldera, gracias a ello fue posible realizar 13 secciones verticales en los mejores afloramientos de la Toba Xoxoctic.

**Levantamiento estratigráfico:** Para cada sección se hizo una descripción de las litofacies que conforman la Toba Xoxoctic a detalle, basados en la metodología de litofacies propuesta por Branney y Kokelaar (2002), el cual se basa en la descripción de depósitos a partir de un esquema de litofacies no genético (Branney, Kokelaar, y Geological Society of London., 2002). De igual manera, se tomaron en cuenta las siguientes características de los distintos depósitos: a) Espesores totales del depósito y de las capas individuales, b) Estructuras internas como estratificación, bandeamiento, laminación, etc., c) Presencia o ausencia de matriz, d) Nivel de gradación y selección, e) Tamaño de grano, redondez y esfericidad, f) Color, g) Descripción de la muestra de mano de líticos y juveniles, y h) Clasificación de la toba (caída, flujo, oleada, etc.)

Una vez levantadas las secciones con su debida descripción a detalle, se procedió al muestreo representativo de las principales litofacies. Las muestras se tomaron buscando lo más fresco posible (con menor alteración) y donde sus componentes se mantenían bien preservados y la granulometría era adecuada para la obtención de muestras estadísticamente representativas, así como para llevar a





**Figura 1.3.-** Mapa de ubicación de las localidades donde se hizo levantamiento estratigráfico e imágenes representativas de algunas de ellas.

cabo los análisis posterior en laboratorio.

**Isopacas e isopleas:** Los datos para los mapas de isopleas se recopilaron midiendo con un calibrador (vernier) universal estándar los 10 clastos más grandes de la unidad XB a lo largo de la dimensión más larga y el segundo eje más largo a 90 combinando las metodologías de Hernández-Rojas et al, 2009; y Suzuki, et al, 1973. Ambos tipos de clastos se extrajeron del afloramiento y se midieron en campo. Los clastos juveniles pómez fracturados se midieron juntos, siempre y cuando la forma original fuera reconocible. El valor promedio de las medidas obtenidas se calculó y utilizó como dato único de punto para cada localidad, para ambos tipos de clastos (Dávila-Harris & Carrasco-Núñez, 2014). Los grosores máximos promedio se trazaron en un mapa topográfico y se contornearon para mostrar la dispersión.

### **1.6.3.- Trabajo de Laboratorio**

El trabajo en laboratorio consistió en diversos análisis y técnicas, dentro de las cuales se incluyen análisis granulométricos, de componentes, geoquímicos y de vesicularidad, entre otros. Esta etapa del proyecto se llevó a cabo en el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT A.C.), principalmente en el Laboratorio de Geología Aplicada. Los procedimientos analíticos llevados a cabo para este estudio fueron:

**Granulometría:** Realizados en el Laboratorio de Geología Aplicada del IPICYT, los análisis de granulometría se realizaron con un conjunto de tamices con tamaños de malla espaciados a intervalos de uno phi, donde  $\Phi = -\log_2 d$ , siendo "d" el tamaño de grano en milímetros, y que varían en tamaño de -5 a 4 phi (32 a 1/16 mm). El tamizado se realiza a mano para evitar la rotura excesiva de fragmentos juveniles que pueden ocurrir durante el tamizado mecánico, como indica Walker (1971). El material retenido en cada tamiz (cada clase de tamaño) se pesó en una báscula analítica en laboratorio y el porcentaje del peso también es calculado.

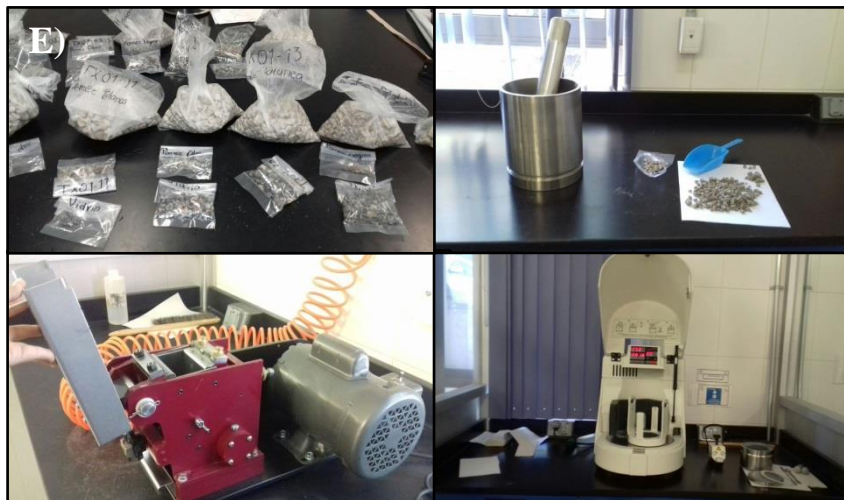
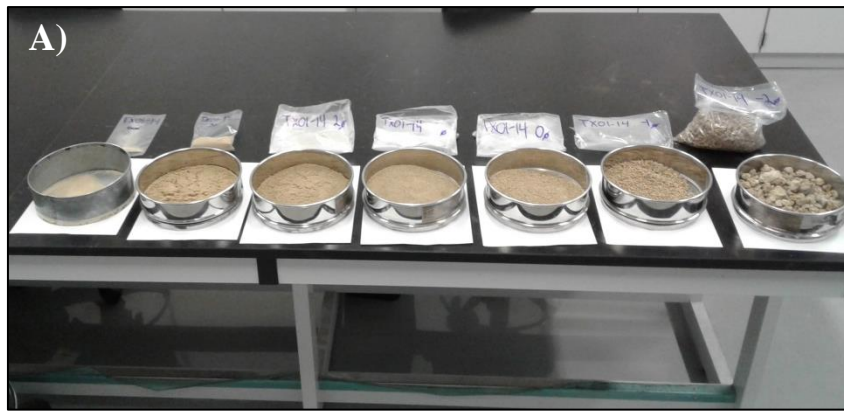
Con los datos de tamaño de grano sin procesar se realizaron histogramas y curvas acumulativas de la distribución de gramo y determinaron los parámetros Inman (1952) recomendados por Cas y Wright (1987): diámetro medio ( $Md\Phi$ ), desviación estándar gráfica ( $\sigma_\phi$ ) que es una medida de la selección, asimetría ( $\alpha_\phi$ , asimetría) que es una medida de la propagación hacia un lado de la media y Curtosis (Kurtosis, K) el grado de concentración de los granos en relación con la media ( p. ej. Bursik, Sparks, Gilbert y Carey, 1992; Douglas L. Inman, 1952; Walker, Wilson, y Bowell, 1971).

Posterior a la separación de cada fracción para cada muestra, se pasó a lavar, secar y guardar las muestras debidamente etiquetadas para análisis posteriores.

**Componentes:** El análisis de componentes se aplicó por separado a cada fracción de tamaño de grano por muestra y luego se integraron los resultados, esto para cada una de las muestras diferentes. Para este trabajo se contaron 1000 granos (clastos) para cada fracción, en los casos en que la fracción tuvo menos de 1000 granos se analizó toda la población. Este trabajo se realizó en el Laboratorio de Petrofísica del IPICYT con la ayuda de un contador de puntos automático marca PELCON y un microscopio binocular Nikon SMZ800N. Con los resultados obtenidos se hicieron distintas gráficas tanto de barras como de pastel para su análisis.

**Geoquímica:** El trabajo de geoquímica se realizó en colaboración con el Dr. Ben Ellis y su estudiante de Maestría Marco Rebecchi del ETH Zúrich. Las muestras representativas de juveniles se procesaron para las capas principales. Los polvos se obtuvieron en el Laboratorio de Geología Aplicada del IPICYT y se procesaron y analizaron en el ETH. Para ello se utilizó primero una trituradora y después un molino de ágata.





**Figura 1.4.-** Imágenes de los distintos procedimientos llevados a cabo en el laboratorio: A) Muestras después de haber sido tamizadas con un intervalo de uno phi; B) Muestras recién lavadas y listas para secado; C) Proceso de conteo de componentes llevado a cabo en un microscopio binocular; D) Muestras montadas listas para ingresar al SEM, previamente cortadas y pulidas; y E) Imágenes del proceso de preparación de muestras para análisis

**Vesicularidad:** Para la vesicularidad se observaron bloques pulidos de pómez y escorias con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) Quanta 200 del Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN) del IPICYT. Se tomaron muestras representativas de juveniles de cada una de las capas principales y se cortaron para tener un tamaño apto para el pin montable en el microscopio, aproximadamente cubos de 5 cm por lado. Las imágenes se tomaron en bajo vacío y a 3 diferentes escalas para todas las muestras.

# CAPITULO II

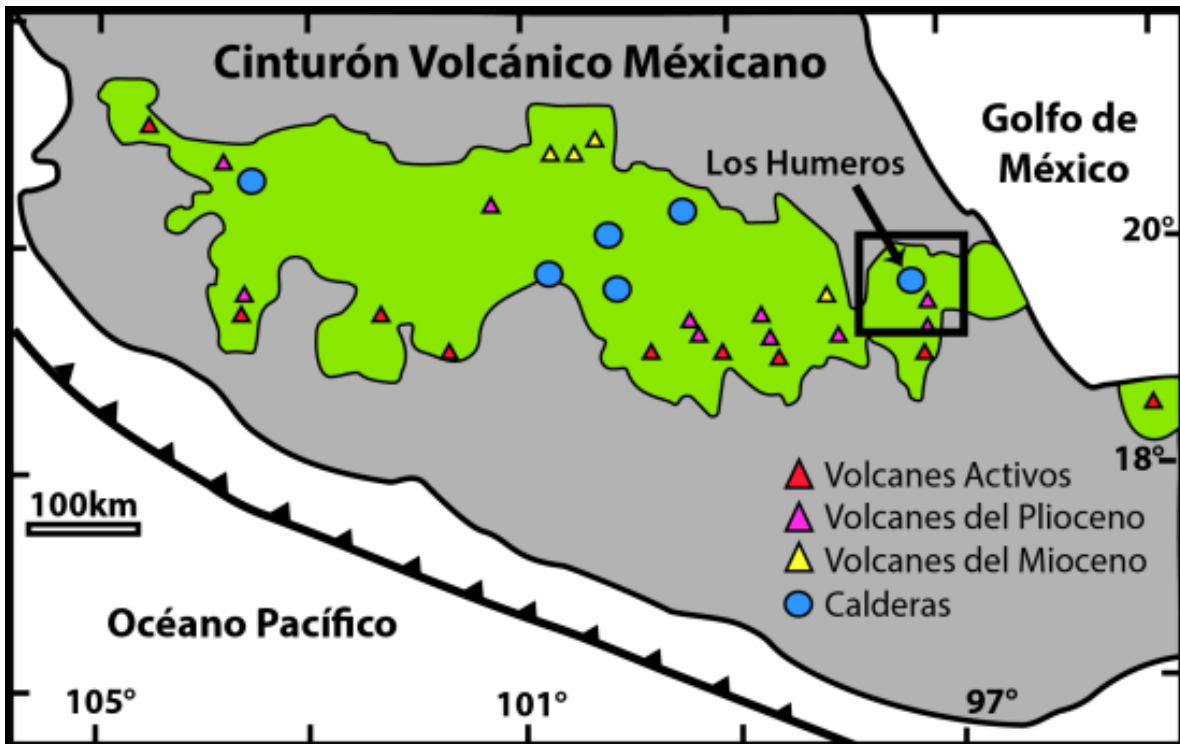
## MARCO TEÓRICO

### 2.1.- Contexto Geológico

El Complejo Volcánico Los Humeros (CVLH) se ubica en la sección este del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), denominado Faja Volcánica Trans-Mexicana por Raiz (1959) y como Eje Volcánico Trans-mexicano por Campa y Coney (1983). El CVM atraviesa el país desde el Golfo de México hasta el Océano Pacífico, del Estado de Veracruz hasta el de Nayarit (Fig. 2.1).

El Cinturón Volcánico Mexicano ha sido objeto de diversos estudios y análisis, es sin duda la provincia fisiográfica más estudiada (Ferrari, et al, 2012) también ha sido y sigue siendo tema de debate dentro de la comunidad científica (Aguirre-Díaz G. et al 1998; Bellotti et al, 2006; Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012; Verma S.P., 1987; Surendra P. Verma, 2002, 2015). El CVM sobreyace a provincias magmáticas del Cretácico y el Cenozoico, así como a un basamento heterogéneo hecho de terrenos tectonostratigráficos de diferente edad y litología (Ferrari et al., 2012).

El CVM es el arco volcánico del Neógeno más grande en América del Norte, abarcando un área de más de 160 mil km<sup>2</sup> y aproximadamente 1000 km de largo (Ferrari et al., 2012). Se encuentra entre las latitudes 18° 30 ' y 21° 30' N; y 95° 20' y 105° 30' O en el centro-occidente de México. Esta provincia dista bastante de ser una franja uniforme, en comparación con otros arcos como el Arco Volcánico de Centroamérica; por lo que no se encuentra a una distancia constante de la Trinchería Mesoamericana. Mientras que en el sector occidental el frente volcánico es paralelo a la trinchería, en el sector central y oriental tiende a alejarse de ella (Fig. 2.1). Como resultado el frente volcánico tiene un ángulo de aproximadamente 15° con respecto a la trinchería. Entre Chapala y Morelia alcanza los 90 km siendo su parte más angosta, mientras que su parte más ancha se ubica entre los



**Figura 2.3.-** Mapa del Cinturón Volcánico Mexicano, mostrando la distribución de los principales volcanes, resaltando la ubicación del Complejo Volcánico Los Humeros dentro de la parte este del CVM, (modificado de Carrasco-Núñez, López-Martínez, Hernández, & Vargas, 2017)

estados de Michoacán y Guanajuato rebasando los 230 km. (Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012) .

En un contexto geodinámico, el CVM está construido por la interacción entre 3 placas: el borde sur de la placa de América del Norte, la placa de Rivera y la parte norte de la placa de Cocos, estas dos últimas subducen por debajo de la primera (Aguirre-Díaz G. et al 1998). El extremo occidental del CVM se encuentra al sur del Rift del Golfo de California y hacia el este termina en la cuenca oceánica del Golfo de México. Aunque la placa de Cocos subduce continuamente desde el sur del Golfo de California hasta Panamá, el volcanismo de la región entre el extremo oriental del CVM y el arco de América Central es discontinuo y solo está representado por el submarino Anegada High, el Campo Volcánico Los Tuxtlas y el volcán El Chichón (Ferrari et al., 2012)

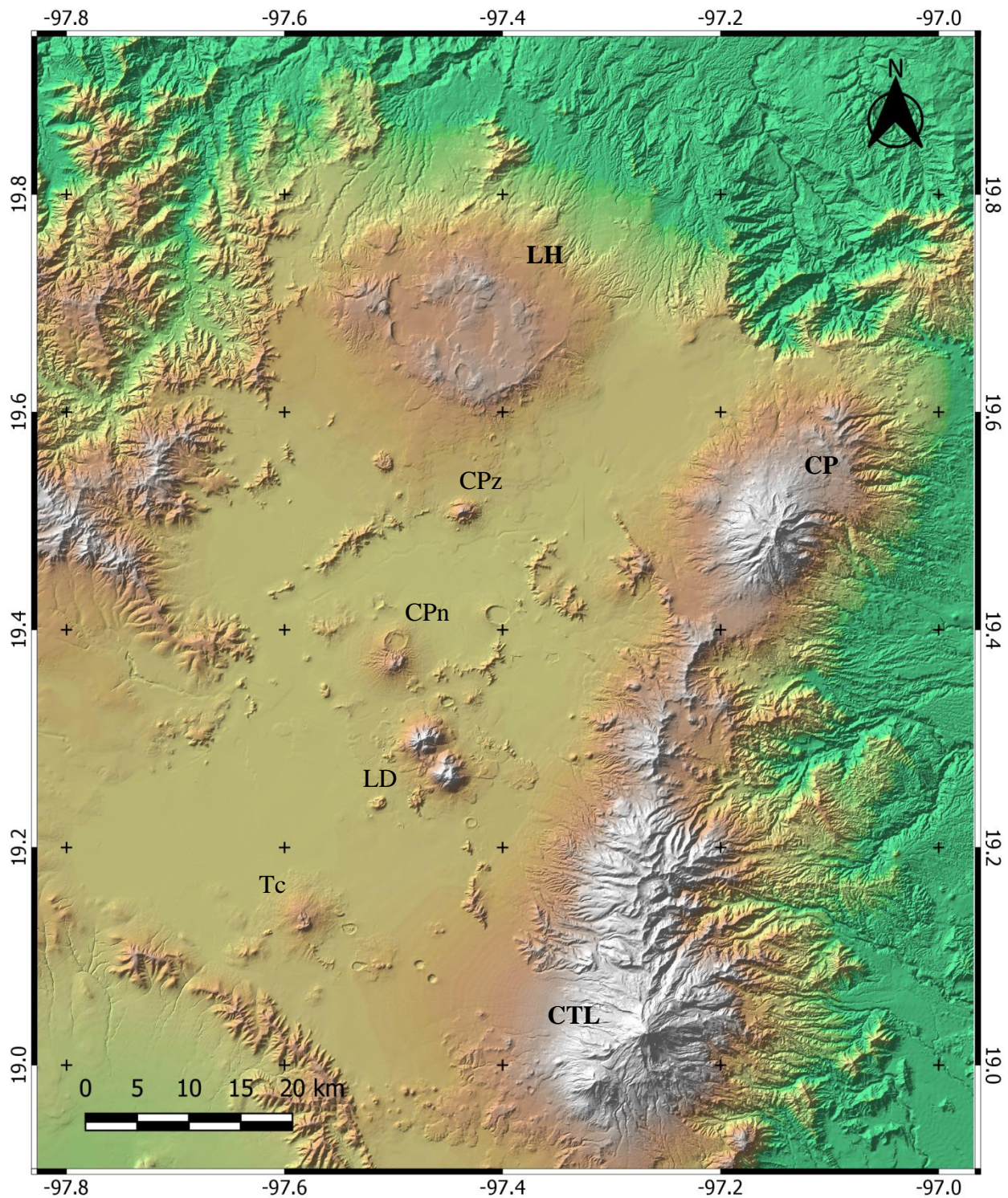
El CVM muestra otras peculiaridades cuando se compara con la mayoría de los arcos volcánicos, Ferrari et al (2012) destacan las siguientes: **1)** los

estratovolcanes principales están alineados oblicuamente a la orientación general del arco; **2)** los productos ígneos son composicionalmente variables, con pequeñas cantidades de lavas que muestran una firma geoquímica intraplaca (también llamado Ocean Island Basalts-OIB) yuxtapuesto con los productos magmáticos dominantes típicos de un entorno de subducción ; **3)** las placas de subducción frente al arco son relativamente jóvenes (10 a 19 Ma en la trinchera), un hecho que en otros casos produce escaso vulcanismo (por ejemplo, el sur de Japón); **4)** la sismicidad asociada con la subducción de la placa de Cocos termina a aproximadamente 100 km de profundidad y está ausente debajo del arco. Estas anomalías en general han llevado a varios trabajadores a desarrollar modelos genéticos en desacuerdo con un escenario clásico de subducción, tales como una falla transformante intraplaca con fugas, un "salto" hacia el este del East Pacific Rise, una pluma del manto y rifting continental (Aguirre-Díaz G. et al, 1998; Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012)

Dentro del CVM hay más de 8000 estructuras volcánicas y más de 50 volcanes considerados activos. Esta provincia se suele dividir en 3 grandes sectores: oeste u occidental, central y este u oriental (Aguirre-Díaz G. et al 1998; Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2012)

El Sector Oeste está limitado al norte por la Sierra Madre Occidental (S.M.O.) y al este por el rift de Colima. Este sector se sobrepone a la parte norte del Bloque Jalisco (BJ). El vulcanismo emplazado en el límite con la S.M.O. se considera bimodal, caracterizado por la formación de estratovolcanes, complejos de domos y centros monogenéticos. En cambio, el vulcanismo emplazado dentro del BJ es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica (Ferrari, 2000). El sector central se ubica entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro. El Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo es el tipo de vulcanismo que se encuentra en este sector. Los estratovolcanes están completamente ausentes, a excepción del Cerro Tancítaro (Ferrari, 2000). En el sector este, al oriente del sistema Taxco- Querétaro, la mayor parte del vulcanismo son estratovolcanes,





**Figura 2.4.-** Modelo Digital de Elevación de la Cuenca Serdán Oriental, resaltando las principales estructuras: Los Humeros (LH), Cerro Pizarro (CPz), Cerro Pinto (CPn), Las Derrumbadas (LD), Tecuítlapa (Tc), Cofre de Perote (CP) y Citlaltépetl (CTL) (elaboración propia con datos de INEGI)

calderas y complejos de domos de composición que va de andesítica a riolítica, alineados a lo largo de estructuras corticales. Mientras que los volcanes monogenéticos representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado (Ferrari, 2000).

El Complejo Volcánico Los Humeros se encuentra en el sector este del CVM. Este sector es sin duda, el que más controversia genera de los tres sectores del Cinturón Volcánico Mexicano. Diversos estudios (Koloskov & Khubunaya, 2013; S. P. Verma & Lopez, 1982; Surendra P. Verma, 1983, 2002, 2015; Surendra P Verma, 2000) continúan rechazando la idea de que el vulcanismo de la zona se debe únicamente a la subducción. Hay teorías que relacionan el vulcanismo con una tectónica tipo Rift Continental, ya que se producen firmas de tipo colisional (Surendra P. Verma, 2015). Esto basado en que el basamento podría tener relación con la colisión del bloque de Yucatán con México durante el Mioceno (Kim, Clayton, & Keppie, 2011; Pindell & Kennan, 2009) No cabe duda de que los orígenes del vulcanismo y el ambiente tectónico es un tema que todavía se tiene estudiar a fondo.

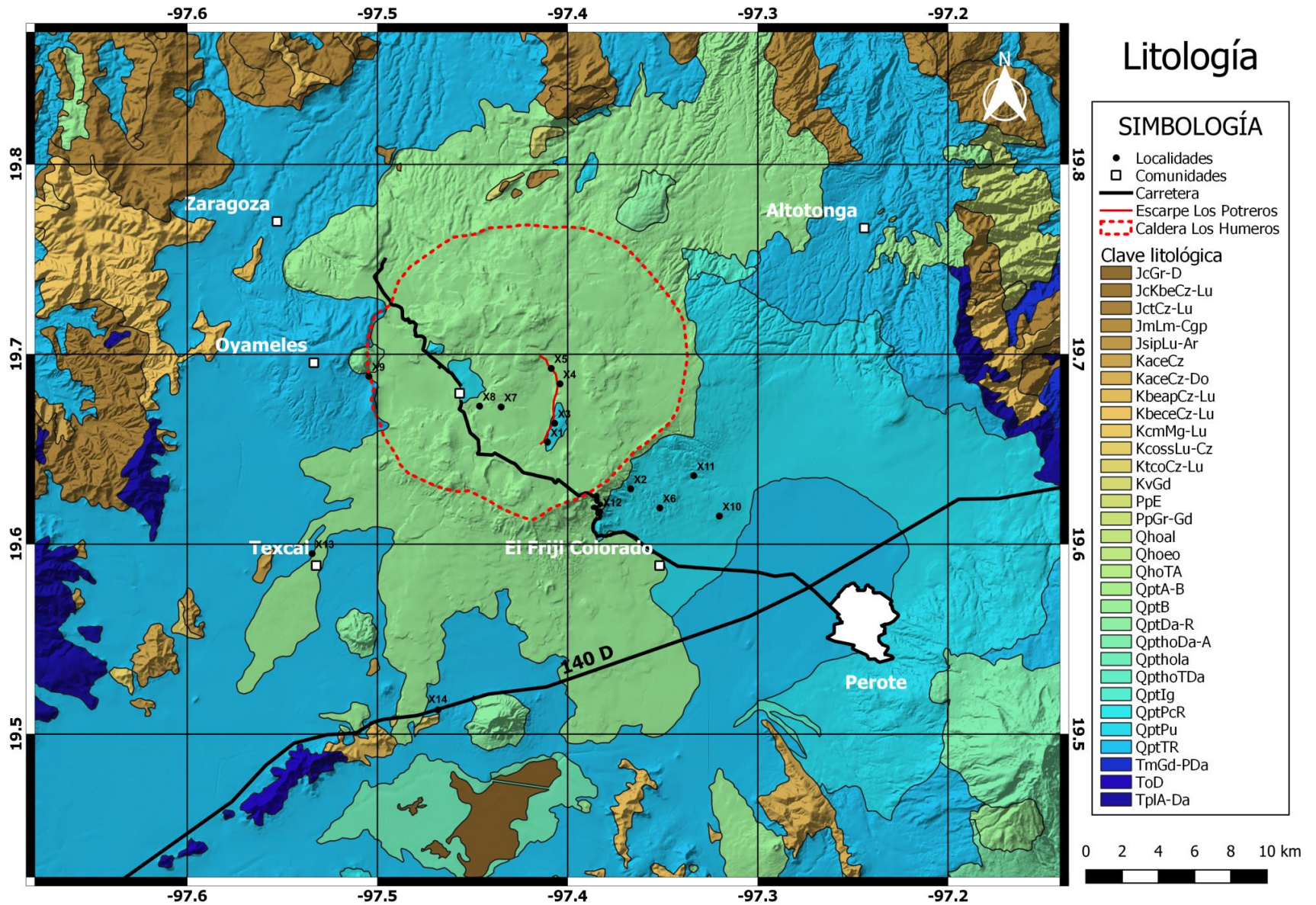
### **2.1.1.- Geología Regional**

El Complejo Volcánico Los Humeros es el volcán más septentrional de la cuenca Serdán-Oriental (SOB) (Fig. 2.2). La SOB es una cuenca cerrada caracterizada por vulcanismo bimodal, principalmente monogenético, que comprende conos de ceniza, grandes domos riolíticos y maares basálticos y riolíticos (An Alvarez & Yutsis, 2017; Carrasco-Nuñez, G. et al, 2017). Esta cuenca está limitada al este por la cadena volcánica Cofre de Perote-Citlaltépetl, al oeste por la cordillera Tlaxco-Cerro Grande y al norte por la Sierra Madre Oriental.

El basamento regional es ígneo y metamórfico, aflorando al norte del CVLH, cerca de la ciudad por la que reciben su nombre, Teziutlán (formación Teziutlán). Estas rocas son principalmente de composición granítica y granodiorítica, mientras que



**Figura 2.3.-** Mapa litológico de la región donde se ubica la caldera de Los Humeros. Se puede apreciar el basamento en colores café y azul marino mientras que los productos más jóvenes en verdes y azul claro. Elaboración propia con datos del Servicio Geológico Mexicano de 2005.





las rocas metamórficas están representadas por esquistos verdes (Campos-Enriquez & Garduño-Monroy, 1987; Carrasco-Núñez G. et al 2017; Carrasco-Núñez et al., 2017). Los estudios geocronológicos de muestras pertenecientes a este complejo basal reportaron edades de entre 131 y 246 Ma (Tabla 2.1).

El basamento está parcialmente cubierto por una secuencia sedimentaria mesozoica, que corresponde a la Provincia de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Carrasco-Núñez G. et al 2017). Dicha columna es una secuencia de rocas sedimentarias continentales, principalmente areniscas y lutitas (Triásico tardío a Jurásico temprano y

medio) y marinas principalmente calizas (Jurásico tardío y Cretácico) (Campos-Enriquez & Garduño-Monroy, 1987) (Fig. 2.3). La secuencia sedimentaria rebasa los 3000 metros de potencia y está altamente plegada y afallada por la compresión Laramidica. También está intruida por granito y granodiorita fanerítica.

Posterior a la secuencia sedimentaria, actividad volcánica previa a la actividad inicial del CVLH tuvo lugar. Hay por lo menos 5 distintos tipos de actividad volcánica (Carrasco-Núñez G. et al 2017): **1)** vulcanismo asociado al complejo de Cerro Grande caracterizado por flujos de lava oscuros que afloran al oeste de la caldera; **2)** los flujos de lava Teziutlán, bastante masivos y de color gris que afloran al este del pueblo de Zaragoza; **3)** flujos de lava andesítica y traqui-andesítica provenientes de Cofre de Perote que afloran al sureste de la caldera; **4)** domos riolíticos Cerro Pizarro – Águilas (Riggs & Carrasco-Nunez, 2004); **5)** flujos de lava basáltica y basáltico-andesítica relacionadas con el Cerro Bola (Fig. 2.2).

### **2.1.2.- Complejo Volcánico Los Humeros**

Los Humeros es uno de los principales complejos volcánicos silíceos del Pleistoceno y el tercer campo geotérmico en explotación en México (Carrasco-Núñez et al., 2017). Diversos autores han propuesto la evolución del CVLH en

diferentes etapas (3-4) (Carrasco-Núñez, G. et al 2017; Carrasco-Nuñez, et al., 2018; Ferriz & Mahood, 1984; Norini et al., 2015) (Tabla 2.1):

- I. **Etapa Pre-Caldera:** Identificada por 2 diferentes lavas ricas en sílice. La primera es una unidad compuesta de una lava color claro y bandeada de composición riolítica que afloran al sur de la caldera. Estas lavas tienen una edad reportada de  $470 \pm 40$  ka (Ferriz & Mahood, 1984) y de  $485.7 \pm 2.2$  and  $693 \pm 1.7$  ka (Carrasco-Núñez G el at 2017; G. Carrasco-Núñez et al., 2018) (Tabla 2.1). La segunda está representada por domos riolíticos de color gris y bandeados que afloran al oeste y noroeste de la caldera, los cuales tienen edades reportadas entre  $270 \pm 17$  ka,  $155.7 \pm 4.9$  ka y  $220 \pm 20$  ka (G. Carrasco-Núñez et al., 2018; Carrasco-Nuñez et al., 2017; Ferriz & Mahood, 1984). La edad más joven es analíticamente indistinguible de la de la Ignimbrita Xáltipan suprayacente, pero representan vulcanismo externo que está vinculado con el campo de domos al oeste.
  
- II. **Etapa Caldérica:** La evolución durante esta etapa incluye al menos dos grandes erupciones formadoras de caldera al igual que erupciones plinianas voluminosas (Ferriz & Mahood, 1984). De acuerdo con Ferriz y Mahood (1984), la erupción de la Ignimbrita Xáltipan provocó el colapso de la caldera de Los Humeros, la cual representa un mínimo de  $115 \text{ km}^3$  de magma (Fig. 2.4). Los flujos piroclásticos llenaron las áreas bajas del paisaje preexistente cubriendo alrededor de  $3500 \text{ km}^2$ . Muestras de esta unidad tienen una edad alrededor de los 170-150 ka (Carrasco-Núñez G. et al 2017; G. Carrasco-Núñez et al., 2018; Willcox, 2012) (Tabla 2.1).

Posterior a la Ignimbrita Xáltipan viene el emplazamiento de domos de lava riolítica dentro y a lo largo del borde de la caldera, seguidas de una serie de 15 erupciones plinianas y subplinianas que produjeron aproximadamente  $10 \text{ km}^3$  (DRE) de capas de caída de pómez de composición de andesítica a riodacítica, conocidas colectivamente como Toba Fabby (Carrasco-Nuñez et al., 2017; Ferriz & Mahood, 1984; Willcox, 2012) (Fig. 2.4). Es importante

destacar que entre estas capas de caída hay presentes varias capas de paleosuelos, lo que indica el miembro Fabby no es producto de una sola erupción, sino que es resultado de múltiples episodios eruptivos (Carrasco-Núñez G. et al 2017; Willcox, 2012) por lo que es mejor referirnos a ella como Miembro Fabby. Esta secuencia representa la segunda gran erupción explosiva del CVLH, la cual emplazó hacia el este, sureste y sur de la caldera debido al viento predominante orientado hacia SE durante la erupción (Willcox, 2012). Ferriz y Mahood (1984) calcularon su volumen en  $10 \text{ km}^3$  de DRE. También calcularon edades de  $270 \pm 30$  y  $19 \pm 40$  ka, mientras que Willcox (2012) reportó edades de  $260 \pm 40$  ka y  $140 \pm 20$  ka y más recientemente G. Carrasco-Núñez et al (2018) edades de  $70 \pm 23$  ka. La localidad tipo es una cantera al sureste de la caldera Los Humeros (Tabla 2.1).

Seguido de este periodo, el segundo evento formador de caldera tuvo lugar, la Ignimbrita Zaragoza y la Caldera Los Potreros. La Ignimbrita Zaragoza tuvo alrededor de  $15 \text{ km}^3$  DRE, alcanzando distancias de más de 18 km (radial) y generó una caldera de aproximadamente 10km de diámetro (Gerardo Carrasco-Núñez & Branney, 2005). La potencia de ésta unidad varía en grosor que va de 2 a 16 m, y está compuesta de fragmentos juveniles de riocita, andesita y distintas pómez (la mayoría con mineralogía similar) (Ferriz & Mahood, 1984) (Fig. 2.4). La ignimbrita de Zaragoza muestra doble zonación basada en la composición, esto como resultado de complejos procesos de mezcla de magmas (Carrasco-Núñez, McCurry, Branney, Norry, & Willcox, 2012; Gerardo Carrasco-Núñez & Branney, 2005) . Se han reportado diferentes edades de esta unidad, G. Carrasco-Núñez et al. (2018) reporta una de  $69 \pm 16$  ka, que es mucho más joven que las reportadas previamente por Willcox (2012) de  $140 \pm 12$  ka y por Ferriz y Mahood (1984) estimada en  $100 \pm 30$  ka (Tabla 2.1).

**Etapas Post-Caldera:** Esta etapa incluye una fase resurgente, una fractura en anillo y fase bimodal (Carrasco-Núñez G., Hernández J., De León L., Dávila P., Norini G., Bernal J.P., Jicha B., 2017).

La fase resurgente comenzó hace aproximadamente 50 ka con la erupción de unos domos riolíticos formados en el interior de la caldera. Posteriormente, tuvieron lugar las lavas Chicomiapa-Los Parajes, de composición traquítica. Después vino la actividad que dio origen a la Toba Xoxoctic, descrita por primera vez por Ferriz y Mahood (1984) como una toba de caída de composición dacítica con pómez de olivino. Esta unidad será descrita a detalle más adelante.

Tras la Toba Xoxoctic surgió el flujo de lava traquítica y traqui-andesítica de Maxtaloya. Esta secuencia de lavas fue emitida antes de la erupción de la Toba Llano, una ignimbrita andesítica parcialmente soldada compuesta de bloques, bombas, lapilli y ceniza (Rojas Ortega, 2016). Esta formación se asocia a la explosión y posible colapso del cráter Xalapazco. Una muestra de paleosuelo recolectada en la cima del miembro Llano dio edades de Carbono 14 de  $28,270 \pm 110$  años antes del presente. (Rojas Ortega, 2016) (Tabla 2.1).

Las fases de fractura de anillo y bimodal están marcadas por una serie de mínimo 9 periodos de actividad efusiva generando distintos flujos de lava, así como sólo un periodo de actividad explosiva en el Holoceno.

Primero fue el flujo de lava traqui-andesítico San Antonio-Las Chapas, expuestas dentro de los márgenes de la caldera y del lado norte de la caldera. Se considera que estos flujos de lava estallaron a través de una ventila ubicada a 1 km de la ciudad de Las Chapas. Esta unidad, fechada con una edad de  $8910 \pm 30$  años antes del presente (carbono 14 del paleosuelo inferior), subyace de forma discordante por el Miembro Cuicuiltic (Carrasco-Núñez G., Hernández J., De León L., Dávila P., Norini G., Bernal J.P., Jicha B., 2017). Luego ocurrió el flujo de lava basáltico- andesítica de

Orilla del Monte (Ferriz & Mahood, 1984). Existe un afloramiento que está cubierto por la Toba Cuicuiltic, por lo que se infiere que estas lavas surgieron aproximadamente al mismo tiempo que las de San Antonio- La Chapas, cerca de hace 8.9 ka.(Carrasco-Núñez G., Hernández J., De León L., Dávila P., Norini G., Bernal J.P., Jicha B., 2017) (Tabla 2.1).

El miembro Cuicuiltic representa el último gran evento explosivo registrado en el CVLH durante el Holoceno, combinando, de manera inusual, simultáneamente tanto actividades, Plinian y Stromboliana, como composiciones, traqui-dacítica y basáltico- andesítica (Dávila-Harris, P. 2014) (Fig. 2.4). Las capas traqui-dacíticas se dispersaron en dirección noroeste, mientras que las unidades basáltico- andesíticas en dirección sureste y noreste, lo que sugiere ventilas activas interconectadas por una o



**Figura 2.4.-** Imágenes de algunos de los principales depósitos de la Caldera Los Humeros. A) Ignimbrita Xaltipan tomada de Carrasco-Núñez et al. (2018); B) Toba Faby, C) Ignimbrita Zaragoza y D) Miembro Cuicuiltic, tomadas en campo.

varias fracturas. Esta secuencia tiene una edad máxima de  $7,355 \pm 105$  años antes del presente, edad calibrada de carbono 14 (Pablo Dávila-Harris, 2014) (Tabla 2.1).

Tras la actividad el miembro Cuicuiltic vinieron distintos flujos de lava. Los flujos de lava traqui-andesíticos de Victoria se generaron a través de la fractura en la parte sur del anillo y se distribuyeron hacia el lado suroeste de la caldera. Los flujo de lava traqui-andesítica basáltica de Tepeyahualco (Ferriz & Mahood, 1984). Estos flujos también surgieron de la fractura en la parte sur del anillo pero se distribuyeron hacia el lado sur de la caldera. Uno de estos flujos alcanzó una distancia de 14 km desde el borde de la caldera. (Carrasco-Núñez G. et al 2017). Los flujos de lava traqui-andesíticos (en su mayoría) Sarabia. Estos también surgieron del flanco sur y se dirigieron en el mismo sentido, alcanzando los 13.5km (Carrasco-Núñez G. et al 2017).

Las lavas El Limón, de composición basáltico-andesítica y basáltico traqui-andesítica (Ferriz & Mahood, 1984), están compuestas por tres diferentes flujos de lava. Estos flujos también entraron en erupción a través de la fractura sur del anillo, y se distribuyen hacia el sur-sureste de la caldera. Estos se encuentran estratigráficamente arriba de un depósito relacionado con el miembro Cuicuiltic, por lo tanto, se deduce que tiene una edad máxima de 7.3 ka. (Carrasco-Núñez G. et al 2017) (Tabla 2.1).

Posteriormente vino la actividad que generó los flujos de lava basáltico-andesítica de Atecax, los cuales afloran dentro y en el flanco externo occidental de la caldera. Luego ocurrieron los flujos de lava basáltica rica en olivino, los cuales representan una de las últimas etapas volcánicas asociadas a la actividad de la caldera (Carrasco-Núñez G. et al 2017). Los afloramientos se ubican en la parte central de la caldera dentro del cráter Xalapazco. Cerca del pueblo Los Humeros se encuentran sobre el Miembro Cuicuiltic. La datación de un paleosuelo inferior dio na edad máxima de

**Tabla 2.1.-** Estratigrafía principal del Complejo Volcánico Los Humeros, modificado de Carrasco-Núñez G., Hernández J., De León L., Dávila P., Norini G., Bernal J.P., Jicha B., 2017

Era	Etapa	Estratigrafía	Edad	Descripción
Cenozoico	Post-Caldera	Traquita Pájaro	$2.8 \pm 0.03$ ka	Fractura de Anillo y Fase Bimodal
		Basalto de olivino	$3.87 \pm 0.13$ ka	
		Miembro Cuicuiltic	$7.3 \pm 0.1$ ka	
		Traquiandesita San Antonio/Las Chapas	$8.9 \pm 0.03$ ka	
		Toba Llano	$\geq 28 \pm$ ka	Fase Resurgente
		Toba Tilca		
		Toba Xoxoctic		
		Riolita	$44.8 \pm 1.7$ ka	
		Riolita	$50.7 \pm 4.4$ ka	
	Caldera	Ignimbrita Zaragoza	$69 \pm 16$ ka	2da Etapa Caldérica
		Toba Faby	$70 \pm 23$ ka	Fase Pliniana
		Riolita	$74.2 \pm 4.5$ ka	
		Domos Riolíticos	$155.7 \pm 4.9$ ka	
		Ignimbrita Xáltipan	$164 \pm 4.2$ ka	1er Etapa Caldérica
	Pre-Caldera	Domos Riolíticos	$270 \pm 17$ ka	Antigua Sucesión volcánica
		Domos Riolíticos y Riolita	350 ka	
		Riolita	$485 \pm 2.2$ ka	
		Domos Riolíticos	$693 \pm 1.9$ ka	
	Basamento	Andesita y Basalto, "Formación Teziutlán"	$1.44 - 2.65$ Ma	Basamento Volcánico
Sedimentario calcáreo			Basamento Pre-Volcánico	
Ígneo y metamórfico				
Mesozoico				
Paleozoico				

3,870 ±130 años antes del presente (Carrasco-Núñez G. et al 2017). Por último, unos flujos de lava traquítica llamados El Pájaro, con una edad de 2,860 ± 30 años antes del presente (Carrasco-Núñez G. et al 2017); y unos flujos piroclásticos que aún están sin definir (Tabla 2.1).

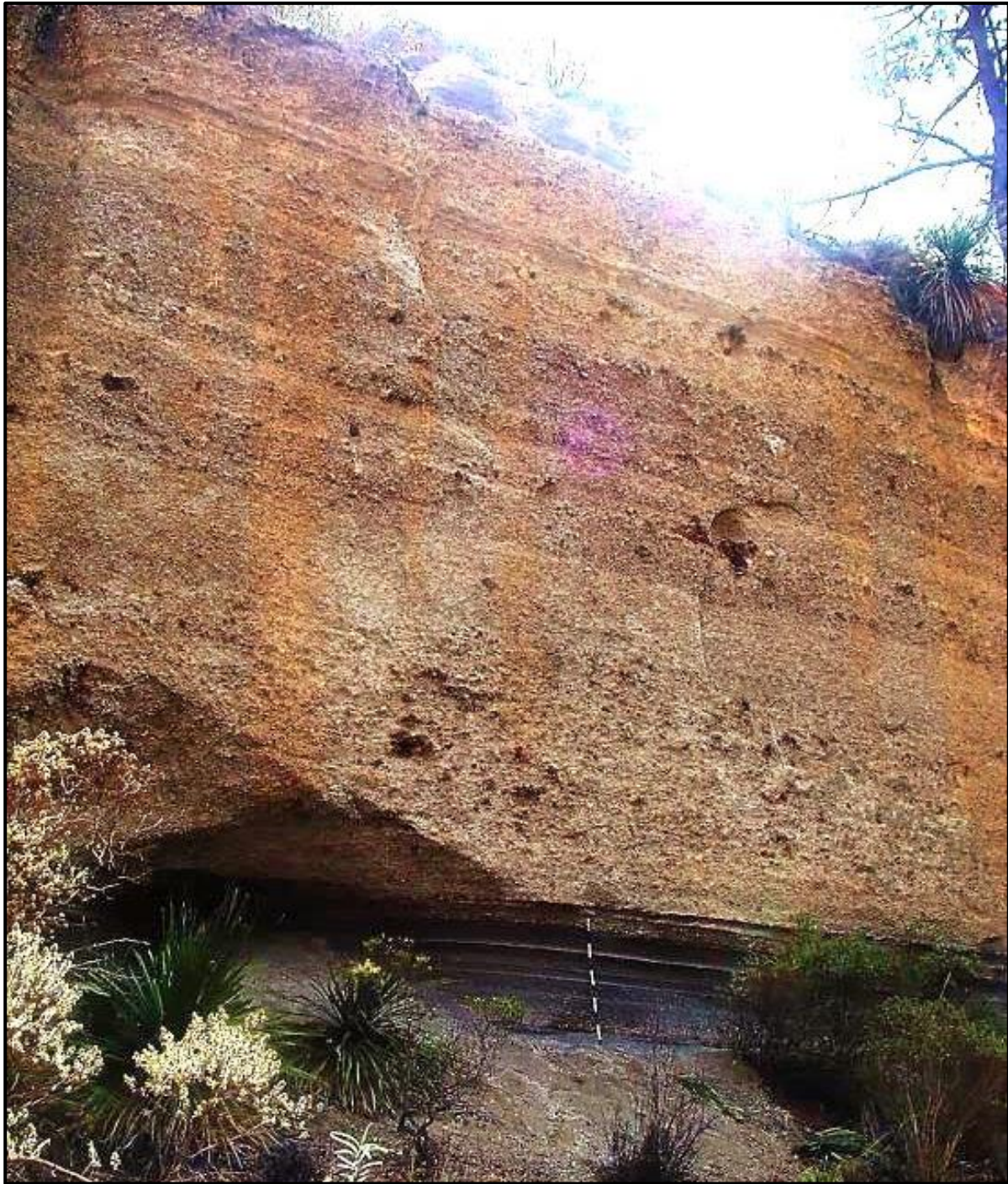
### **2.1.3.- Toba Xoxoctic**

La Toba Xoxoctic fue nombrada y estudiada por primera vez por Ferriz y Mahood en 1984 (Fig. 2.4). Su nombre proviene del náhuatl que se interpreta como “de color verde”. Ellos reportan que esta unidad es una toba de caída de composición dacítica que se caracteriza por el notable color verde olivo claro de su pómez fresca y por la presencia de olivino euhedral de color amarillo de entre 1 y 2 mm. Mencionan que la toba alcanza un espesor máximo de 2.8 m en el centro de la caldera Los Potreros. Por último, mencionan que tiene un volumen aproximado de 0.6 km<sup>3</sup> DRE y una tasa exponencial de decaimiento del espesor para depósitos de caída de  $3.3 \times 10^{-5}$ . Después de eso pasaron casi tres décadas hasta que Willcox en 2012 le dedicó un pequeño fragmento de su trabajo de doctorado. Él la define como un depósito de caída de composición riolítica, dacítica y andesítica, así como una pequeña ignimbrita intra-caldera (Willcox, 2012). Este autor menciona que sobre ella se encuentra el Miembro Texcal al igual que cenizas del Cerro Pizarro, que proporciona una edad no mayor de  $65 \pm 10$  ka. Difiere con el estudio de Ferriz y Mahood (1984) en que la toba tiene una potencia máxima de casi 11 metros en el escarpe Los Potreros y así como también un volumen menor, de 0.34 km<sup>3</sup> DRE (Willcox, 2012).

En su trabajo, Willcox (2012) hace cinco divisiones, X1a-b y X2a-c: la división X1a solo está expuesta al oeste de la caldera Los Potreros y X2a solo dentro de la caldera Los Potreros. La división X2 alcanza ~ 10 m en la pared oriental de la caldera Los Potreros. El Miembro Xoxoctic se distingue por la estratificación paralela distintiva del miembro X1b, la pómez de color café rica en olivino, con cierto grado de mingling (transicional a la escoria) de X2, y la llamativa capa inferior de color pálido (casi sin líticos) de X2c



**Figura 2.5.-** Afloramiento de la Toba Xoxoctic en el escarpe Potrerros, tomada en campo.



## **2.2.- Erupciones y depósitos de origen Pliniano**

### **2.2.1.- Actividad Pliniana**

La actividad volcánica puede ser divididas en dos grandes grupos: efusiva y explosiva. La actividad efusiva está principalmente dominada por derrames de lava en todas sus formas; las cuales pueden ser desde pequeños domos hasta grandes flujos. Por otra parte, el vulcanismo explosivo se da por la fragmentación del magma, lo que genera uno de los fenómenos más asombrosos y destructivos de la naturaleza; enormes cantidades de tefra que se elevan dentro de la atmósfera en forma de columnas eruptivas o que son transportadas lateralmente por corrientes piroclásticas de densidad (PDC's) ya sea en forma de oleadas o flujos piroclásticos.

Existen dos mecanismos diferentes que pueden causar las erupciones explosivas. Las erupciones magmáticas, que son conducidas únicamente por gases que originalmente estaban disueltos en el magma; y la actividad freatomagmática, que se da por erupciones que ocurren cuando el magma interactúa con agua externa (Cashman & Scheu, 2015), ya sean lagos, mares o aguas subterráneas.

Las erupciones magmáticas en la superficie se puede interpretar como el resultado dominante de la presión del magma sobre la carga litostática. Por otra parte, la solidificación de magma en el camino a la superficie es comúnmente debida a la insuficiencia de flotabilidad del magma cuando la carga litostática es mayor que la presión del magma, o por una insuficiente relación canalización/enfoque del magma.

El magma se almacena a presiones entre 100-200 MPa, donde las presiones pueden exceder la carga litostática debido a la fuerza que ejercen las rocas circundantes. La diferencia de presión que impulsa una erupción actúa cuando la fuente de magma está conectada a una región de presión más baja. (Cashman &

Scheu, 2015). Por las leyes de Newton, el desequilibrio de fuerzas hace que el magma se acelere.

Conforme el magma se mueve a presiones más bajas, el agua (el volátil más abundante e importante) pasa de líquido a gas formando burbujas; la pérdida de agua disuelta en el magma fundido o "*melt*" puede provocar la cristalización del magma. El comportamiento de la fase gaseosa determinará en gran medida hasta dónde llegará el magma y cómo lo hará. Si el gas escapa del magma, es más probable que el magma se solidifique para formar una roca intrusiva. Por otro lado, si las burbujas no pueden escapar y se expanden dentro del *melt*, el volumen de magma aumenta al aumentar el volumen de la burbuja y la mezcla se acelera hacia la superficie de la Tierra. Si las burbujas crecen más rápido de lo que se elevan individualmente el magma continuará acelerándose y, finalmente, se fragmentará. Si las burbujas suben a través del magma ascendente, el magma puede alcanzar la superficie sin fragmentarse para formar lava (Cashman & Scheu, 2015). De esta forma, las tasas relativas de crecimiento de burbujas, transporte de magma y pérdida de gas controlan las condiciones de erupción.

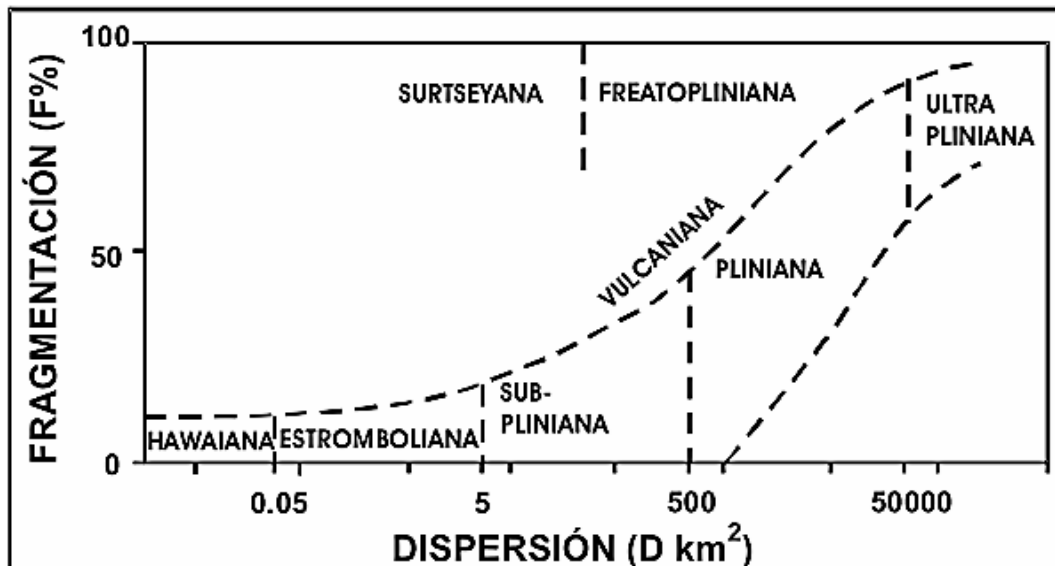
Durante la fragmentación el magma pasa de ser un líquido con burbujas de gas y cristales dispersos dentro de él, a ser un gas con fragmentos sólidos de magma llamados piroclastos en él. De igual manera, durante la fragmentación la energía potencial del magma en expansión se convierte en la energía cinética de la fase gaseosa y los piroclastos individuales, que luego se potencia por la expansión térmica de la mezcla de gas y partículas dentro de la columna eruptiva. Gracias a eso, las características de los piroclastos proporcionan información importante sobre el proceso de fragmentación (Rust & Cashman, 2011). La fragmentación debe explicar tanto las distribuciones de tamaño como las características texturales de los piroclastos.

En 1973, Walker propuso una clasificación de erupciones con base en los índices de fragmentación (F%) y dispersión (D). Donde F % es el porcentaje en peso del depósito más fino que 1 mm, donde es interceptado por la isopaca que representa

el 0.1 de su espesor máximo; y D es el área incluida por la isopaca que representa el .01 de su espesor máximo (Fig. 2.6).

Las partículas creadas por la fragmentación están sujetas a una fragmentación adicional por descompresión continua, estrés térmico, colisiones mecánicas y/o por abrasión. La fragmentación “secundaria” reducirá el tamaño promedio de las partículas, y por lo tanto aumentará la eficiencia de la transferencia de calor hacia la columna volcánica ya su vez la altura (Dufek, Manga, & Patel, 2012). De igual manera, también aumenta la abundancia de cenizas finas ampliamente dispersas que pueden afectar tanto a la aviación civil como a la salud humana, por ejemplo las nubes de fénix o co-ignimbríticas.

Los detalles de los procesos importantes, tanto en la fragmentación como en la evolución posterior a ésta, se conservan en las características físicas de los productos eruptivos (Cashman & Scheu, 2015), por ejemplo grandes piroclastos que continúan expandiéndose después de la fragmentación. Dado que distintos rango de vesicularidad pueden ser generados por una misma erupción, eso que es importante considerar el historial de post fragmentación de las partículas individuales.



**Figura 2.6.-** Clasificación de diferentes tipos de erupciones explosivas con base a los parámetros de dispersión y fragmentación Adaptado de Walker, 1973.

El proceso de fragmentación del magma tiene implicaciones muy importantes para la dinámica de la erupción. Por ejemplo, en las erupciones sostenidas como las Plinianas la superficie de fragmentación muestra un equilibrio entre la velocidad del ascenso del magma y la velocidad de descompresión y fragmentación del magma. Sin embargo los mecanismos de fragmentación no son exclusivos de un único estilo de erupción. Las erupciones Plinianas y Subplinianas pueden incluir un ascenso inicialmente rápido pero esto puede cambiar en respuesta a las diferencias de presión por la deshidratación y el aumento en viscosidad. De esta manera, la estabilidad de las erupciones volcánicas se puede reflejar en las tasas relativas de ascenso del magma y propagación de la descompresión / fragmentación (Cashman & Scheu, 2015).

Las erupciones silíceas se caracterizan principalmente por abundante ceniza fina y cantidades y tamaños variables de clastos de pómez. Las partículas de cenizas incluyen fragmentos de vidrio, cristales rotos y/o micropómez. Los clastos más grandes suelen ser altamente vesiculares, los cuales conservaron su tamaño debido a que la permeabilidad permitió la expansión del gas para escapar durante el momento de la fragmentación (Rust & Cashman, 2011).

La actividad Pliniana es un tipo de actividad explosiva resultado de la fragmentación del magma. En ellas una mezcla de gas y partículas (material juvenil y lítico) se descarga desde una ventila a alta velocidad (entre  $150-600 \text{ ms}^{-1}$ ) (Cashman & Scheu, 2015). Esta mezcla de gas y partículas forma una columna vertical que alcanza alturas de decenas de kilómetros (Cioni, Pistolesi & Rosi, 2015). Después de haber alcanzado su altura máxima, la columna eventualmente se extiende formando una "nube de paraguas", que se mantiene durante kilómetros. Por el contrario, cuando no se logra la flotabilidad de la mezcla, la parte basal de la columna colapsa y forma una nube sostenida de gases calientes y piroclastos, que se dispersan alrededor del volcán

Variaciones en la descarga o en los parámetros que controlan la erupción dinámica como por ejemplo la composición de magma, el contenido volátil, y la geometría del conducto, generalmente ocurren en una escala de tiempo más larga

que los tiempos característicos de los diferentes procesos que dominan el ascenso del magma, la fragmentación del magma y/o desarrollo de la pluma. Esto resulta en una columna eruptiva sostenida, cuasi-estable (Cashman & Scheu, 2015).

La definición anterior no considera la evolución temporal de la erupción, por lo tanto una visión más realista consideraría la compleja sucesión de pulsos volcánicos (Cashman & Scheu, 2015). Los cuales pueden incluir fases eruptivas sostenidas y semi-sostenidas que se alternan y se superponen con explosiones de diferente estilo, intensidad y dinámica.

Las erupciones Plinianas se subdividen en 3 categorías: subplinianas, plinianas y ultraplinianas; las cuales comparten una dinámica eruptiva similar pero diferentes intensidades. El índice de explosividad volcánica (VEI) es un indicador general del carácter explosivo de una erupción (Newhall & Self, 1982), a la que se le puede asignar un VEI en una escala de 0 a 8 (el uso de un VEI negativo se ha propuesto para describir erupciones de pequeña escala). Las erupciones subplinianas y plinianas se caracterizan por tener valores de VEI en el rango de 4-6, mientras que las ultraplinianas rebasan el 7. La tasa de recurrencia es de alrededor de 30 eventos subplinianos y 10 plinianos por siglo (G P L Walker, 1981), que contrastan con la frecuencia de eventos ultraplinianos, con menos de 1 cada 1000 años.

Generalmente las erupciones subplinianas consisten en eventos inestables, caracterizados por fases oscilatorias de corta duración (minutos u horas) con interrupciones que pueden repetirse varias veces durante períodos más largos (días, semanas) (Cashman & Scheu, 2015). Estas dinámicas dan como resultado la formación de pulsos convectivos de duración bastante corta, seguidos frecuentemente por la generación de PDC's de pequeño volumen. Las columnas eruptivas subplinianas no suelen cruzar la tropopausa; en muchos casos, la velocidad vertical de la columna convectiva moderada y la pluma volcánica puede desvanecerse en presencia de fuertes vientos.



## 2.2.2.- Columnas Eruptivas

Las columnas eruptivas o plumas volcánicas, son generadas por una amplia variedad de estilos explosivos de vulcanismo (Carey & Bursik, 2015). En todos los casos, el magma se fragmenta y genera una mezcla de sólidos, gases y, en algunos casos líquidos que salen desde una ventila o boca. Se pueden generar otra clase importante de columnas, las nubes de fénix o coignimbríticas, las cuales se elevan desde la superficie de las corrientes de densidad piroclásticas por la elevación boyante.

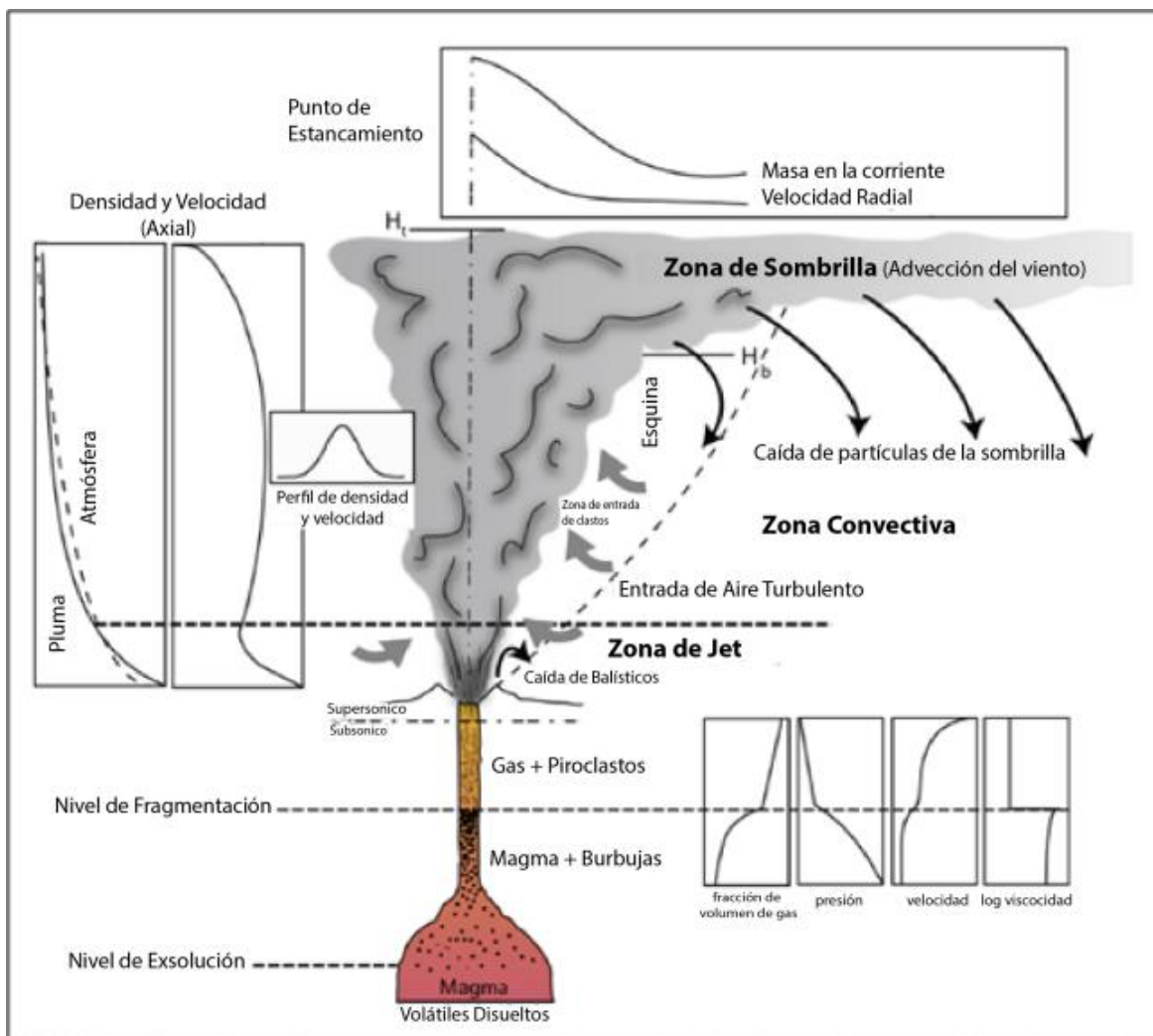
La flotabilidad juega un papel fundamental en el movimiento de la nube y determina cómo interactúa con la atmósfera. Las plumas, que pueden elevarse hasta 40 km sobre la superficie de la Tierra, dispersan partículas y gases sobre grandes áreas mediante el transporte y la caída a través de la atmósfera. Las columnas eruptivas son distorsionadas por el viento, las más grandes y aquellas emitidas en una atmósfera tranquila son capaces de formar una región en forma de sombrilla. En contraste, aquellas columnas débiles que ascienden por flotación y se dispersan en la dirección del viento dominante (Carey & Bursik, 2015)

Este tipo de actividad plantea un riesgo para las poblaciones cercanas por el potencial colapso de techos endeble, la ingestión de partículas y gases que puede producir asfixia, dañar las máquinas y contaminar los depósitos de agua. También es un gran riesgo para la industria de la aviación, como fue el desastre económico causado por la erupción del volcán Eyjafjallajokull en Islandia estimado en \$1700 millones de dólares (US). Este tipo de actividad también puede impactar en el clima terrestre por la inyección de aerosoles en la estratosfera. Por otro lado, las columnas que se colapsan generan mezclas calientes de gases y partículas (corrientes de densidad piroclásticas) que descienden las laderas de un volcán a altas velocidades por gravedad y que pueden ser desastrosas.

Las erupciones de tipo Pliniano generan columnas eruptivas sostenidas (cuasi-sostenidas) las cuales se alimentan mediante la descarga de gas caliente y partículas que se elevan a velocidades de hasta varios cientos de metros por

segundo. A medida que el material sale del conducto, su densidad es mayor que la de la atmósfera circundante, sin embargo el ascenso del material se da como un chorro debido al impulso generado por la despresurización del gas (Carey & Bursik, 2015). Las columnas eruptivas se pueden dividir en 3 diferentes secciones: la zona de jet o chorro, la zona convectiva y la zona de paraguas o sombrilla (R. Sparks, 1986) (Fig. 2.7).

La **zona de jet** o chorro normalmente se extiende varios kilómetros por encima del conducto, en la mayoría de las columnas constituye menos del 10% de la altura total de la columna (Wilson, Sparks, Huang, & Watkins, 1978) (Fig. 2.7). Ésta se caracteriza por un flujo altamente turbulento. Durante esta etapa, la



**Figura 2.7.-** Esquema general de los regímenes eruptivos para una columna fuerte y la variación de los parámetros físicos durante las erupciones plinianas. Adaptado de Cioni, Pistolesi & Rosi, 2015.



mezcla desacelera rápidamente a medida que interactúa con la atmósfera y arrastra el aire, que se introduce en la región de empuje por el desarrollo de remolinos turbulentos a lo largo de los márgenes de la pluma. El aire se calienta y la expansión produce una disminución en la densidad de la pluma con la altura hasta que, con el tiempo, la flotabilidad se vuelve dominante (Carey & Bursik, 2015).

En esta región de la columna los clastos más grandes son acelerados por el gas para después seguir trayectorias balísticas que se ven débilmente influidas por el movimiento de los gases desacelerando a su alrededor. Los balísticos pueden abandonar la columna por completo si su ángulo con respecto al eje vertical de la columna es lo suficientemente grande. Solo los grandes clastos (decenas de centímetros) siguen verdaderas trayectorias balísticas. El rango de tales clastos está determinado por su velocidad inicial, ángulo de eyección, tamaño y densidad (Wilson, 1972). Dichos balísticos proporcionan información importante sobre las velocidades de salida del gas y las presiones de explosión (Wilson, 1976) pero no sobre alturas de columna e intensidades de erupción pues su comportamiento está determinado por procesos en la base misma de la columna.

Durante la **zona convectiva** se produce una transición crítica cuando la densidad de la columna es menor que la de la atmósfera circundante (Fig. 2.7). Las fuerzas que impulsan el movimiento de la pluma pasan a ser dominadas por la rápida expansión del aire y la flotabilidad. Esta fase convectiva representa una gran parte del "tronco" de la columna y puede extenderse hasta decenas de kilómetros en la atmósfera. El ancho de la pluma aumenta progresivamente con la altura a medida que aumenta el arrastre de aire y se agrega continuamente al flujo de masa (Carey & Bursik, 2015). Las velocidades verticales son del orden de decenas a cientos de metros por segundo, estas velocidades son suficientes para soportar tamaños del orden de centímetros. Los modelos predicen que la velocidad de salida juega un papel fundamental en la estructura de la pluma resultante.

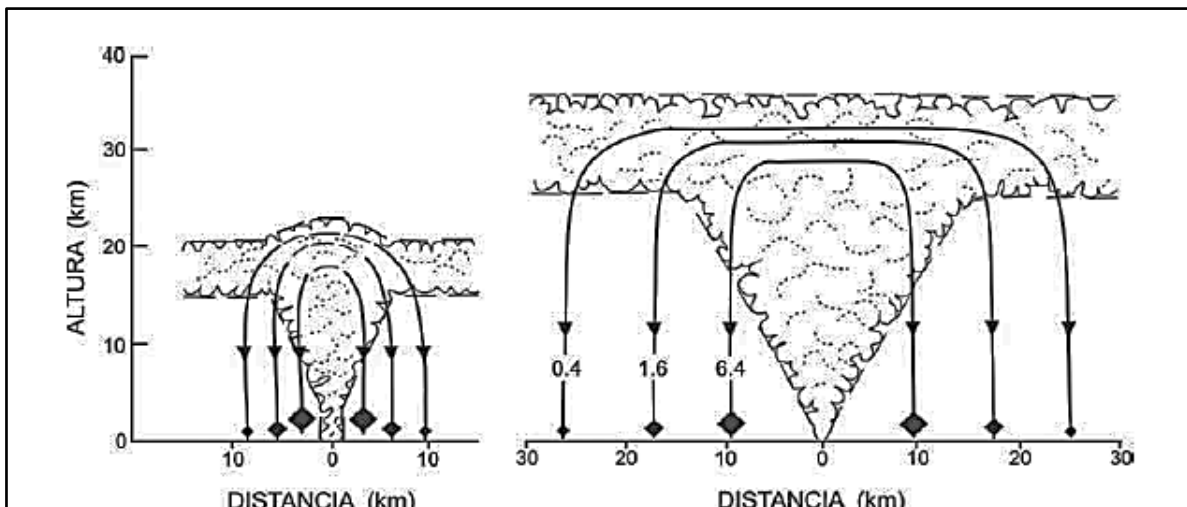
La velocidad de la columna disminuye constantemente con la altura. Según Sparks (1986) en gran parte de la altura de una columna, la velocidad media en el eje central disminuye de forma aproximadamente lineal con la altura. La desviación significativa de una disminución lineal solo ocurre en las partes inferior y superior de una columna. Las velocidades de convección a una altura determinada también aumentan sistemáticamente con la velocidad de descarga del magma y, por lo tanto, con la altura total de la columna. Simulaciones numéricas sugieren que la eficiencia del arrastre varía significativamente con la altura en la pluma. En el área justo arriba de la boca, el arrastre está controlado por la estructura de chorro de la zona de jet (R. Sparks, 1986) (Fig. 2.7). Lejos de la boca, en las partes superiores de la pluma, la eficiencia de arrastre es más alta en las áreas donde se desarrollan grandes remolinos turbulentos cuando la pluma es positivamente flotante (Carey & Bursik, 2015). Las velocidades de convección dentro de las columnas suelen ser lo suficientemente grandes como para que la mayoría de los clastos lleguen hasta la parte superior de la región de convección. Sin embargo, algunos clastos llegarán al borde de la columna donde las velocidades verticales son pequeñas y caerán (S Carey & Sparks, 1986).

Eventualmente la fase convectiva de una pluma volcánica alcanzará un nivel donde las densidades tanto de la columna como de la atmósfera circundante son prácticamente las mismas, ya que la atmósfera de la Tierra disminuye en densidad con la altura (Carey & Bursik, 2015). En este punto de nivel de flotabilidad neutra ( $H_b$  por las siglas en inglés de altura de flotabilidad), ésta ya no es la fuerza motriz principal. Sin embargo, la pluma alcanza un nivel más alto ( $H_t$  por las siglas en inglés de altura total) debido a la inercia que lleva cuando alcanza el nivel  $H_b$ . Entre  $H_b$  y  $H_t$ , el material se extiende lateralmente como una corriente de gravedad para formar una gran intrusión en forma de hongo en la atmósfera conocida como la **zona de sombrilla** (S Carey & Sparks, 1986; Wilson, 1976) (Fig. 2.7).

Un clasto que alcanza el nivel de ancho máximo que lo soporta caerá, pero también se distribuirá lateralmente por las velocidades radiales causadas por la expansión de la región de sombrilla (S Carey & Sparks, 1986). Eventualmente, la influencia de la dispersión gravitacional disminuirá, y la pluma estará sujeta a la dinámica de los vientos atmosféricos. El punto de transición, en términos de distancia de la fuente, depende fuertemente de la tasa de erupción de masa del evento (Carey & Bursik, 2015) (Fig. 2.8).

Una vez que se genera una pluma volcánica, comenzará a distorsionar su estructura por el flujo predominantemente horizontal en la atmósfera y transportará material en la misma dirección. Es importante remarcar que las erupciones explosivas son capaces de crear plumas que varían en varios órdenes de magnitud. Por un lado erupciones pequeñas con tasas de descarga que producen plumas que se elevan escasos kilómetros de altura y forman pequeños patrones de dispersión en favor del viento. En contraste, se pueden generar plumas de varias decenas de altura con grandes áreas de dispersión.

En condiciones de viento moderado o sin vientos, la columna es aproximadamente simétrica y parámetros como la densidad y la velocidad son máximas a lo largo del

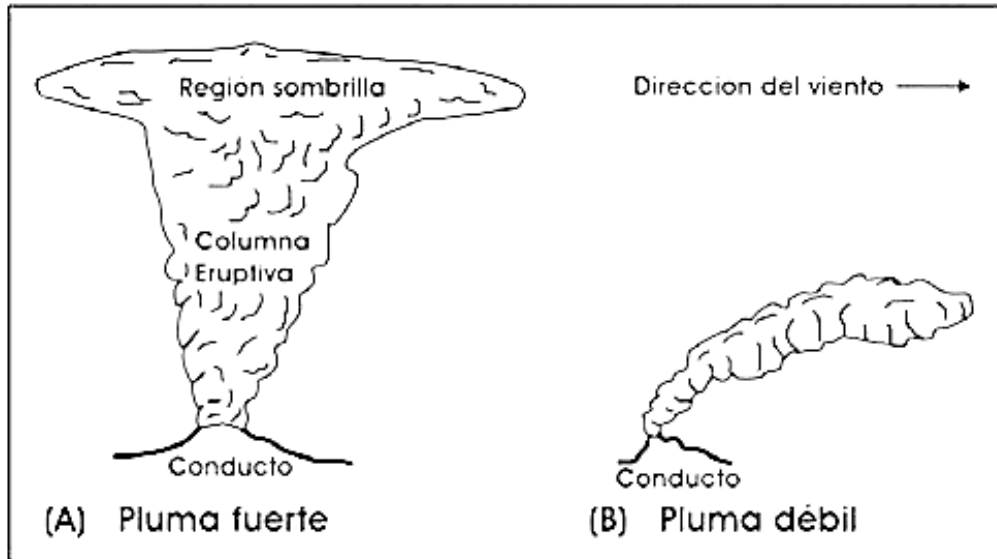


**Figura 2.8.-** Variación en la trayectoria de los clastos de la zona de sombrilla para distintas columnas Plinianas; el tamaño de clastos es dado en centímetros. Adaptado de Carey y Sparks, 1986.

eje central, la disminución lateral de estos parámetros se puede aproximar mediante una función gaussiana. Por otra parte, vientos fuertes pueden producir una forma de pluma alargada en dirección de sotavento. La ocurrencia de corrientes en chorro a gran escala resulta en una fuerte distorsión lateral de la parte alta de las plumas. Debido a sus tasas de flujo más bajas, las columnas subplinianas están más influenciadas por los vientos, produciendo depósitos largos, estrechos y a menudo asimétricos.

La diferencia entre las plumas débiles y fuertes se puede expresar en términos de la relación entre la velocidad horizontal del viento y la velocidad vertical hacia arriba de la pluma (Fig. 2.9). La pluma débil, para la cual esta proporción es grande ( $> 1$ ), se ve muy afectada por el viento, adoptando una forma doblada característica, parecida a una pluma de chimenea industrial sin una región distintiva de paraguas. En el caso de plumas débiles, una columna de erupción vertical no puede desarrollarse. La pluma no solo está doblada por el viento, sino que también se mezcla con la atmósfera a medida que avanza. Este arrastre da como resultado una altura total de la pluma más baja para una tasa de erupción en masa dada a medida que aumenta la velocidad del viento debido a la dilución más rápida de la energía térmica de la pluma por el aire arrastrado. En general, para columnas con una altura  $> 20$  km, los valores típicos de la velocidad del viento no pueden afectar sustancialmente la elevación de la pluma.

Si se dan las condiciones necesarias entre tasa de descarga y vientos, la pluma puede ser transportada a lo largo de campo de viento. A medida que la pluma se propaga a sotavento, su velocidad se aproxima a la velocidad del viento, a la par va perdiendo piroclastos y la propagación impulsada por la gravedad se debilita. A mayores distancias, el viento domina completamente el movimiento de la pluma. Los esfuerzos de corte en las interfaces superior e inferior entre pluma y la atmósfera, más la entrada directa de aire atmosférico dan como resultado el transporte a sotavento a la velocidad del viento. En resumen, conforme la nube se extiende lejos de la fuente se diluye por el aire que entra y la sedimentación de partículas, por lo que se produce una transición a un régimen de transporte pasivo,



**Figura 2.9.-** Ilustración esquemática de plumas eruptivas generadas de un conducto volcánico. A) erupción de una pluma fuerte. B) Erupción de una pluma débil bajo condiciones de viento. (Modificada de Carey y Bursik, 2000)

que está dominado por la el viento y la turbulencia atmosférica. La distancia a la que se produce esta transición dependerá de la tasa de flujo volumétrico en el nivel de flotabilidad neutral.

La velocidad a la cual sedimentan las partículas es muy compleja de estimar, pues está en función del tamaño, la densidad y la forma de las partículas, así mismo tiene un control primario sobre el tiempo de residencia de la tefra en la atmósfera. Por simplicidad, comúnmente se supone que las partículas de tefra en columnas y nubes se asientan según su velocidad terminal. Sin embargo, debido a que las partículas de tefra no son esféricas ni regulares, el coeficiente de fricción no solo depende de su forma sino también de su orientación, que varía debido a la rotación y caída de las partículas. Esto hace que sea tan complejo calcular la velocidad terminal de las partículas de tefra y, por lo tanto, de modelar la sedimentación de tefra con precisión.

La agregación de partículas es un proceso fundamental, ya que al menos el 30% de la masa eruptiva total de la mayoría de las erupciones silíceas consiste en cenizas finas. Este proceso controla la dispersión y sedimentación de las cenizas con un diámetro <100 mm y reduce su tiempo de residencia atmosférica. La

escala de tiempo de la agregación de partículas es corta, y las partículas colisionan y se agrupan debido a complejos procesos en presencia de capas líquidas, fuerzas electrostáticas, enclavamiento mecánico, minerales secundarios, turbulencia y/o diferencias en las velocidades de sedimentación.

Dependiendo del contenido de agua, la agregación de partículas resulta en la formación de agregados (clúster) de partículas (incluidos clúster de cenizas y partículas recubiertas) o pellets acrecionales (incluidos pellets mal estructurados, pellets con estructuras concéntricas y pellets líquidos). El agua en las nubes volcánicas se origina principalmente de los volátiles en el magma (0-6% en peso), por arrastre del aire húmedo de la troposfera inferior y por interacción con fuentes de agua externa (por ejemplo, océano, lagos, aguas subterráneas, glaciares). La agregación húmeda depende de la relación entre el tiempo de residencia de partículas agregadas dentro de la región de la nube donde existe agua líquida y el tiempo requerido para que se formen los agregados. Sin embargo, tanto la agregación seca como la húmeda pueden ocurrir durante el mismo evento volcánico con agregados de cenizas electrostáticas que se forman extremadamente rápido. Las condiciones secas promueven la agregación selectiva de tamaños para la fracción inferior a 63  $\mu\text{m}$ , mientras que las condiciones húmedas también permiten la eliminación de partículas milimétricas. De hecho, no todas las partículas que colisionan se adherirán y la probabilidad de adherencia disminuirá con el tamaño de partícula.

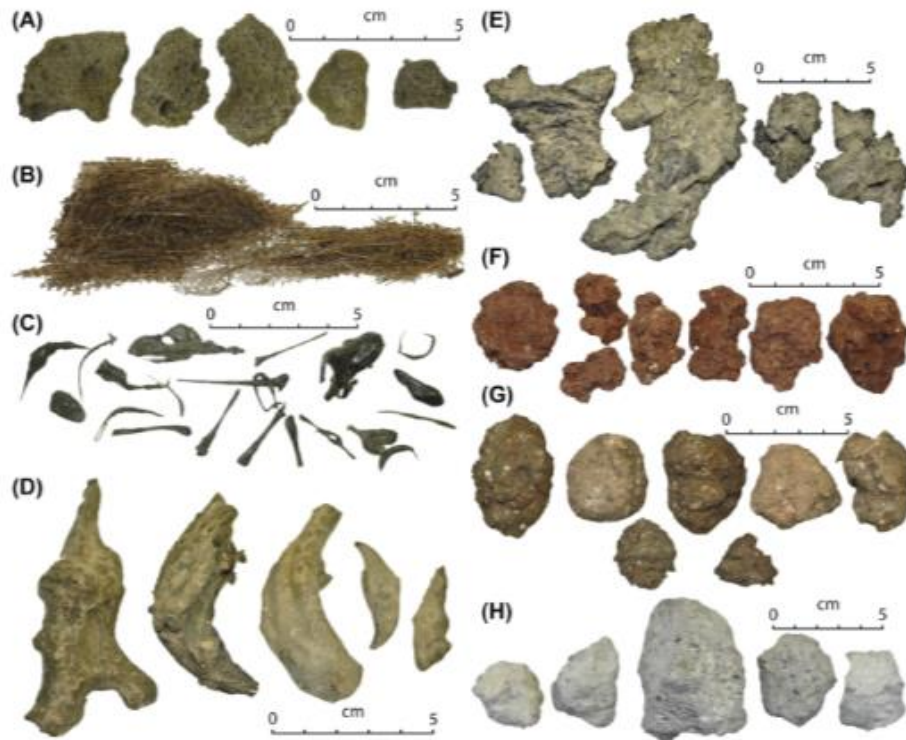
### **2.2.3.- Productos y Depósitos De Origen Pliniano**

Las erupciones explosivas de tipo pliniano inyectan en la atmósfera grandes cantidades de gases y partículas de diversos tamaños y formas, en conjunto conocidos como tefra.

La tefra consiste de diferentes componentes con densidad variable de partículas juveniles (magma fresco) y líticos (roca de pared). Estos componentes puede variar en tamaño; de bloques y bombas del tamaño de un metro, los cuales son expulsados de la ventila de forma balística cayendo cerca de la fuente, a

partículas de tamaño micrométrico, que pueden ser transportadas por los vientos atmosféricos a escala continental o global. Las partículas de tefra pueden sedimentarse individualmente, pueden agruparse en varios tipos diferentes de agregados, o pueden quedar atrapadas dentro de las inestabilidades de sedimentación y, dependiendo de sus tamaños, representan diferentes amenazas. En particular, el impacto de los bloques balísticos y las bombas (>64 mm) puede dañar significativamente la infraestructura cerca de la ventila; la acumulación de lapilli (2-64 mm) y cenizas (<2 mm) puede causar un amplio rango de daños a comunidades y ecosistemas, mientras que las cenizas finas (<63  $\mu\text{m}$ ) pueden poner en peligro la aviación civil y las partículas más finas como PM10 y PM2.5 pueden amenazar la salud humana (Houghton & Carey, 2015).

Los juveniles generalmente muestran pequeños cambios en vesicularidad y textura (morfología, forma de la vesícula, contenido de cristal), lo que contrasta con la mayor variabilidad que a menudo se observa en los productos de carácter subpliniano (Fig. 2.10). El volumen de vesicularidad varía en promedio entre 65 y



**Figura 2.10.-** Ejemplos de morfologías de piroclastos juveniles: (A) Reticulita, (B) Pelo de Pele, (C) Lágrimas de Pele, (D) Clastos fusiformes, (E) Lapilli de transición (fluidos con exteriores irregulares), (F) Escoria, (G) Lapilli esférico denso, y (H) Pómez. Tomado de Houghton & Carey, 2015

85% en plinianas y de 10 a 80% en subplinianas, la cual puede variar a lo largo de la secuencia de la erupción por las variaciones en M.D.R. y la dinámica de la erupción (Cioni, Pistolesi & Rosi, 2015). La expulsión simultánea de juveniles con vesicularidad variable puede ser generada por diversas causas: la presencia de gradientes físicos en el magma ascendente en comparación con las erupciones plinianas; la naturaleza pulsátil de las erupciones subplinianas; la descompresión rápida de paquetes de magma rico en volátiles puede desencadenar la fragmentación del magma desgasificado que aún reside en el conducto.

Por otro lado, los líticos son más abundantes en las erupciones plinianas que en las subplinianas, lo que refleja una erosión más efectiva del sistema conducto/cráter. Las variaciones en la composición y la abundancia relativa de fragmentos líticos durante la erupción también pueden proporcionar información sobre la evolución, el colapso y la limpieza del conducto (Cioni, Pistolesi & Rosi, 2015). El estudio de los fragmentos líticos derivados de la cámara magmática como las rocas co-magmáticas también puede proporcionar pistas sobre la posición de la cámara de magma y los sistemas hidrotermales. Los fuertes aumentos de fragmentos de rocas que albergan acuíferos regionales también pueden sugerir actividad freatomagmática

La actividad pliniana genera depósitos de caída resultado de la sedimentación en el suelo del material proveniente de la pluma volcánica, formando capas cual láminas dispersas en grandes áreas. Debido a su amplia dispersión, los depósitos plinianos representan excelentes marcadores isócronos para las correlaciones estratigráficas (Rosi, 1996). De igual modo, su estudio puede ser utilizado con éxito para la reconstrucción de la dinámica eruptiva y la evaluación de parámetros eruptivos como volumen, MDR, altura de columna, etc. (Cioni, Pistolesi & Rosi, 2015). Mapas de isopletas e isopacas, así como el estudio de los productos en términos de tamaño de grano, componentes, densidad, composición y características de textura de los clastos juveniles representan pasos fundamentales para describir y cuantificar la dinámica de la erupción.



Muchas columnas convectivas plinianas permanecen sostenidas y estables durante varias horas, produciendo depósitos relativamente uniformes y gruesos; sin embargo, bajo ciertas condiciones, las columnas se vuelven inestables y colapsan para formar PDC's o se someten a ciclos repetidos de cese y reanudación (Rosi, 1996). Tal comportamiento hace más complejas las características de estratificación, selección y gradación de los depósitos resultantes, y se pueden intercalar con los distintos depósitos generados por PDC's.

La dinámica de la pluma volcánica y la dirección y magnitud del viento al momento de la erupción controlan la dispersión de tefra. La dispersión asimétrica de los depósitos (depósitos multilobulados) puede ser el resultado de direcciones variables del viento a diferentes altitudes durante una erupción prolongada sostenida caracterizada por un cambio progresivo en la MDR. En caso de vientos débiles o escasos (más comúnmente corresponden a erupciones en los trópicos), el depósito tiene una dispersión simétrica alrededor de la boca de la erupción (Cioni, Pistolesi & Rosi, 2015).

La distribución del tamaño de grano de las muestras de depósitos plinianos suele ser de carácter polimodal. Esto está en parte relacionado con la precipitación de clastos con diferente densidad pero velocidad de caída aproximadamente equivalente (Cioni, Pistolesi & Rosi, 2015).

La tasa de disminución del espesor del depósito lejos de la fuente revela características de la dinámica de la erupción. Estos patrones se pueden describir de varias maneras como diagramas de espesor-área, por segmentos exponenciales múltiples, o por leyes de potencia o distribuciones de Weibull (C. Bonadonna & Costa, 2012; C. Bonadonna & Houghton, 2005; Pyle, 1989)

Los depósitos proximales, normalmente dentro de 5-10 km de la fuente, resultan de la acumulación rápida de material grueso de la región de chorro y de los márgenes de la columna convectiva, hasta la esquina de la región del paraguas. Debido a la dependencia directa de la posición de la esquina en la altura de la

columna, esta región puede extenderse hasta 20 km de la ventila (R. Sparks, 1986). Los balísticos generalmente se dispersan dentro de 4-5 km del cráter. La preservación de estos depósitos varía con la distancia, a menudo es muy pobre en los primeros kilómetros debido a la pendiente de los edificios volcánicos, la aparición de colapso de caldera y/o por la erosión causada por PDC's (Cioni, Pistolesi & Rosi, 2015). Los depósitos muy proximales (100-200 m) rara vez se conservan.

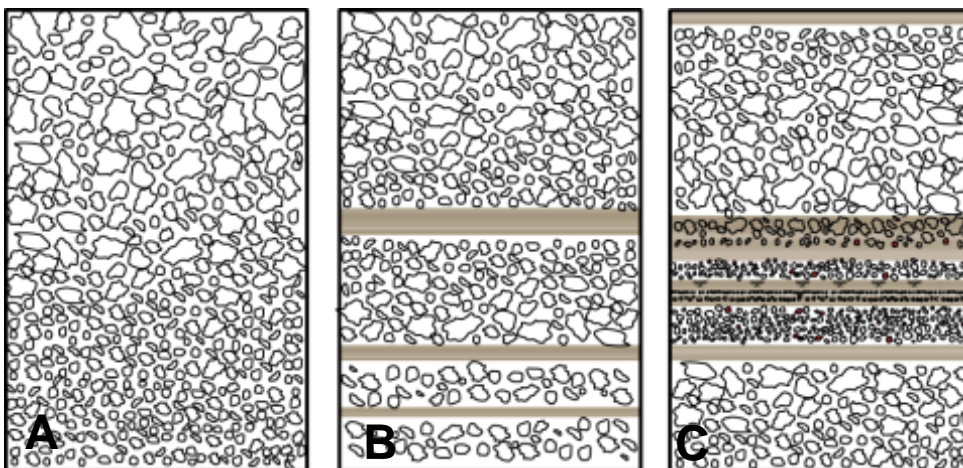
Los depósitos desde 5 y hasta 40-50 km, dependiendo del tamaño de la erupción y la fuerza del viento, generalmente son los productos mejor conservados. Estos depósitos mediales están representados por las clásicas camas de lapilli rica en pómez bien seleccionada. Estos depósitos se pueden clasificar según su proceso de origen en tres categorías principales: Simple, Simple-Estratificado y Múltiple (Rosi, 1996) (Fig. 2.11):

- **Simple:** Los depósitos plinianos simples son la variedad más típica y resultan de la acumulación de pómez, líticos y cristales libres que caen de las columnas convectivas que permanecen estables durante varias horas (Fig. 2.11). Los depósitos no están estratificados y comúnmente muestran una clasificación de tamaño inverso, producida por el aumento gradual de la altura de la columna a medida que aumenta el flujo de masa en respuesta al ensanchamiento del conducto. A excepción de la variación del tamaño de grano con la distancia, características como la composición, el tipo de líticos y la gradación vertical, permanecen constantes entre los afloramientos y por lo tanto se pueden usar con fines de correlación.
- **Simple-Estratificado:** Los depósitos plinianos de estratificación simple consisten en diferentes capas de caída separadas por saltos granulométricos o la interposición de otro tipo de depósitos piroclásticos (PDC's) (Fig. 2.11). Sin embargo, toda la secuencia todavía puede considerarse como el producto de una sola columna eruptiva que experimenta fases alternas de convección y colapso. La gradación inversa

a veces está presente, pero también puede haber gradación normal o ausencia de ella. Este tipo de depósito tiene dos características distintivas: (1) a distancias comparables de la fuente, muestra características de estratificación similares con los espesores de caída individuales variando en la misma proporción en diferentes secciones; y (2) las divisiones entre facies tienden a desaparecer de la fuente y con la pendiente hacia un depósito de caída de pliniano no estratificado.

Una categoría especial de este grupo está representada por una selección relativamente pobre, los cuales parecen estar asociados con columnas cuyas plumas oscilan frecuentemente en altura debido a las variaciones de la tasa de descarga o al colapso parcial de la columna. Tales oscilaciones resultan en el emplazamiento de capas delgadas con un tamaño de grano contrastante. Las caídas individuales de piroclastos más gruesos y finos pueden, sin embargo, ser demasiado pequeñas para permitir la formación de capas discretas, produciendo en cambio camas moderadamente clasificadas con alineaciones brutas de clastos más gruesos.

- **Múltiple:** Los depósitos plinianos múltiples son el resultado de la yuxtaposición de diferentes capas de caída producidas por columnas plinianas discretas que hicieron erupción en intervalos de días o meses (Fig. 2.11). Como resultado de estos intervalos, las capas se depositan bajo diferentes condiciones atmosféricas y tienen distribuciones distintas. Cerca



**Figura 1.11.-** Ejemplo de Estratigrafía interna de unidades medias de actividad pliniana; A) Simple, B) Simple-Estratificado, C) Múltiple. Creación Propia

de la fuente, las capas de caída a menudo están separadas por gruesas unidades volcánicas. La clasificación inversa dentro de las capas individuales no es tan común como en las capas plinianas simples. Más allá de los límites alcanzados por oleadas y flujos piroclásticos, las facies de caída individuales se distinguen por saltos granulométricos, la superposición de capas de cenizas y cambios en la naturaleza y proporción relativa de los componentes; sin embargo, generalmente carecen de material retrabajado o meteorizado intermedio que indique interrupciones de tiempo. En algunos casos, los contactos entre las capas contiguas son graduales y la distinción de las diferentes capas no es obvia. Estos depósitos tienden a ocurrir en áreas más amplias que las capas simples y estratificadas, para distinguir estos de los otros tipos, los espesores de caída (isopacas) y las medidas máximas de los tamaños de clastos (isopleas) de la caída múltiple deben realizarse capa por capa.

Los depósitos distales de las erupciones plinianas, a más de 50 km y hasta cientos de kilómetros desde la fuente, están representados por capas que van de lapilli fino a ceniza gruesa, lo cuales lentamente se adelgazan en finas capas de escasos milímetros de espesor. Su conservación en el registro geológico se ve obstaculizada por su fácil retrabajo por el viento, la erosión por el agua o la incorporación al suelo. La precipitación y la sedimentación de las cenizas distales se controlan de forma variable por agregación; es común encontrar variaciones locales de espesor relacionadas con las diferencias en la eficiencia de agregación en la nube de cenizas. La ceniza tiende a formar depósitos no compactados, los cuales se compactan progresivamente a causa de la lluvia o la nieve, en algunos casos como la erupción Quizapu en Chile en 1932, el grosor distal casi se redujo a la mitad en comparación con los datos recopilados un año después de la erupción, mientras que este efecto fue insignificante para los depósitos medianos más gruesos (Hildreth & Drake, 1992) .

Las nubes eruptivas subplinianas tienden a inyectar menos material en la estratosfera, si es que alcanzan a hacerlo. La sedimentación de la tefra es principalmente controlado por vientos de bajo nivel típicamente débiles. Además, los eventos subplinianos también muestran velocidades verticales más bajas que sus contrapartes plinianas, de modo que tanto la zona de sombrilla como las regiones verticales de la columna son más propensas a la deformación en presencia de fuertes vientos. Las erupciones subplinianas a menudo consisten en pulsos múltiples, cuyos depósitos consisten en varias capas de caída, cada una caracterizada por su propio eje de dispersión, lo que conduce a complejas arquitecturas. Por lo general, están estratificadas de forma deficiente debido a las alteraciones en el tamaño de los granos. En comparación con los eventos plinianos, los depósitos subplinianos tienden a ser más delgados y de grano más fino en los sitios medios y muestran una mayor variabilidad en los componentes juveniles.

Los PDC's durante la actividad plinianas suelen ser generados por ciclos repetidos de colapso parcial o total de la mezcla en erupción; mezcla heterogénea de partículas volcánicas y gas a alta temperatura que fluyen a través de los flancos del volcán impulsados por la gravedad. Más allá del límite alcanzado por estos depósitos, los eventos de colapso de columna se registran como lechos de grano más fino relacionados con la sedimentación de la columna convectiva coexistente. La coexistencia de regímenes boyantes y de colapso en la misma erupción puede dar como resultado características sedimentológicas atípicas de los depósitos de caída. Si las tasas de sedimentación de caída y PDC son similares, se forman depósitos mal clasificados en los que coexisten materiales gruesos y finos, que a veces muestran características híbridas de tipo caída/flujo. Si prevalece la sedimentación del material de precipitación, se forma un depósito pobremente clasificado, que varía desde un lecho grueso que contiene una cantidad anómala de ceniza, hasta un lecho grueso en el que los fragmentos gruesos están completamente cubiertos por una pátina de ceniza muy fina. Por el contrario, si domina la sedimentación de la nube de PDC, se forma un depósito de flujo rico en

cenizas pobremente clasificado, que contiene fragmentos angulares gruesos dispersos por sedimentación.

#### **2.2.4.- Parámetros Eruptivos**

Durante las últimas décadas, se han desarrollado diversos modelos, con diferentes enfoques y propósitos. Independientemente del enfoque utilizado, el modelado de la dispersión de tefra requiere la caracterización de parámetros eruptivos de la fuente (E.S.P. por sus siglas en inglés). Algunos de estos parámetros son magnitud, intensidad, altura de columna, volumen, M.D.R., duración de la erupción, distribución total del tamaño de grano, la tasa de masa eruptiva, entre otros.

Las estrategias para cuantificar estos parámetros físicos pueden diferir tanto si se estiman en tiempo real como a posteriori. La definición de ESP a posteriori se basa en el estudio detallado de los depósitos de tefra. También proporcionan funciones de probabilidad para escenarios de actividad seleccionados tanto para evaluaciones de riesgos, simulaciones preliminares en tiempo real del pronóstico de dispersión cuando no hay datos disponibles en tiempo real o el modelado de erupciones pasadas.

A continuación un breve resumen de los principales parámetros eruptivos utilizados en el modelado y caracterización erupciones plinianas

- **Isopacas:** Para la mayoría de las erupciones, la geometría de los depósitos, la magnitud de la erupción y la intensidad se estiman comúnmente al restringir la tasa de cambio del espesor de la tefra (masa por unidad de área) a lo largo de todo un depósito bien preservado mediante el contorno de los datos de grosor / masa para crear un mapa isopacas. Los contornos del mapa se representan típicamente en un gráfico semi-logarítmico de grosor ( $t$ ) frente a la raíz cuadrada del área de isopaca ( $\sqrt{A}$ ) (Judy Fierstein & Nathenson, 1992; Pyle, 1989, 1995). Si los datos pueden ajustarse mediante relaciones en línea recta y adelgazamiento exponencial en una gráfica de grosor versus distancia, entonces el



adelgazamiento se puede caracterizar por medias distancias, la distancia requerida para que el depósito se adelgace por un factor de 2. Estas medias distancias se pueden medir a para calcular el parámetro  $bt$ , "media distancia de espesor". El  $bt$  se calcula a partir de la fórmula:  $bt \frac{1}{4} (\ln 2) / (kp^{1/2})$  donde  $k$  es la pendiente de la gráfica de  $\ln(t)$  versus  $(\sqrt{A})$ .

- **Volumen (área):** En la literatura se describen varios métodos para calcular el volumen de un depósito de caída. A partir del criterio de la disminución exponencial de los espesores hacia las zonas distales, varios autores han desarrollado diferentes métodos para el cálculo del volumen de estos depósitos. Rose et al. (1973) fueron los primeros en usar escalas logarítmicas de espesor vs área. En este método se calcula el volumen total resolviendo la ecuación  $V = \int A(t) dt$ . En donde  $A$  es el área cubierta por cada isopaca y  $t$  es el espesor. Más tarde Sarna-Wojcicki (1981) y Froggatt (1982) propusieron el método de la regla trapezoidal. Este consiste en una integración numérica para calcular el área bajo la curva resultante de graficar el área en  $km^2$  ocupada por cada isopaca, contra el espesor en  $cm$ . Pyle (1989) usó por primera vez una escala combinada log espesor vs  $A^{1/2}$ , simplificando de manera considerable el cálculo del volumen, evitando en cierto modo la inexactitud al momento de extrapolar e interpolar.

Fierstein y Nathenson (1992) y Pyle (1995) propusieron modificaciones al método de Pyle (1989), modificando el uso de las fórmulas para el cálculo del volumen. De acuerdo ambos, el espesor de un depósito de caída disminuye exponencialmente con la distancia de acuerdo a la fórmula:  $T = T_{max} \exp(-k \cdot A^{1/2})$ . Por lo tanto, al conocer a  $T$  en cada distancia, se extrapola el valor del espesor máximo de la isopaca, esos valores se utilizan en la ecuación  $V = 2 \cdot T_{max} / k^2$  para obtener el volumen "V" (Judy Fierstein & Nathenson, 1992; Pyle, 1989, 1995).

- **Isopletas:** Todos los depósitos de caída decaen en el tamaño del grano a medida que aumenta la distancia de la ventila. El tamaño máximo de partícula es el parámetro elegido para muchos propósitos. Se han utilizado muchas estrategias diferentes de medición y promediación (Costanza Bonadonna et al., 2013). Estos incluyen elecciones del elipsoide mínimo o máximo, y promedios de solo los ejes más largos, o los tres, de los 3, 5, 10, 20 o hasta 100 clastos más grandes en cualquier exposición, y muestreos ya sea por un tiempo y volumen indefinido, o solo sobre un área específica (0.1, 0.5, 1 m<sup>2</sup>), entre otras. Los datos resultantes se trazan como mapas isopletas. La gran diferencia en densidad entre los juveniles y los líticos significa que son aerodinámicamente no equivalente, por lo que los tamaños máximos de juveniles (Pómez Máxima (PM)) y de líticos (Lítico Máximo (ML)) se miden típicamente por separado. Los datos de MP y ML se utilizan para estimar la altura de los penachos de erupción y los flujos de masa (S Carey & Sparks, 1986), empíricamente calibrados por datos de erupciones bien observadas.
- **Altura de Columna:** Las alturas de las columnas de erupciones pasadas se han determinado típicamente en base a modelos semi-empíricos y estrategias de inversión analítica. En particular, los modelos semi-empíricos se basan en la distribución de los clastos más grandes alrededor de la ventila y, por lo tanto, se ven afectados por la incertidumbre asociada con la selección y el promedio de los clastos. Existen varios métodos en la literatura que describen el cálculo de la altura de la columna eruptiva (S Carey & Sparks, 1986; Wilson et al., 1978), cada uno de ellos requieren el conocimiento de distintos parámetros o datos de campo.

El modelo propuesto por Wilson et al. (1978) sugiere que la altura de la columna (H) pueda ser expresada en términos de la energía total que se requiere para que el material sea inyectado en la atmósfera, según la relación  $H=8.2Q^{0.25}$ , donde  $Q=Bu\pi r^2s(T-Ta)F$  es la velocidad de producción de la energía térmica (watt), B, u, s, T y Ta son la densidad, velocidad,

densidad del gas en la región de empuje, temperatura del fluido en erupción y temperatura del magma enfriándose, respectivamente; mientras que  $r$  es el radio del cráter y  $F$  es el factor de eficiencia del calor utilizado ( $\sim 1$  en condiciones plinianas y subplinianas)

El método de Carey y Sparks (1986) permite determinar la altura de la columna al considerar la fuerza del viento a través del análisis de la forma de las isopletras de los líticos. El método considera que las partículas en una pluma volcánica de un determinado diámetro y densidad pueden ser representadas por curvas de isodensidad, donde la velocidad terminal de un clasto único de un diámetro específico corresponde a la velocidad vertical en estado estacionario.

- **Tasa de descarga (intensidad):** La tasa de descarga de masa (MDR) o intensidad de la erupción (Steven Carey & Sigurdsson, 1989) es uno de los parámetros fundamentales para la determinación directa de la altura de la columna (J Fierstein, Houghton, Wilson, & Hildreth, 1997; R. Sparks, 1986; Wilson & Walker, 1987). Se define como la masa (kg) arrojada a través del cráter durante una unidad de tiempo (s). Dicho parámetro puede ser obtenido extrapolando valores a partir del cálculo de la tasa de descarga de volumen utilizando la ecuación  $H_t = 1.67Q^{0.259}$  (Sparks et al., 1997). En donde  $H_t$  es la máxima altura de columna,  $Q$  es la tasa de descarga de volumen en  $m^3/s$  y 1.67 es una constante relacionada a la estratificación de la atmósfera.
- **Distribución total del tamaño de grano:** Existen diversas formas de medir la eficacia de la fragmentación, una de las principales es la distribución total del tamaño de grano (T.G.S.D. por sus siglas en inglés), el cual también proporciona una medida de la energía de la erupción, ya que las partículas más pequeñas tienen áreas de superficie más grandes, lo que requiere mayores energías para su formación (Cashman & Scheu, 2015). Desafortunadamente, para la mayoría de los depósitos de caída prehistóricos solo se pueden hacer cálculos aproximados, pues

generalmente los depósitos distales no se preservan. Los datos de TGSD muestran que las grandes erupciones tienen tamaños medios de partícula menor a 1 mm, mientras que las explosiones de magnitud intermedia (vulcanianas) tienen tamaños medios entre 1 y 10 mm. Por su parte, las hawaianas y estrombolianas tienen una mediana por encima de los 10 mm. Esto sugiere que los depósitos se forman a través de un mecanismo de fragmentación diferente.

Algunas de las técnicas más comunes para su cálculo son: (1) promedio ponderado de la distribución del tamaño de grano de la muestra para todo el depósito, (2) varios tipos de sectorización arbitraria de depósitos de caída de tefra y (3) el mosaico de Voronoi.

- **Duración de la erupción:** La duración de una erupción es el parámetro que define el tiempo de emisión de los productos de caída. Por lo tanto el volumen de magma producido por una erupción es directamente proporcional al tiempo e inversamente proporcional a la tasa de emisión del magma (G.P.L. Walker, 1980). Según la ecuación de Walker (1980)  $E_d = M_t / MDR$ , Donde  $E_d$  = tiempo de emisión o duración de la erupción (s),  $M_t$  = masa total de productos de caída emitidos en ese lapso de tiempo (kg),  $MDR$  = tasa de descarga de la masa (kg/s).
- **Radio del cráter:** De acuerdo con Wilson (1976) y Wilson et al. (1978), el flujo de masa (MRD) es proporcional al producto entre la densidad promedio de gas en la región de empuje (thrust region) ( $\rho_0$ ) (asumida aquí de 0.325 kg/m<sup>3</sup> (Wilson, 1976)) por la velocidad en la boca ( $u_0$ ) y el cuadrado del radio del cráter ( $r$ ). Por lo tanto se obtiene:

$$r^2 = MDR / \rho_0 u_0 \pi$$

- **VEI:** El VEI, propuesto por Newhall y Self (1982), como se definió originalmente usa una escala entera de 0 a 8 para describir ampliamente el

volumen erupcionado y la altura de la pluma eruptiva. Por lo tanto, este índice se define por la magnitud de la erupción (volumen) y la intensidad (altura de la columna eruptiva). El concepto de índice de explosividad volcánica (VEI) se desarrolló como una medida práctica y ampliamente utilizada para categorizar la escala de erupciones explosivas(Newhall & Self, 1982).

# CAPITULO III

## ESTRATIGRAFÍA DE LA TOBA XOXOCTIC

### 3.1.- CARACTERÍSTICAS GENERALES

La Toba Xoxoctic fue nombrada y estudiada por primera vez por Ferriz y Mahood en 1984, en este estudio se consideró mantener el nombre original pues la descripción y mapeo se correlaciona, aunque aquí se proponen numerosos afloramientos más. Estos autores nombraron a esta unidad toba “Xoxoctic” que significa de color verde, pero se adopta el término “Miembro” como lo hizo Willcox (2012) en lugar de “toba”. Aunque el término toba tampoco es genético, se considera un nombre descriptivo informal para depósitos volcánicos piroclásticos (principalmente de flujo), por lo cual se prefiere utilizar miembro como en varios estudios vulcanológicos previos para describir los productos de una o más erupciones restringidas en unidades de tiempo, paleosuelos y distribución a través de un terreno volcánico (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).

El Miembro Xoxoctic (MX) es principalmente una secuencia de depósitos de caída con una base estratificada en capas de algunos centímetros hasta una unidad de metros de espesor, los cuales incluyen discretos depósitos de flujo en su parte inferior, y una capa masiva de caída en la cima que va desde poco menos de un metro, hasta 9 metros. La potencia máxima se encontró en las paredes del escarpe de Los Potreros. El MX se distingue por tener una base con estratificación paralela muy distintiva y una cima masiva característica por el color beige/café claro de su pómez (Fig. 3.1).

La descripción de las litofacies que conforman el Miembro Xoxoctic se realizó usando la metodología

Abreviatura	Característica de litofacie
L	Lapilli
Bl	Bloques
Cz	Ceniza
P	Pómez
Es	Escoria
f	fino
m	masivo
T	Toba
ric	rico
lit	líticos
lac	lapilli acreacional
granor	gradación normal
grainv	gradación inversa
/d	estratificación difusa
//	estratificación paralela
/x	estratificación cruzada

**Tabla 3.1.-** Abreviaturas utilizadas para la descripción de litofacies.

LITOFACIES			
Código	Nombre	Descripción	Interpretación
Lp	Lapilli de pómez	Depósitos de pómez color entre beige-café claro, que van de 1 a 9 metros de espesor, soportados clasto a clasto, angulosos-subangulosos y subdiscoidales, con moderada selección. La granulometría predominante es lapilli medio y grueso, con la presencia de bloques. Clastos de pómez pueden presentar textura de <i>corteza de pan</i> (Cas y Wright, 1998).	Secuencias de caída, resultado de actividad explosiva sostenida. La ausencia de abrasión por transporte y la textura sugiere un enfriamiento rápido
Lpf	Lapilli de pómez fino	Depósitos de pómez gris, subredondeada-subangulosos y subdiscoidales soportados clasto a clasto. Los espesores van de 2 metros a escasos centímetros. El tamaño predominante es el lapilli fino con la presencia de medios y ceniza, con buena selección en general. Resalta la presencia de 2 tipos de pómez, una más clara y una más oscura. También es notoria la presencia de agregados tipo pellets.	Secuencias de caída resultado de actividad en pulsos. La forma subredondeada, las capas ricas en finos y las diversas estratificaciones sugieren etapas de hidrovulcanismo.
Lsc	Lapilli de escoria:	Depósitos de escoria gris oscuro-negro, angulosa y subprismáticos, soportados clasto a clasto. Los espesores miden escasos centímetros. El tamaño predominante es de lapilli medio y grueso.	Debido a las características de estos depósitos se interpreta que son secuencias de caída, resultado de actividad explosiva.
Tm	Toba masiva	Depósitos de ceniza color gris claro y oscuro, en su mayoría matriz. Los clastos de lapilli de pómez soportados son redondeados y esféricos. Los espesores van de la unidad a las decenas de centímetros, delimitados por la paleotopografía. Se caracteriza por la gran cantidad de lapilli acreacional de anillos concéntricos que presenta. Tienen muy buena selección.	Debido a que varían de manera lateral, a que los clastos son redondos (indicativos de abrasión durante el transporte) y la abundante cantidad de lapilli acreacional se interpretan como resultado de una corriente de densidad piroclástica diluida.

**Tabla 3.2.-** Código, nombre, descripción e interpretación de las principales litofacies identificadas.





**Figura 3.1.-** Imagen del Miembro Xoxotlic en la sección tipo

propuesta por Branney y Kokelaar (2002); la cual involucra la descripción de tobas a partir de un esquema de litofacies basado en estructuras sedimentarias, granulométricas y componentes presentes entre otras características sin implicaciones genéticas (Tabla 3.1 y 3.2) (Branney, Kokelaar, y Geological Society of London., 2002; R. Brown y Branney, 2004; R. J. Brown, Kokelaar, y Branney, 2007). Se identificaron 4 litofacies predominantes, cada una con sus propias subdivisiones (Tabla 3.2, 3.3).

### ***Distribución del Miembro Xoxoctic***

Se encontraron 14 diferentes afloramientos del Miembro Xoxoctic con lo que se pudieron realizar un total de 13 columnas estratigráficas (*logs*) descritas a detalle y levantadas durante la fase de campo, esto con el fin de profundizar en la naturaleza del depósito y la erupción que lo originó.

Se encontraron afloramientos dentro y fuera de la caldera Los Humeros (tabla 3.3 y figura 3.3). Al interior de la caldera su exposición se da principalmente en el escarpe de Los Potreros, así como en el escarpe de Las Papas, se asume que su poca exposición al interior es debido a que la caldera está cubierta por depósitos. Por otra parte, las exposiciones al exterior de la caldera se dan principalmente en la zona sur, caracterizada por los terrenos agropecuarios y la alta actividad de extracción de material que hay en dicha zona. En contraste, la región al norte de la caldera es una zona con amplia cobertura forestal donde los afloramientos son escasos y para el caso del Miembro Xoxoctic son inexistentes.

La localidad tipo del Miembro Xoxoctic se ubica en la sección sur del escarpe de Los Potreros, mientras que la localidad más distal se ubica a aproximadamente 16km de distancia de la sección tipo. El MX presenta espesores totales que van desde más de los 9 metros en la localidad tipo, a aproximadamente la unidad de metro en la localidad más distal (tabla 3.3). El MX sobreyace en la mayoría de localidades a depósitos asociados a la Ignimbrita Zaragoza (Gerardo Carrasco-Núñez y Branney, 2005) y a paleosuelo, mientras que en la mayoría de localidades le sobreyacen depósitos asociados al miembro Cuicuiltic (Dávila-Harris



y Carrasco-Núñez, 2014) (Fig. 3.2). Muchos de los afloramientos mostraron evidencia de fallamiento, tanto al interior de la caldera como al exterior.

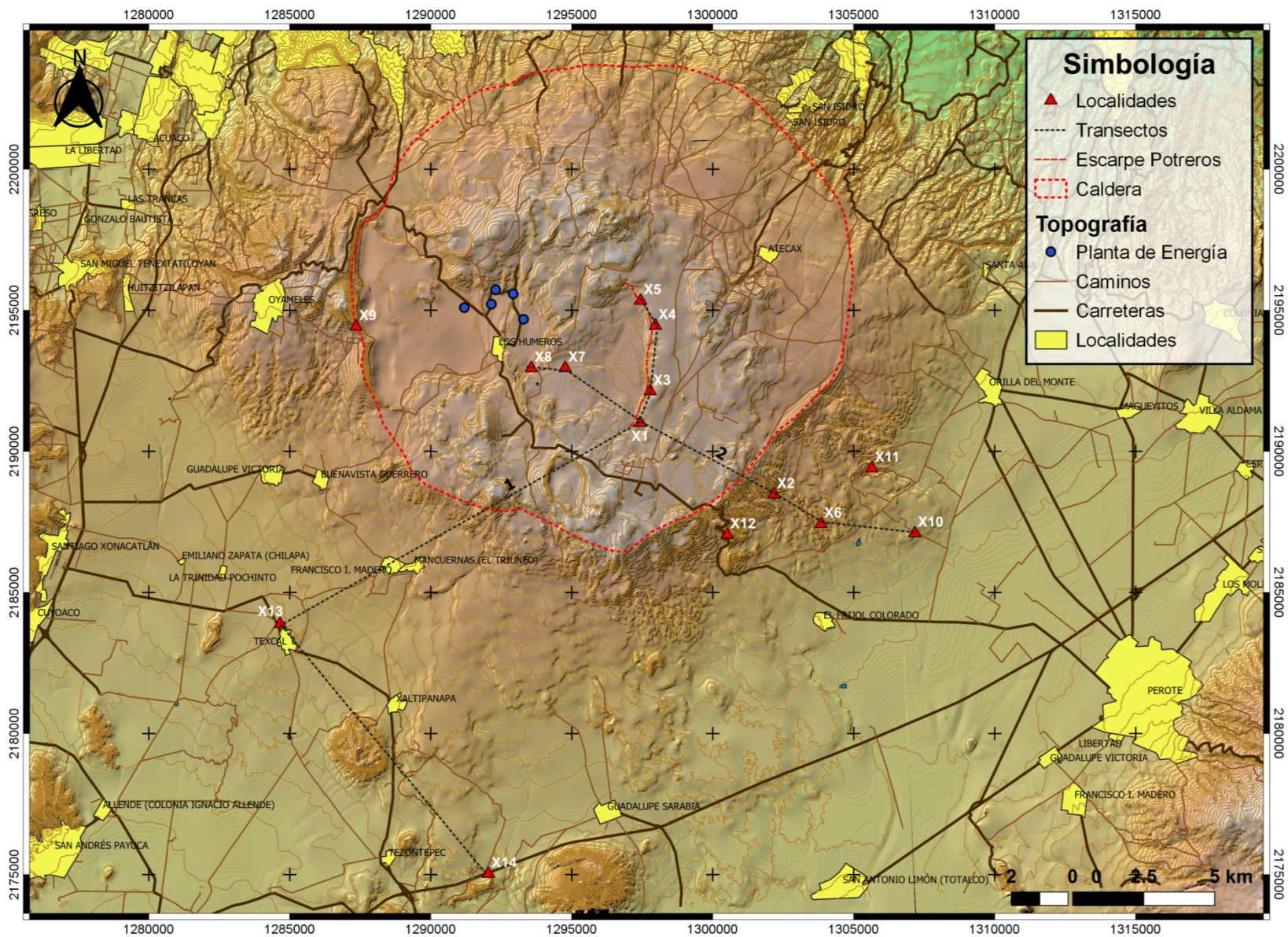
**Figura 3.2.-** Imagen del Miembro Xoxoctic al norte del escarpe de Los Potreros



**Tabla 3.3.-** Tabla de localidades con sus respectivas coordenadas, descripción de ubicación y

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





**Figura 3.3.-** Mapa de la Caldera Los Humero que muestra la ubicación de las distintas localidades y elementos topográficos representativos de la zona.

## **3.2.- ESTRATIGRAFÍA DEL MIEMBRO XOXOCTIC**

Durante el trabajo de campo se pudieron diferenciar 4 unidades principales en el Miembro Xoxoctic denominadas individualmente: XA, XB, XC y XD, cada una con sus respectivas subdivisiones (Fig. 3.4). A continuación se describen a detalle las principales unidades estratigráficas de la sección tipo. Posteriormente, se describen las unidades de las que se consideraron las principales localidades. Se decidió describir con base en las localidades geográficas en lugar de por unidades debido a la variación de las unidades en las distintas localidades al tomar los datos en campo. Por último en este subcapítulo se describe la correlación estratigráfica llevada a cabo en dos distintos transectos, Noroeste-Sureste y Noreste-Suroeste.

### **3.2.1.- ESTRATIGRAFÍA DE LA SECCIÓN TIPO**

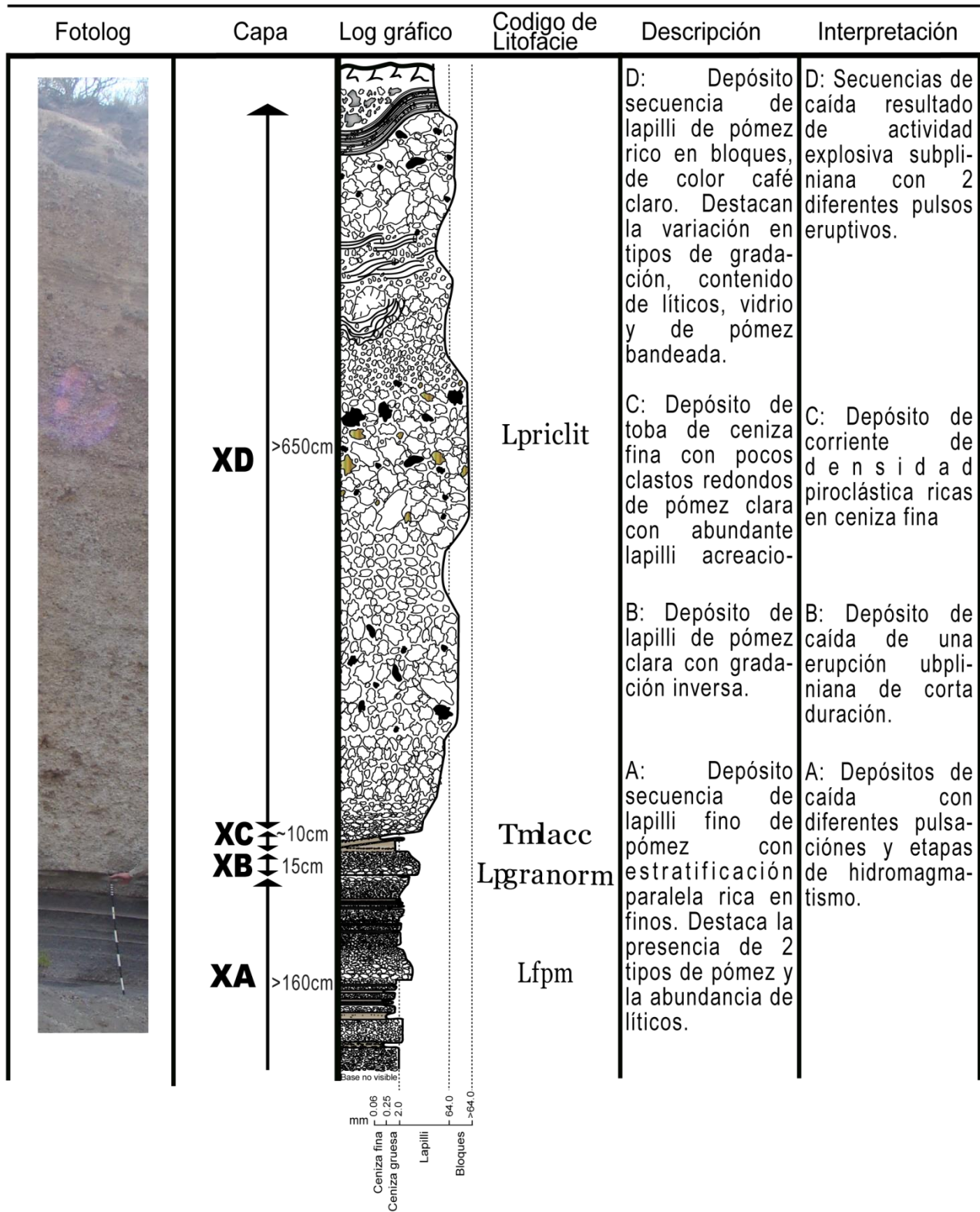
La Localidad Tipo, X1, se ubica en la parte sur del Escarpe Potrereros, en las coordenadas 19°39'13.64"N y 97°24'38.16" O (Fig. 3.3). Aquí el MX alcanza su mayor potencia, entre 9 y 11 metros de potencia (Fig. 3.1). A partir de esta localidad se decidió dividir en 4 unidades principales al MX, de base a cima XA, XD, XC y XD (Fig. 3.4). No fue posible ver el contacto de la base en la sección tipo, sin embargo si se observan las unidades debajo, sabemos que sobreyace a depósitos de brecha lítica asociados a la Ignimbrita Zaragoza (Gerardo Carrasco-Núñez y Branney, 2005), al miembro La Viola (lapilli de escoria) y un paleosuelo en orden crono estratigráfico.

#### **Unidad XA**

La unidad base está formada por una secuencia de depósitos de caída de lapilli fino de pómez con estratificación paralela y rica en finos (Fig. 3.5). En ella destaca la presencia de 2 tipos diferentes de pómez, así como la abundancia de líticos y la cantidad de finos. La unidad XA tiene una potencia mayor a los 160 cm, pues la base no se encontró. Es en general una secuencia de caída de lapilli fino de pómez y transicional a escoria, con intercalaciones de capas finas, gradaciones internas variantes, al igual que contenido variado de líticos blancos, negros y oxidados. Esta capa se subdividió en 6 subcapas.



**Figura 3.4.-** Columna estratigráfica completa de la sección tipo del Miembro Xoxotic



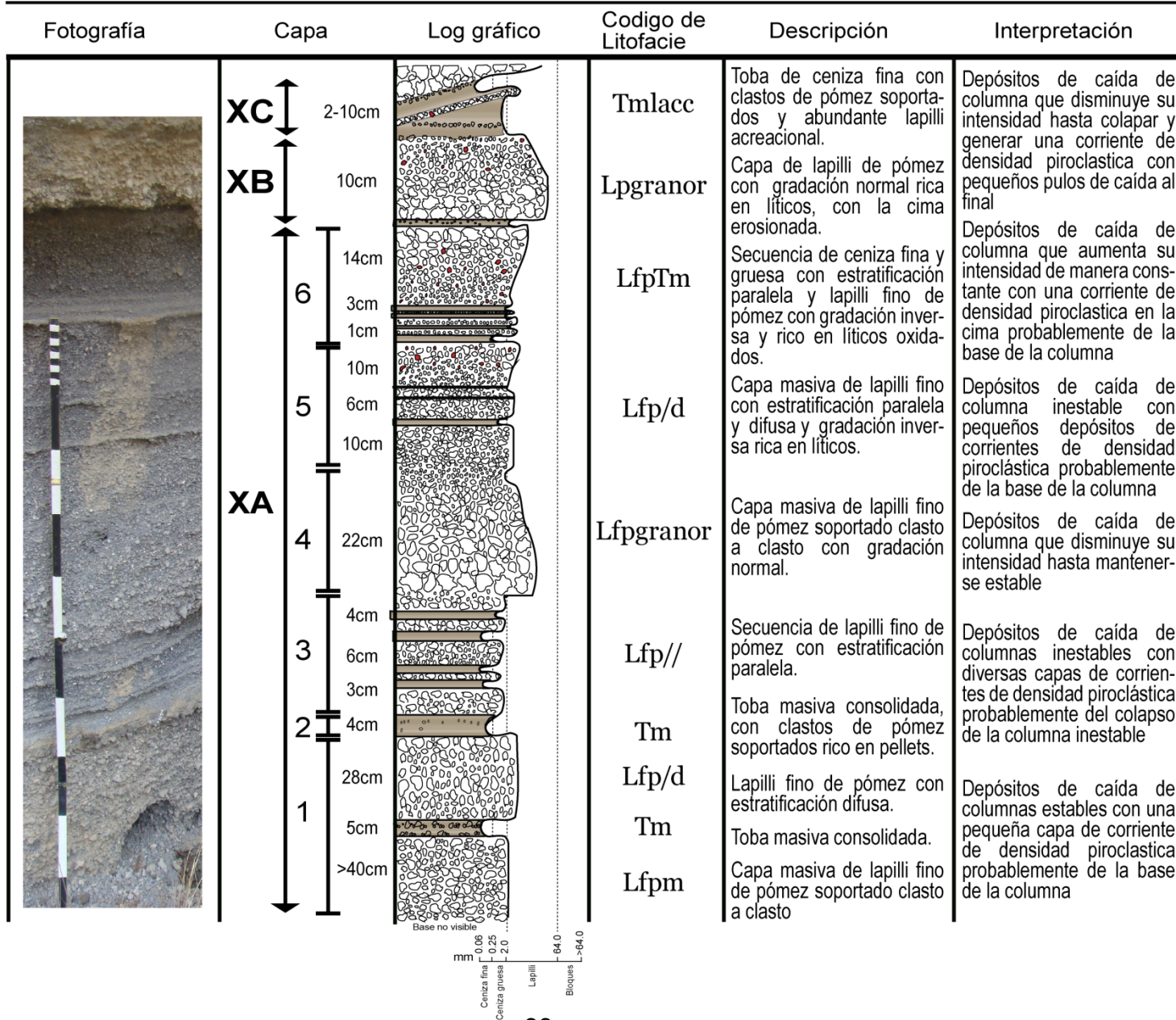


La unidad comienza con una capa masiva de lapilli fino de pómez de mínimo 40 cm, soportado clasto a clasto (Fig. 3.5). Los clastos de pómez son subredondeados y muestran 2 tipos de coloración: unos claros que definimos como “pómez clara” y unos oscuros a los que se les asignó el término “pómez oscura”. En general esta capa tiene una selección moderada sin gradaciones internas. Le sobreyace una toba masiva consolidada de 5 cm de potencia. Ésta es de color gris oscuro y tiene soportados algunos (~10%) clastos de pómez subredondeados así como pellets presentes (Fig. 3.6). Continúa con una capa de 28 cm de lapilli fino de pómez clara y oscura con estratificación difusa. Soportado clasto a clasto, muestra una doble gradación inversa. Los clastos de lapilli fino son subredondeados. Ésta tiene mayor contenido de líticos blancos. Las tres capas mencionadas las agrupamos como XA-1 y de aquí se tomó la muestra TX01-01.

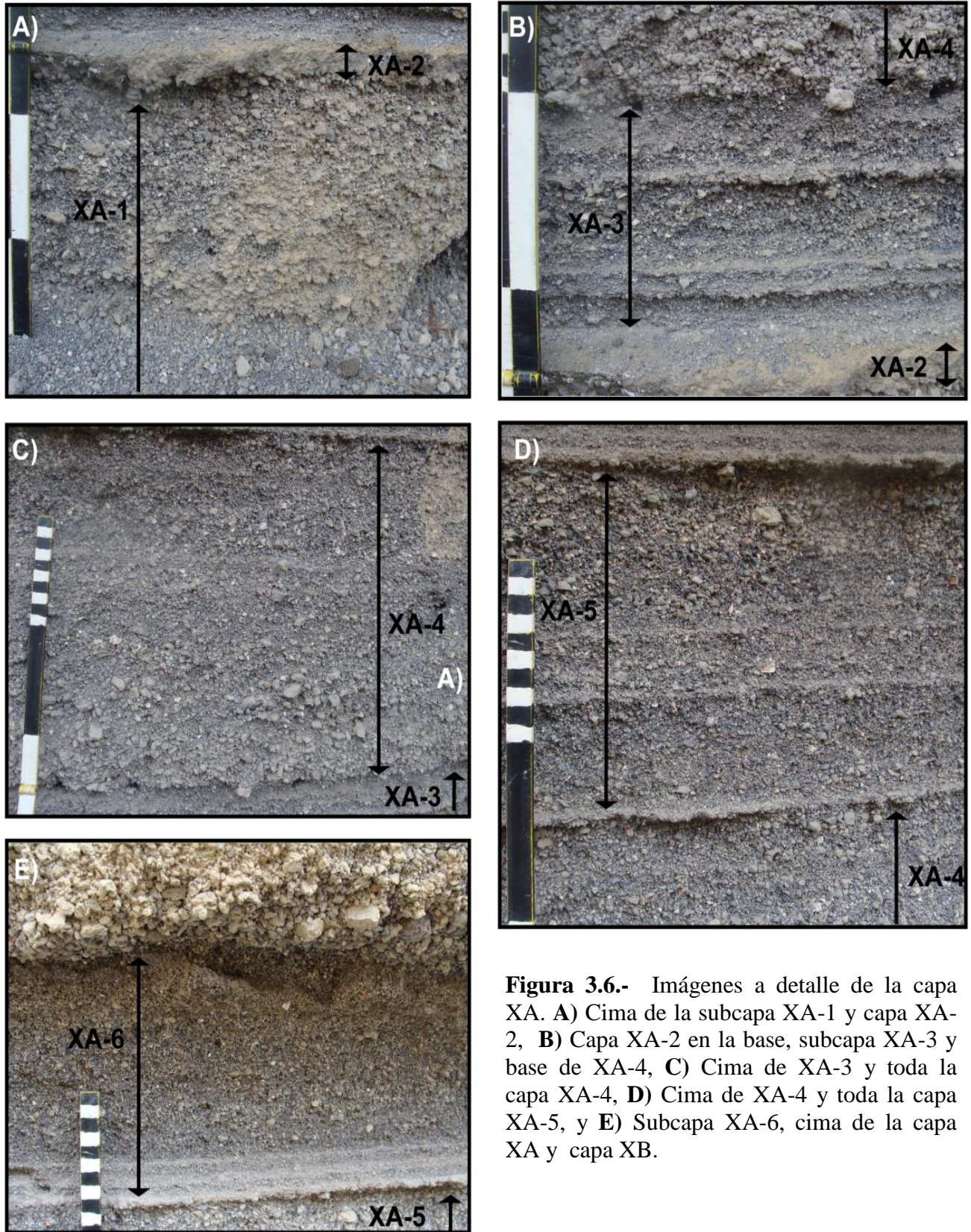
La unidad XA-2, está compuesta por una capa de toba masiva consolidada muy similar a la anterior pero de 4 cm en promedio, de donde se tomó la muestra TX01-02 (Fig. 3.5). Por encima la capa XA-3, una secuencia de lapilli fino de pómez con estratificación paralela, intercalando secuencias finas y consolidadas. De aquí se tomó la muestra TX01-03. En esta capa se nota mayor cantidad de pómez oscura y una selección moderada. La capa más gruesa (6 cm) presenta una gradación inversa difusa y tiene mayor cantidad de líticos blancos (Fig. 3.6).

Le sobreyace la capa XA-4 (muestra TX01-04), una capa masiva de lapilli fino de pómez soportado clasto a clasto con ligera gradación normal (Fig. 3.5). Esta capa presenta una selección moderada, mayor porcentaje de pómez clara que la anterior y muchos líticos blancos. Los clastos pasan a ser un subangulares. Destaca la presencia de pellets blindados y recubiertos (*armoured y coated pellets*, R. J. Brown et al , 2010). Separadas por una capa rica en finos y consolidada de 1 cm, de manera difusa comienza XA-5, una capa de lapilli fino con estratificación paralela. Ésta inicia con una capa de lapilli fino de pómez masivo de 16 cm de potencia. Presenta por encima estratificación difusa y gradación inversa, hasta volver a ser masiva en la cima, la cual también es rica en líticos oxidados. Tiene una selección moderada y el porcentaje de pómez oscura

**Figura 3.5.-** Columna estratigráfica detalle de la base de la sección tipo del Miembro Xoxotic







**Figura 3.6.-** Imágenes a detalle de la capa XA. **A)** Cima de la subcapa XA-1 y capa XA-2, **B)** Capa XA-2 en la base, subcapa XA-3 y base de XA-4, **C)** Cima de XA-3 y toda la capa XA-4, **D)** Cima de XA-4 y toda la capa XA-5, y **E)** Subcapa XA-6, cima de la capa XA y capa XB.

es mayor, salvo en la cima donde se equilibra (Fig. 3.6). De aquí se tomó la muestra TX01-05.

Por último la capa XA-6 (muestra TX01-06), comienza con una secuencia de tobas de ceniza fina y gruesa con estratificación paralela a las que le sobreyace una capa de lapilli fino de pómez con gradación inversa que va de ceniza gruesa a lapilli grueso, rico en líticos oxidados. En la cima se vuelve masiva y aumenta la proporción de pómez clara. En algunas partes del afloramiento en la cima aparece una toba masiva de ceniza fina y gruesa de máximo 2 cm de potencia (Fig. 3.6).

### **Unidad XB**

La primera de las capas intermedias está formada por un depósito de caída de lapilli de pómez clara con gradación normal moderadamente seleccionada (Fig. 3.5). En ella destaca la gran proporción de pómez clara con respecto a XA. La unidad XB tiene una potencia de 10cm.

La unidad XB es una capa masiva de lapilli de pómez moderadamente seleccionada. La proporción de pómez clara es mayor al 70%, la cual cambia y se vuelve subangular y de color beige-café claro muy probablemente de composición mayormente evolucionada (Fig. 3.7). Continúa la presencia de líticos oxidados. De aquí se tomó la muestra TX01-07.

### **Unidad XC**

La segunda capa intermedia está formada por una capa de toba de ceniza fina con pocos clastos redondos de pómez clara con abundante lapilli acreacional (Fig. 3.5).

Esta unidad (muestra TX01-08) comienza de manera un poco difusa y erosiva sobre la anterior. La Unidad XC es una toba de espesor variable que va desde los 2 hasta los 11cm. De igual manera su arreglo interno varía lateralmente, siendo en su mayoría masivo y en unas partes muestra gradación inversa en los clastos soportados de pómez. El tamaño de la matriz (60-90%) es de ceniza fina a gruesa, también varía lateralmente, y los clastos van de lapilli fino a medio. Con

una base fina y consolidada que en ciertas partes alcanza los 2 cm, al igual que la gran abundancia de lapilli acreacional (Fig. 3.7).

### **Unidad XD**

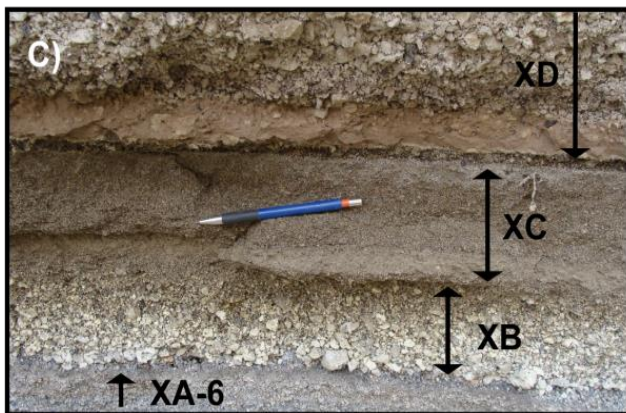
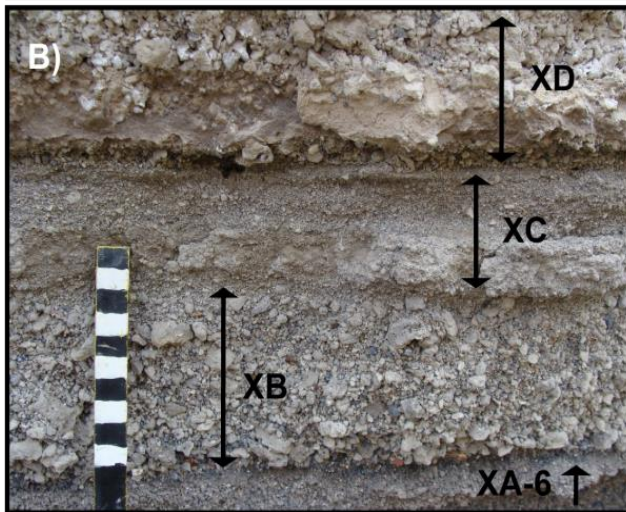
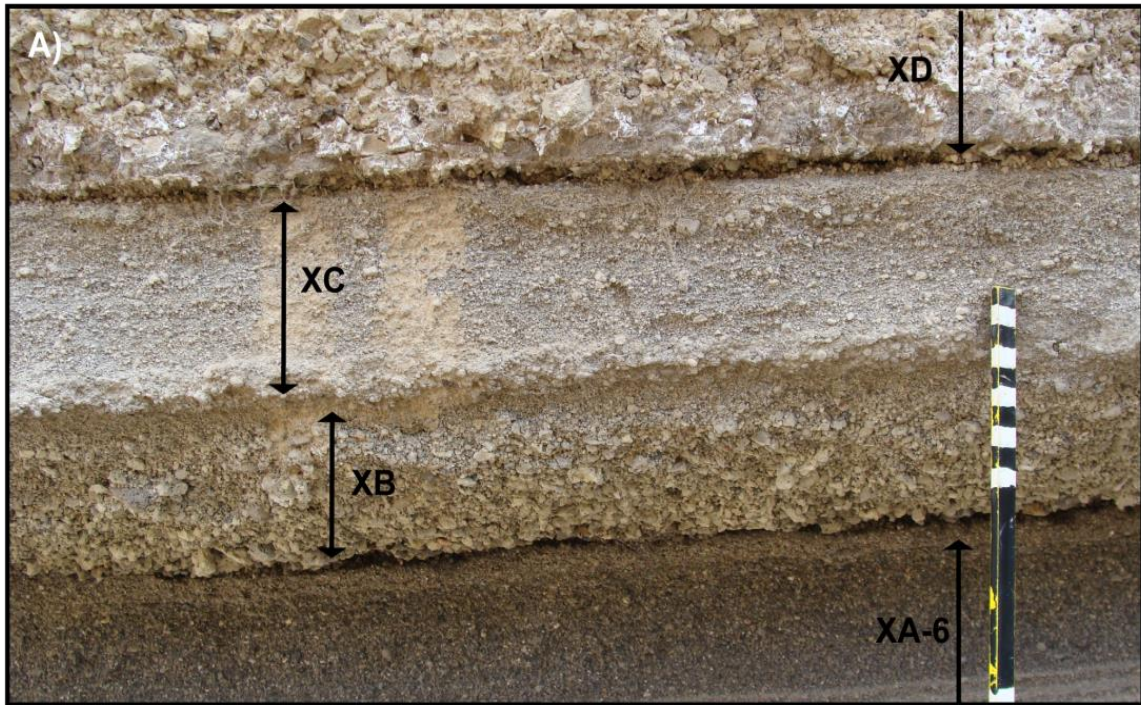
La capa superior es una secuencia de depósitos de caída de lapilli de pómez color beige/café claro rico en bloques. Destacan la variación en tipos de gradación, la aparición de vidrio negro y de pómez bandeada. La unidad mide más de 6.5 m de potencia. Esta capa se subdividió en 4 subcapas (Fig. 3.8).

La unidad XD inicia con la subcapa XD-0 que en la base es una pequeña capa de lapilli de pómez masiva de máximo 2 cm de espesor (Fig. 3.9). En esta tenemos presencia de lapilli fino de pómez oscura y lapilli medio de pómez clara, destaca la presencia de líticos. Le sobryace una toba masiva de pómez (muestra TX01-09) que comienza con una pequeña capa de color claro menor al centímetro, después se vuelve masivo, de ceniza fina y muy consolidada de un color café claro-marrón, por último en la cima la abundancia de clastos de pómez alcanza alrededor del 30%. La presencia de líticos continúa en menor medida. De manera ligeramente difusa comienza el siguiente estrato.

La unidad XD-1 (muestra TX01-10) comienza con una capa de lapilli de pómez con una muy difusa estratificación, casi masiva, de 50 cm de espesor. Soportada clasto a clasto y bien seleccionada, los clastos son de lapilli grueso y subangulares (Fig. 3.9). Resalta la ausencia de líticos y de pómez oscura. Le sobryace un gran paquete de 150 cm de lapilli de pómez rico en bloques con estratificación difusa, casi masiva, de donde se tomó la muestra TX01-11. Esta capa a diferencia de la anterior, muestra una pómez un poco angulosa así como una selección moderada, que va de lapilli grueso hasta pequeños bloques, la presencia de 2 tipos de vesicularidades en la pómez clara; aparece vidrio oscuro.

A XD-1 le sobryace de manera transicional la unidad XD-2, que comienza con una capa de lapilli masivo de pómez bien seleccionado de unos 80 cm de espesor De aquí se tomó la muestra TX01-12. Los clastos de pómez son menos angulosos que la anterior, así como los líticos vidriosos casi desaparecen. En la





**Figura 3.7.-** Imágenes a detalle de las capas XB y XC. **A)** Cima de la capa XA la subcapa XA-6, capa XB, XC y base XD, se puede ver un contacto muy marcado entre las unidades XA y XB y difuso entre XB y XC; **B)** Cima capa XA-6 en la base, capa XB, XC, y XD, se puede observar la variación lateral de la potencia y la probable erosión; y **C)** Cima capa XA-6 en la base, capa XB, XC, y XD, se puede observar la variación lateral de la potencia y los cambios internos de la unidad XC.



cima de XD-2 un paquete de lapilli de pómez rica en bloques con estratificación difusa de mínimo 180 cm. Resalta la mala selección, la difusa gradación normal en la pómez e inversa en los líticos vidriosos y la aparición de bandeamiento (pómez tubular). De aquí se tomó la muestra TX01-13, al igual que muestras individuales de pómez, y vidrio, TX01-16 y TX01-17 respectivamente (Fig. 3.8 y 3.9).

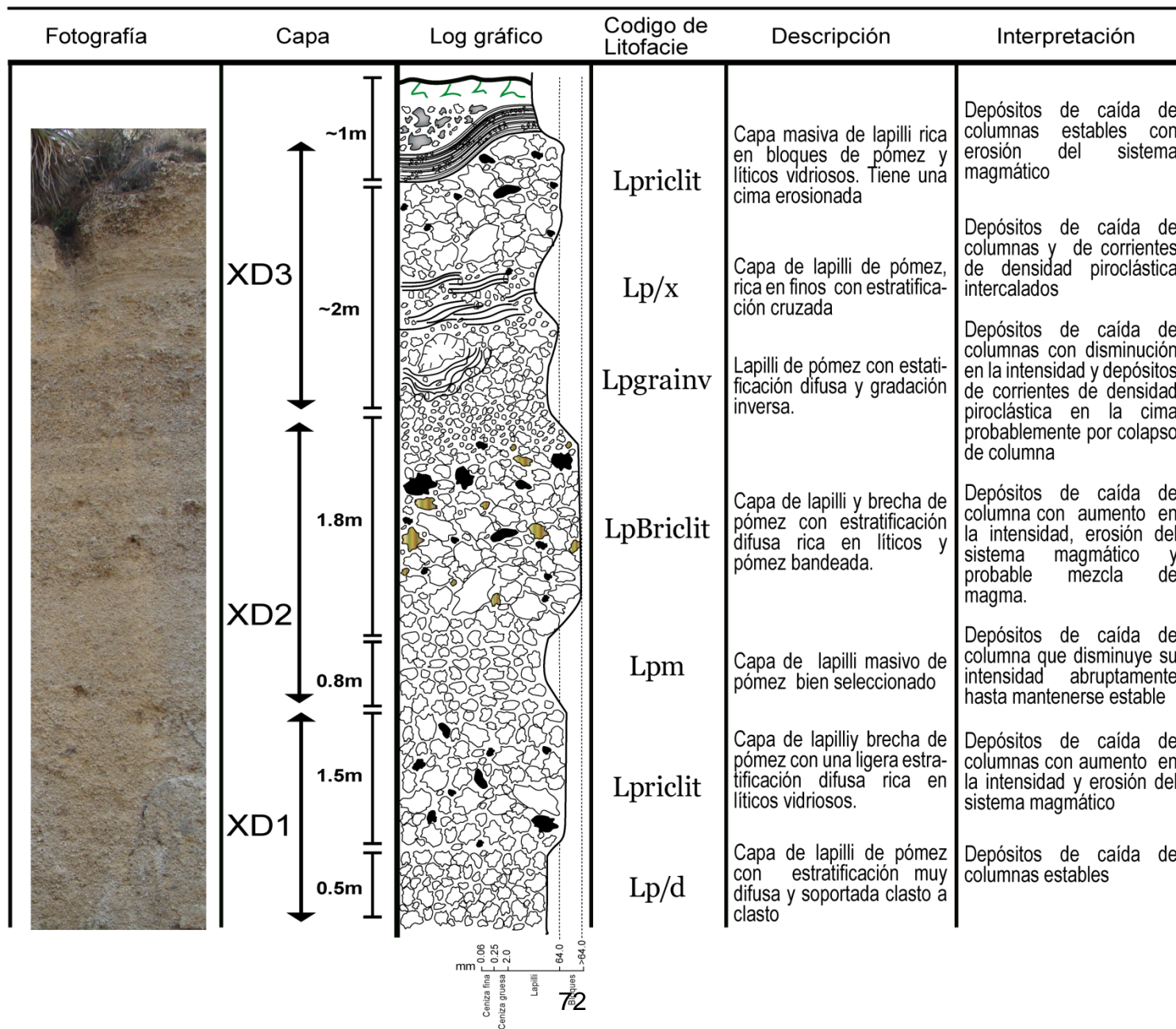


**Figura 3.10.-** Cima de la sección tipo donde se pueden apreciar el impacto de balísticos

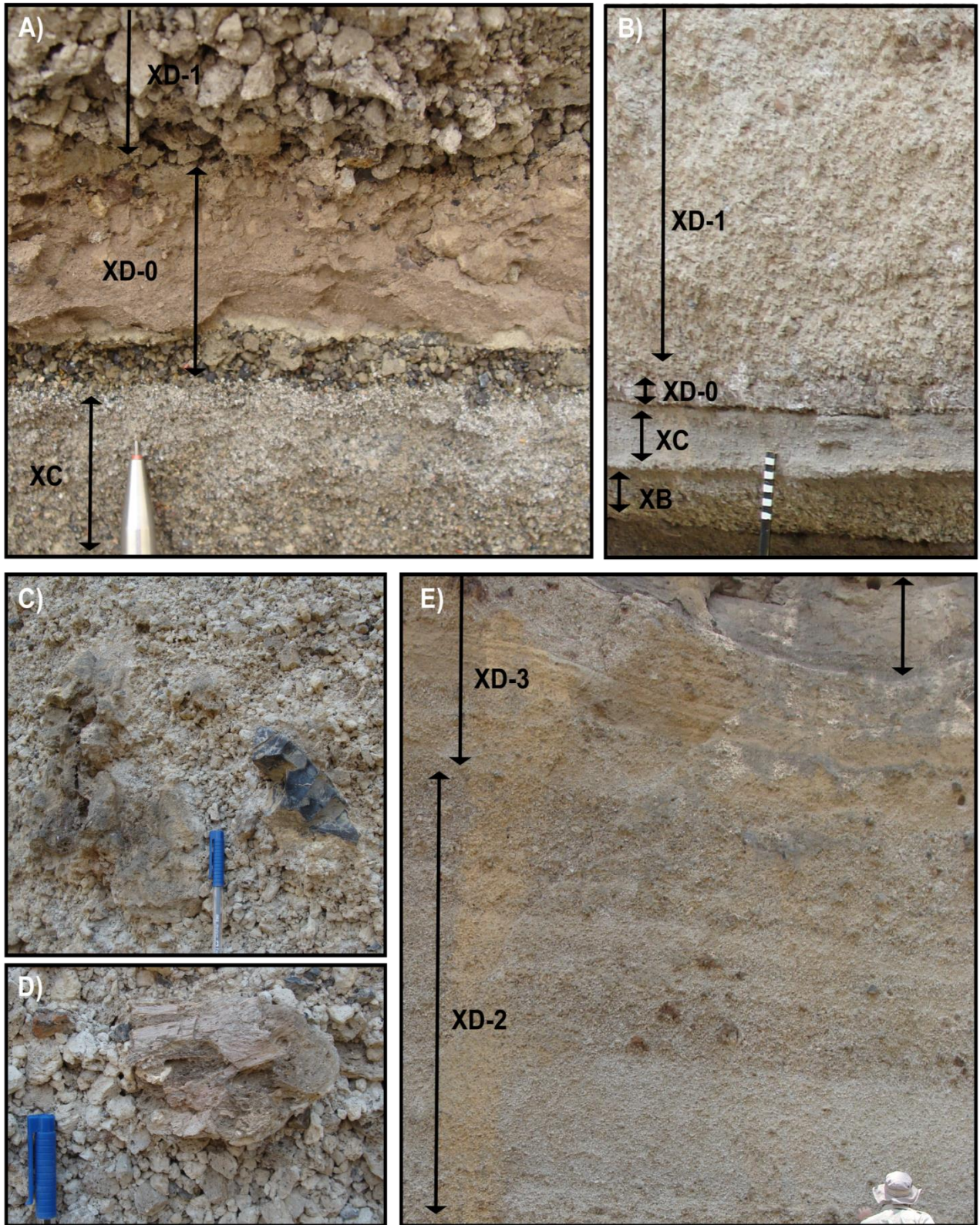
Por último, la cima del miembro XD la unidad XD-3 de un total de aproximadamente 200 cm. La base inicia con lapilli de pómez con estratificación difusa y gradación inversa moderadamente seleccionada, con una cima rica en bloques y bombas, las cuales presenta marcas de *bombsags* o impactos de balísticos (Fig. 3.10). Tiene una potencia de unos 60 cm. Los clastos son subangulares y de un tamaño de lapilli grueso. Después una capa de unos 30 cm de Toba/lapilli de pómez con estratificación cruzada, rica en finos pero también con muchos clastos de pómez, con contenido de matriz variada entre 60-90%. De aquí se tomó la muestra TX01-14. Los clastos se ven menos angulosos que la anterior, llegando a ser subredondeados. Se ve una coloración café un poco más oscuro. Por último, la cima de toda la unidad, una capa de lapilli/brecha de pómez de aproximadamente 110 cm. De aquí se tomó la muestra TX01-15 (Fig. 3.9). Bien seleccionada, con tamaños de lapilli grande, los bloques de más de un metro son considerados como balísticos. Rica en líticos vidriosos.



**Figura 3.8.-** Columna estratigráfica completa de la cima de la sección tipo del Miembro







**Figura 3.9.-** Imágenes a detalle de la capa XD. **A)** Cima de la capa XC, capa XD-0 y la base del gran paquete de XD, **B)** Capa XB, XC, XD-0 y XD-1, **C)** Ejemplo de bloques juveniles y de líticos en la subcapa XD-2, **D)** Ejemplo de bloques juveniles de la subcapa XD-3, y **E)** Subcapa XD-1, XD-2 y XD-3.

Esta capa tiene una cima erosionada que en algunos puntos llega a desaparecer casi por completo. Un estrato de material probablemente retrabajado que pasa difusamente a ser una pequeña capa de escoria y por último un suelo no muy bien expuesto. Al subir estratigráficamente encontramos depósitos provenientes de la Toba Llano (Rojas Ortega, 2016) y sobre ellos, depósitos de la Toca Cuicuiltic (Pablo Dávila-Harris, 2014). Cabe resaltar que el Escarpe Potreros presenta diversas fallas (Fig.3.2).

### **3.2.2.- ESTRATIGRAFÍA DE OTRAS SECCIONES**

En esta sección se describen las localidades que consideramos más representativas o con atributos más destacables del Miembro Xoxotic (Fig. 3.17).

- **Localidad X2**

Esta localidad se encuentra en las coordenadas 19°37'45.01" N y 97°22'0.57" O, en la entrada a una cantera al este de la desviación hacia El Frijol Colorado (Fig. 3.3). Aquí el MX sobreyace con una unconformidad angular a depósitos de caída de pómez de la Toba Faby con una edad máxima de  $70 \pm 23$  ka (Carrasco-Núñez et al., 2018) y a un paleosuelo, mientras que solamente le sobreyace suelo. Dicha unconformidad, causada por la paleotopografía, influye ligeramente de manera lateral en la potencia del MX (Fig. 3.11).

#### **Unidad XA**

La unidad XA en esta localidad alcanza una potencia de alrededor de 100 cm (Fig. 3.17). Ésta comienza con una capa de lapilli de escoria con potencia de 5 cm. Esta capa masiva y bien seleccionada, esta soportada clasto a clasto y muestra clastos color gris oscuro muy angulosos del tamaño de lapilli fino (Fig. 3.12). De aquí se tomó la muestra TX03-01. Le sobreyace una capa masiva de lapilli de pómez de unos 12 cm. En esta capa pobremente seleccionada los clastos son subangulosos y van del tamaño de lapilli fino hasta grueso. Los juveniles son en su mayoría de pómez color claro. Después inicia una capa de 15 cm de lapilli fino



de pómez masivo y moderadamente seleccionada. En ésta capa la pómez es de un tamaño más pequeño a la anterior y también aumenta el porcentaje de pómez oscura sobre la clara. Cabe resaltar que toda esta capa es rica en pellets. Una pequeña capa rica en finos de no más de 1 cm la divide de una capa de 30 cm; los primeros 12 cm de lapilli masivo de pómez fino, después pasa a tener una estratificación paralela difusa, con por lo menos 4 subcapas ricas en finos. Toda la capa es rica en pellets.

A la anterior le sigue una capa masiva de lapilli de pómez pobremente seleccionada. Rica en pómez clara angulosa, esta capa alcanza los 10 cm de potencia. Una pequeña capa de finos la separa de una capa de lapilli fino de pómez con gradación normal moderadamente seleccionada de unos 7cm (Fig. 3.17). La cima de la unidad XA es una capa de lapilli fino de pómez rica en ceniza

**Figura 3.11.-** Imagen de la localidad X2 del Miembro Xoxoctic que muestra la ligera variación lateral debido a la paleotopografía



con estratificación paralela. Ésta inicia con una capa de 2 cm de lapilli, después una pequeña capa rica en finos, encima otra de 2 cm de lapilli igual a la primera, después otra pequeña rica en finos y por último un paquete de 5 cm masivo, bien seleccionado y rico en pómez oscura. La cima se vuelve aún más rica en pómez oscura.

### **Unidad XB**

En esta localidad la unidad XB no rebasa los 3cm (Fig. 3.12). Esta es una capa masiva de lapilli de pómez clara y mal seleccionada, de clastos subangulares. Resalta que los líticos son de tamaño de ceniza gruesa a lapilli fino (Fig. 3.17). La cima es rica en clastos mayores (¿gradación?) y se ve erosionada, de manera difusa con la siguiente unidad.

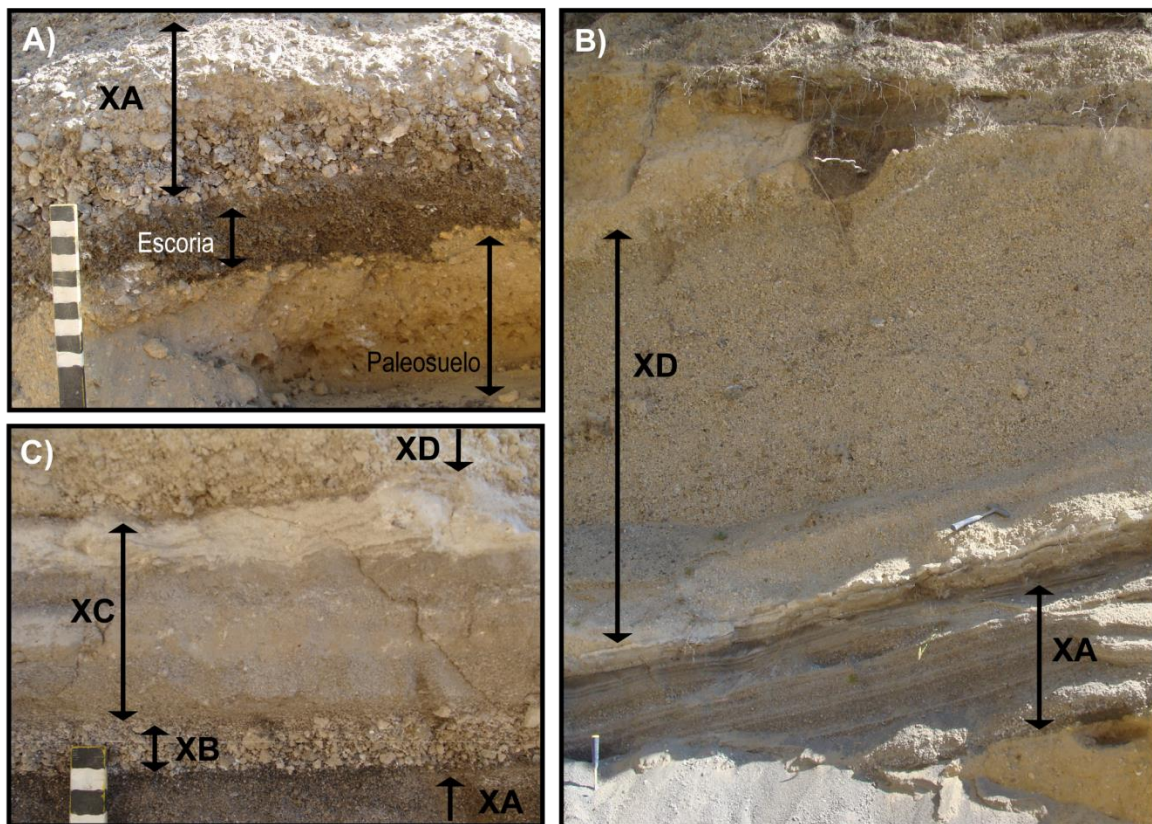


### Unidad XC

La unidad XC una toba masiva rica en lapilli acrecional de entre 6 y 7 cm de potencia (Fig. 3.12). Ésta inicia como una toba de ceniza gruesa bien seleccionada de unos 2.5 cm. Sobreyace una capa masiva de 2 cm de ceniza fina con algunos clastos de pómez soportados (Fig. 3.17). De manera un poco difusa, regresa al tamaño de ceniza gruesa igual al de la base. Esta cima se ve erosionada por la siguiente unidad.

### Unidad XD

La unidad XD en esta localidad tiene una potencia variable entre 150 y 240 tanto por la pendiente como por la erosión (Fig. 3.11). Esta unidad comienza de manera difusa con una capa de toba masiva de ceniza fina muy clara, con una potencia



**Figura 3.12.-** Imágenes a detalle de la localidad X2. **A)** Paleosuelo que subyace al Miembro Xoxotlic, base de escoria y base de XA, **B)** Vista general en la localidad, en la base la capa XA y en la cima la capa XD, **C)** Acercamiento a las Capas XB y XC, se ve el contacto con XA y XD.

variable de entre 1 hasta 7 cm, con partes donde muestra un ligero grado de estratificación cruzada. En la cima es rica en ceniza un poco más gruesa y de un color más oscuro. Le sobreyace una capa de lapilli masivo de pómez moderadamente seleccionado de unos 50 cm (Fig. 3.17). Aquí se ve una pómez muy clara y subangular, particularmente libre de líticos.

Después viene el miembro principal, una capa masiva de lapilli de pómez de entre 100 y 180cm (Fig. 3.12). En esta capa se ve una estratificación difusa y está mal seleccionada pues presenta bloques de hasta 20 cm. En contraste con la anterior, ésta presenta gran cantidad de líticos vidriosos. En general este depósito muestra cierta gradación, la base con gradación inversa comenzando como lapilli medio llegando hasta lapilli grueso y bloques, después se vuelve masivo y por último una cima con gradación normal regresando a ser lapilli medio. Dicha cima se ve erosionada, subyaciendo a un suelo.

- **Localidad X5**

La localidad X5 se ubica en las coordenadas 19°41'33.34" N y 97°24'31.09" O, en la parte norte del Escarpe Potreros (Fig. 3.3). En esta localidad no se pudo ver la base, sin embargo sabemos que hay depósitos de la Ignimbrita Zaragoza. En la cima tenemos depósitos de la Toba Cuicuiltic al igual que un paleosuelo y una capa del miembro Tilca. Esta localidad presenta fallas normales y unconformidad angular.

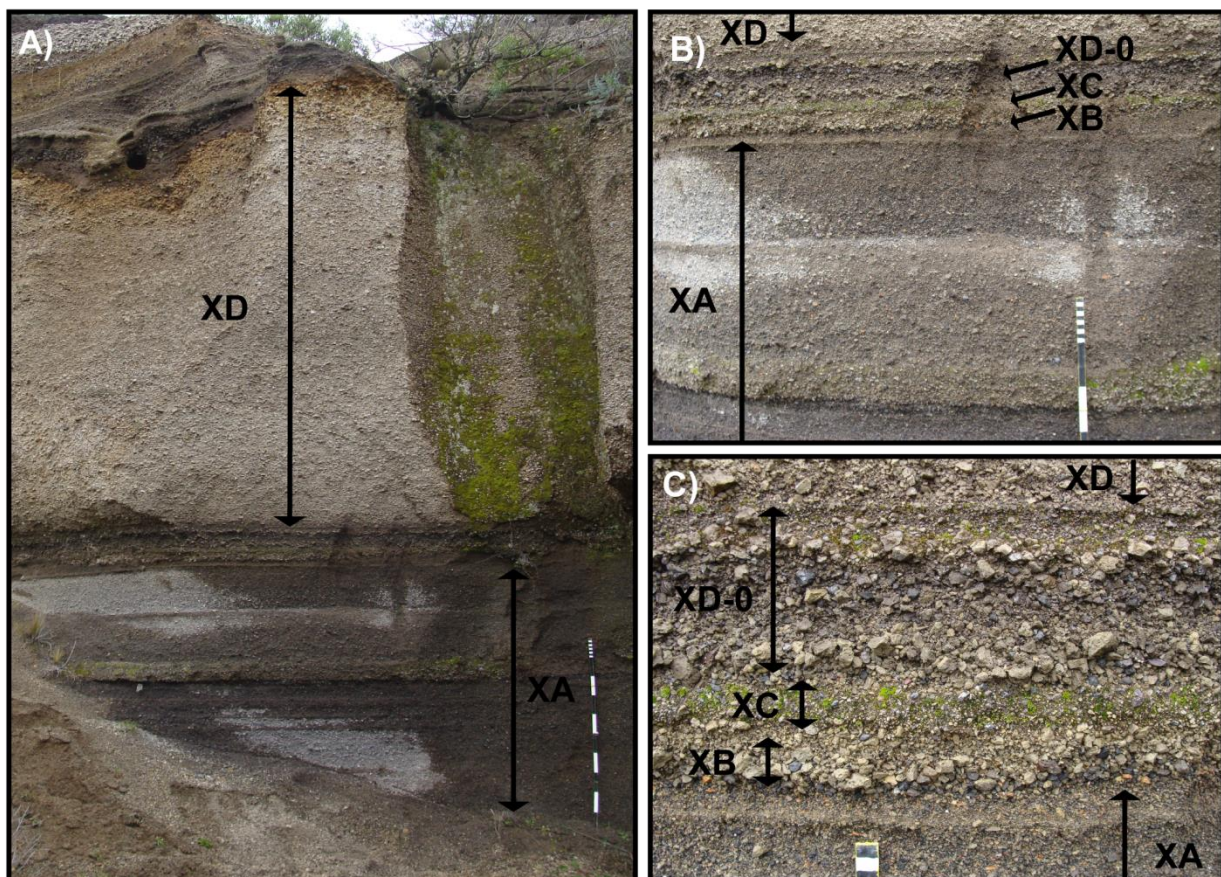
### **Unidad XA**

Como se mencionó antes, en esta localidad tampoco fue posible ver la base o el contacto inferior. En esta localidad la unidad alcanzó 170 centímetros de potencia mínima (Fig. 3.17). Ésta comienza con una capa de por lo menos 60 cm de lapilli fino de pómez (Fig. 3.13). Esta capa moderadamente seleccionada con proporción similar entre pómez oscura y pómez clara es rica en líticos. Los clastos son subredondeados y subangulares. Le sobreyace una capa de 45 cm de lapilli fino de pómez con estratificación paralela. Esta capa muestra un tamaño



ligeramente más fino que la anterior y la proporción de pómez oscura es mayor. Muestra al menos 3 pequeñas capas de material más fino.

Continúa con una capa de 10 cm de lapilli de pómez. Ésta capa masiva muestra mala selección, mayor proporción de pómez clara que oscura y un tamaño de lapilli grueso. Los clastos se ven subangulosos. Esta capa es rica en finos con cierto grado de consolidados. Le sobreyace un paquete de 28 cm de lapilli fino de pómez (Fig. 3.17). Esta capa es masiva y mal seleccionada, tiene una proporción similar de ambos tipos de pómez. Rica en líticos, los clastos son angulosos y muy angulosos. Los últimos 8 centímetros aproximadamente, muestra una gradación normal.



**Figura 3.13.-** Imágenes a detalle de la localidad X5. **A)** Vista general en la localidad, en la base la capa XA y en la cima la capa XD, **B)** Cima de la XA, XB, XC, XD-0 y XD, **C)** Acercamiento a las Capas XB, XC y XD-0, se ve el contacto con XA y XD.



Por último, la cima de la unidad XA es una capa de lapilli fino de pómez (Fig. 3.13). Esta capa de 25 cm de potencia moderadamente seleccionada que muestra mayor proporción de pómez oscura y una ligera gradación normal. El tamaño promedio pasa a ser lapilli fino. Dos centímetros antes de la cima aparece una fina capa de ceniza.

### **Unidad XB**

En esta localidad la unidad XB apenas alcanza los 4 cm, siendo difusamente distinguida de la siguiente unidad (Fig. 3.13). Esta capa es de lapilli de pómez con difusa gradación normal. La pómez oscura aparece casi sólo en la base, mientras que la pómez clara conforma la mayoría de la unidad. Los clastos van de subangulares a subredondeados. La capa tiene una pobre selección.

### **Unidad XC**

En esta localidad la unidad XC alcanza los escasos 3 cm (Fig. 3.13). Esta capa de ceniza fina tiene ligera proporción de clastos soportados (10%). Los clastos se ven subredondeados y mal seleccionados. El contacto es un poco difuso tanto en la base como en la cima.

### **Unidad XD**

Esta unidad comienza con una capa de 10 cm de lapilli de pómez. Resalta por la gradación inversa en los primeros 5 cm y gradación normal en los últimos 5 cm. De igual manera destaca la proporción de pómez clara en la base y la cima y pómez oscura y líticos en la zona de en medio. La selección es moderada, los clastos son subangulares y disminuyen los líticos blancos y oxidados. En la cima una pequeña capa de 1 cm, probablemente la cima de XD-0, lo separa del gran paquete de esta unidad.

La capa principal de la unidad XD es una capa de lapilli de pómez que llega a medir 250 cm (Fig. 3.13). Esta comienza con 15 cm de una capa con difusa gradación inversa y libre de líticos para pasar a ser masivo, moderadamente

seleccionado y con presencia de líticos vidriosos. La cima muestra una ligera estratificación difusa, con capas ricas en bloques (¿bombas?). La cima se ve erosionada

- **Localidad X10**

La localidad X10 se ubica en las coordenadas 19°36'53.50"N y 97°19'12.75" O, en una cantera cerca de unas granjas de puercos (Fig. 3.3). Esta es la localidad más al este de todas. Aquí sobreyace a una gran secuencia de la Toba Faby, depósitos de la Ignimbrita Zaragoza y un paleosuelo. Por el contrario, subyace a un paleosuelo, depósitos de la Toba Cuicuiltic y suelo.

### **Unidad XA**

Esta unidad inicia con una capa de 4 cm de potencia de lapilli de escoria. Esta capa es masiva y moderadamente seleccionada. Los clastos son angulosos. Le sigue una capa de lapilli fino de pómez de 8 cm de potencia. Ésta es masiva y presenta una ligera gradación normal con pobre selección, presentando desde lapilli fino hasta grueso. Los clastos son subangulares y presenta pómez tanto oscura como clara. Presenta líticos oxidados. Le sobreyace una capa de lapilli fino de pómez con una ligera gradación normal de 10 cm (Fig. 3.17). Ésta se distingue de la anterior por tener un tamaño de grano más fino, una mejor selección y mayor proporción de pómez oscura. Continúa con una pequeña capa de toba masiva de 1 cm de potencia. A esta toba le sobreyace una capa de lapilli fino de pómez de 12 cm de potencia. Esta capa es muy similar a la anterior pero es masiva y con moderada selección. Los clastos son de lapilli fino y medio, subredondeados y de color oscuro. La cantidad de líticos se mantiene.

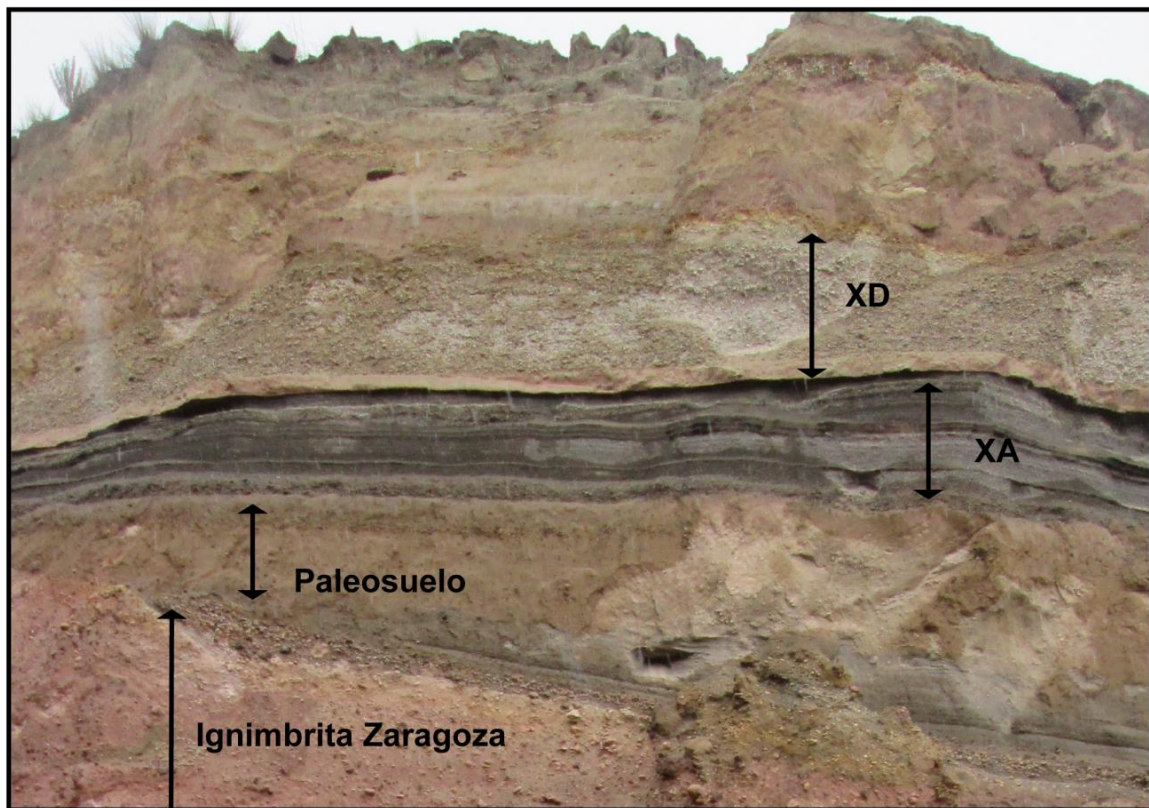
Le sigue una capa de lapilli fino de pómez con estratificación paralela de 11 cm de potencia (Fig. 3.14). Esta secuencia de capas de ceniza y lapilli está bien seleccionada y cada capa es masiva. La pómez es clara y oscura. Le sobreyace una capa de lapilli fino de pómez de una potencia máxima de hasta 15 cm, pues

se ve erosionada por la capa superior. Ésta capa masiva bien seleccionada es del tamaño de lapilli fino y tiene una mayor proporción de pómez oscura y tiene líticos.

Continúa una capa de toba masiva (XC?) con una potencia variable de entre 5 y 12 cm de potencia (Fig. 3.17). Ésta capa erosiona las previas hasta 20cm. Esta toba masiva es rica en clastos, hasta un 30%. La matriz es de ceniza fina y los clastos son subangulares y están mal seleccionados, tienen un tamaño variable entre lapilli fino y grueso. La toba está ligeramente consolidada. Resalta que la matriz es de color gris oscuro y los clastos son pómez clara. Por último en la cima de esta unidad tenemos una capa de lapilli fino de pómez de 5 cm de potencia.

### Unidad XD

Ésta capa inicia con una toba masiva, probablemente la cima de XD-0, que varía de 10 a 15 cm de potencia (Fig. 3.14). Esta capa consolidada de ceniza fina



**Figura 3.14.-** Vista general en la localidad X10, en la base la capa XA y en la cima la capa XD.

únicamente tiene clastos en la base y en la cima. Éstos son de pómez clara del tamaño de lapilli medio y subangulares. El color de la toba es beige - café claro. En la paleotopografía inferida como más elevada, esta toba es poco consolidada, masiva y de color gris claro (retrabajo?).

A la toba anterior le sobreyace el gran paquete de la unidad XD, una capa de lapilli de pómez de alrededor de 74 cm debido a la erosión en la cima por el suelo (Fig. 3.14). Esta capa masiva pasa de estar moderadamente seleccionada los primeros 15 cm a estar pobremente seleccionada y volver a ser bien seleccionada los últimos 10cm. El tamaño va de lapilli fino a lapilli grueso inclusive algunos bloques. En la parte masiva central aparecen líticos negros vidriosos mal seleccionados y angulares, así como juveniles subangulosos. El color de la pómez es beige/ café claro. El contacto en la cima es erosivo, en algunas partes por suelo y en otras por paleosuelo seguido por depósitos del miembro Cuicuiltic y por último suelo.

- **Localidad X12**

La localidad X12 se encuentra en las coordenadas 19°37'1.38" N y 97°22'59.22" O, en una antigua cantera a un costado de la carretera que sube la caldera en dirección de Los Humeros (Fig. 3.3). En ese sitio el Miembro Xoxoctic sobreyace a depósitos de la Toba Faby y un paleosuelo con un contacto unconforme angular y subyace a un paleosuelo, depósitos de la Toba Cuicuiltic y suelo (Fig. 3.15).

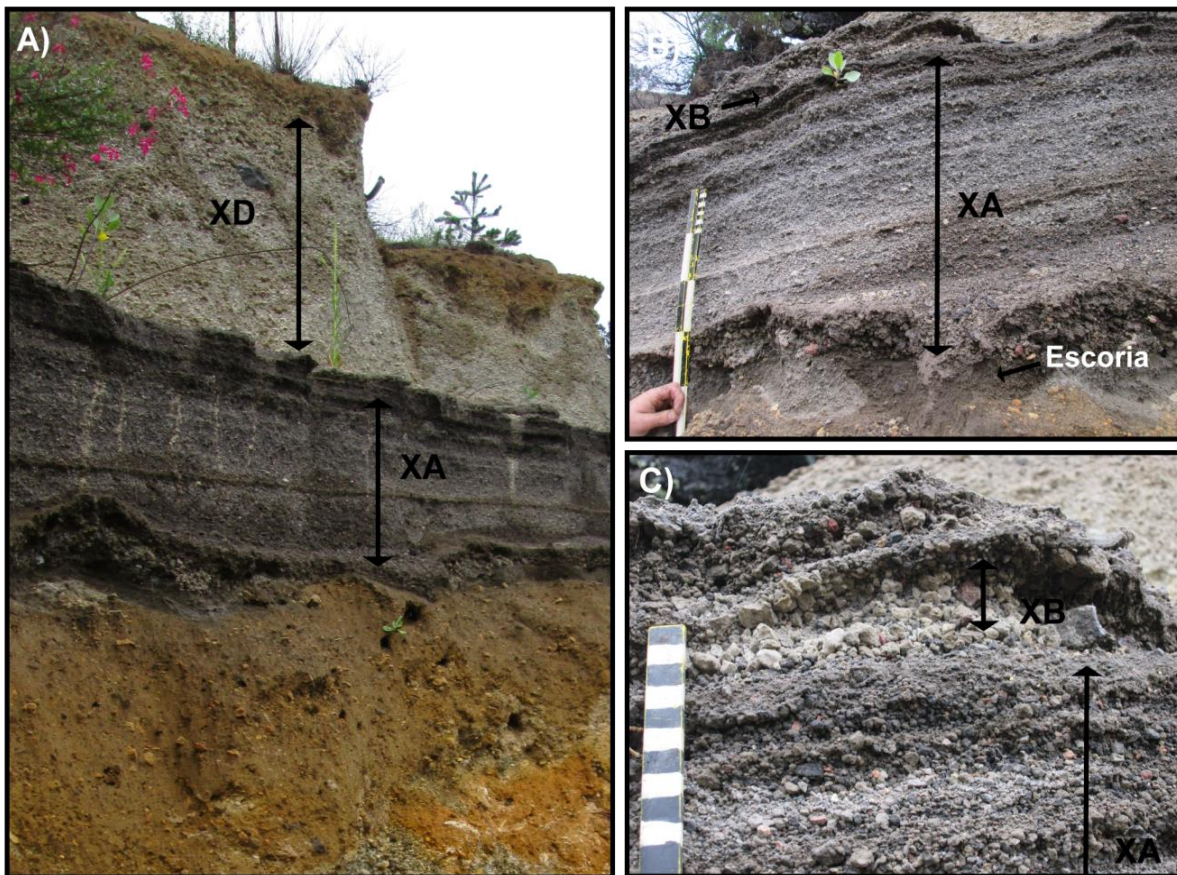
### **Unidad XA**

En esta localidad la unidad XA inicia con una capa de lapilli fino de escoria de 6 cm de potencia (Fig. 3.15). Esta capa es masiva y está bien seleccionada. Los clastos son del tamaño de lapilli fino y son angulosos. Los clastos líticos varían mucho en tamaño y están alterados. El color de los juveniles es gris muy oscuro, casi negros. Le sobreyace una capa de lapilli de pómez, de alrededor de 11 cm de potencia. Esta capa masiva está mal sal seleccionada, el tamaño va de lapilli fino a grueso. Aquí la gran mayoría de pómez es clara, principalmente los clastos más grandes. Es rica en líticos alterados. Los juveniles son subangulosos y los líticos



angulosos. Le sobreyace una capa de toba masiva de 2 cm de potencia. Esta capa de ceniza fina consolidada erosiona un poco la capa anterior.

La unidad continua con un paquete de lapilli fino de pómez. Esta capa es masiva y tiene una potencia de 12 cm (Fig. 3.17). Moderadamente seleccionada, esta capa es del tamaño de lapilli fino a lapilli grueso. Los juveniles de pómez oscura son mayoría sobre la pómez clara. Se mantiene el contenido de líticos. Le sobreyace una capa toba de ceniza fina de 1 cm de espesor. A la pequeña toba le sobreyace una capa de lapilli fino de pómez que se diferencia de la previa en que mide 15cm y está moderadamente seleccionada. Le sobreyace una capa de lapilli fino de pómez con estratificación paralela de 15 cm de potencia. Esta capa bien seleccionada se compone de 2 secuencias, la primera mitad se intercalan capas



**Figura 3.15.-** Imágenes a detalle de la localidad X12. **A)** Vista general en la localidad, en la base la capa XA y en la cima la capa XD, **B)** Base de escoria en la base de XA, capa XA, y XB en la cima, y **C)** Acercamiento a la Capa XB y contacto con XA.

de lapilli fino y de ceniza, la segunda mitad es masiva con una ligera gradación inversa rica en finos.

Por último en la cima de la unidad XA, otra secuencia de lapilli fino de pómez. Ésta difiere de la secuencia anterior en que son 2 secuencias de 3 cm cada una (6cm en total). Estas son masivas, con ligera gradación normal y pobremente seleccionadas de lapilli fino a grueso. La proporción de pómez oscura es mayor a la clara. En la cima una fina capa rica en ceniza y pellets.

### **Unidad XB**

En esta localidad la unidad XB es una capa de lapilli de pómez de 9 cm de potencia moderadamente seleccionada (Fig. 3.15). En esta localidad en contraste con otras esta capa es masiva. La proporción de pómez clara es mucho mayor al de pómez oscura, de la que sólo hay lapilli fino. Además contiene líticos alterados.

### **Unidad XC y XD**

En esta localidad la unidad XC no es muy evidente. Sobre la unidad XB y debajo del gran paquete de la unidad XD tenemos una capa de toba de 10 cm de potencia (Fig. 3.17). Esta capa muestra una estratificación difusa y buena selección. Del tamaño de ceniza fina, es casi libre de clastos. Resalta que la mitad inferior es de color gris y la mitad superior es de color claro. También es rica en lapilli acreacional.

A la capa de toba le sobreyace el gran paquete de la unidad XD, una capa de lapilli de pómez que en esta localidad tiene una potencia mínima de 200cm (Fig. 3.17). Esta capa masiva y pobremente seleccionada va del tamaño de lapilli fino hasta algunos bloques. Los primeros 30 cm están bien seleccionados y son libres de líticos vidriosos, el resto los presenta angulosos. El color es beige, café claro. Le sobreyace suelo.

- **Localidad X14**

La localidad más distal, la localidad X14, se encuentra en las coordenadas 19°30'46.05" N y 97°28'5.71" O, a un costado de la carretera federal 140D, muy cerca del Cerro Pizarro (Fig. 3.3). En esta localidad sobreyace a depósitos de toba con gradación inversa en los clastos, asociados a la Ignimbrita Zaragoza; y a un paleosuelo (Fig. 3.16). Por el contrario, la cima se ve erosionada y subyace a un suelo. Aquí la alteración por la vegetación dificultó un poco el trabajo.

#### **Unidad XA**

En esta localidad la unidad XA es un paquete de aproximadamente 7 cm de potencia de toba con estratificación cruzada con lentes de lapilli fino de pómez (Fig. 3.17). La estratificación es tal que no fue posible distinguir estratos ni características individuales dentro de la unidad. Toda la capa varía en tamaños desde ceniza fina hasta lapilli medio.

#### **Unidad XB**

Aquí la unidad XB es una pequeña capa de lapilli de pómez de 1.5 cm (Fig. 3.16). Esta capa se ve masiva, con ligera gradación normal y pobremente seleccionada. Los clastos son subangulares y van de ceniza gruesa a lapilli medio. La capa es rica en líticos alterados y la cantidad de pómez oscura es poca.

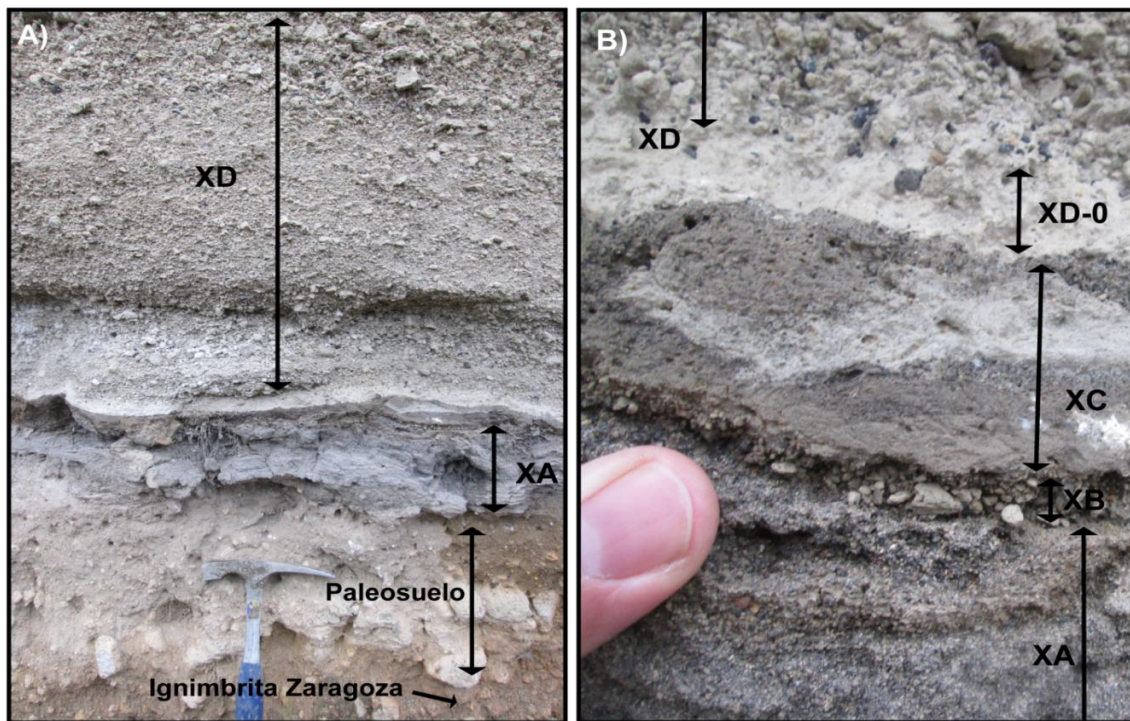
#### **Unidad XC**

Sobreyaciendo a la unidad XB, una capa de toba de 5 cm de potencia (Fig. 3.16). Ésta es una capa de ceniza fina de color gris oscuro libre de líticos. Con ligera gradación inversa, la cima tiene ceniza gruesa con algunos clastos soportados de lapilli fino. La cima es de color un poco más oscura.

#### **Unidad XD**

La unidad inicia con una capa de toba de 2.5 cm de potencia (Fig. 3.16). Esta capa masiva bien seleccionada tiene una matriz de ceniza fina de color blanco y con pocos clastos soportados.

Le sobreyace el gran paquete de la unidad XD (Fig. 3.16 y 3.17). Ésta inicia con una capa de 12 cm de potencia de lapilli de pómez que muestra una gradación inversa que va de lapilli fino a lapilli grueso en general con buena selección. Es rica en líticos vidriosos desde la base. Después una gran capa de lapilli de pómez con gradación inversa moderadamente seleccionada. Ésta capa de mínimo 71cm de potencia va del tamaño de lapilli fino hasta pequeños bloques de clastos subangulares. Tiene líticos vidrios a lo largo de toda la unidad.



**Figura 3.16.-** Imágenes a detalle de la localidad X14. **A)** Vista general en la localidad, en la base la capa XA y en la cima la capa XD, y **B)** Acercamiento a las Capas XB, XC y XD-0, se ve el contacto con XA y XD.



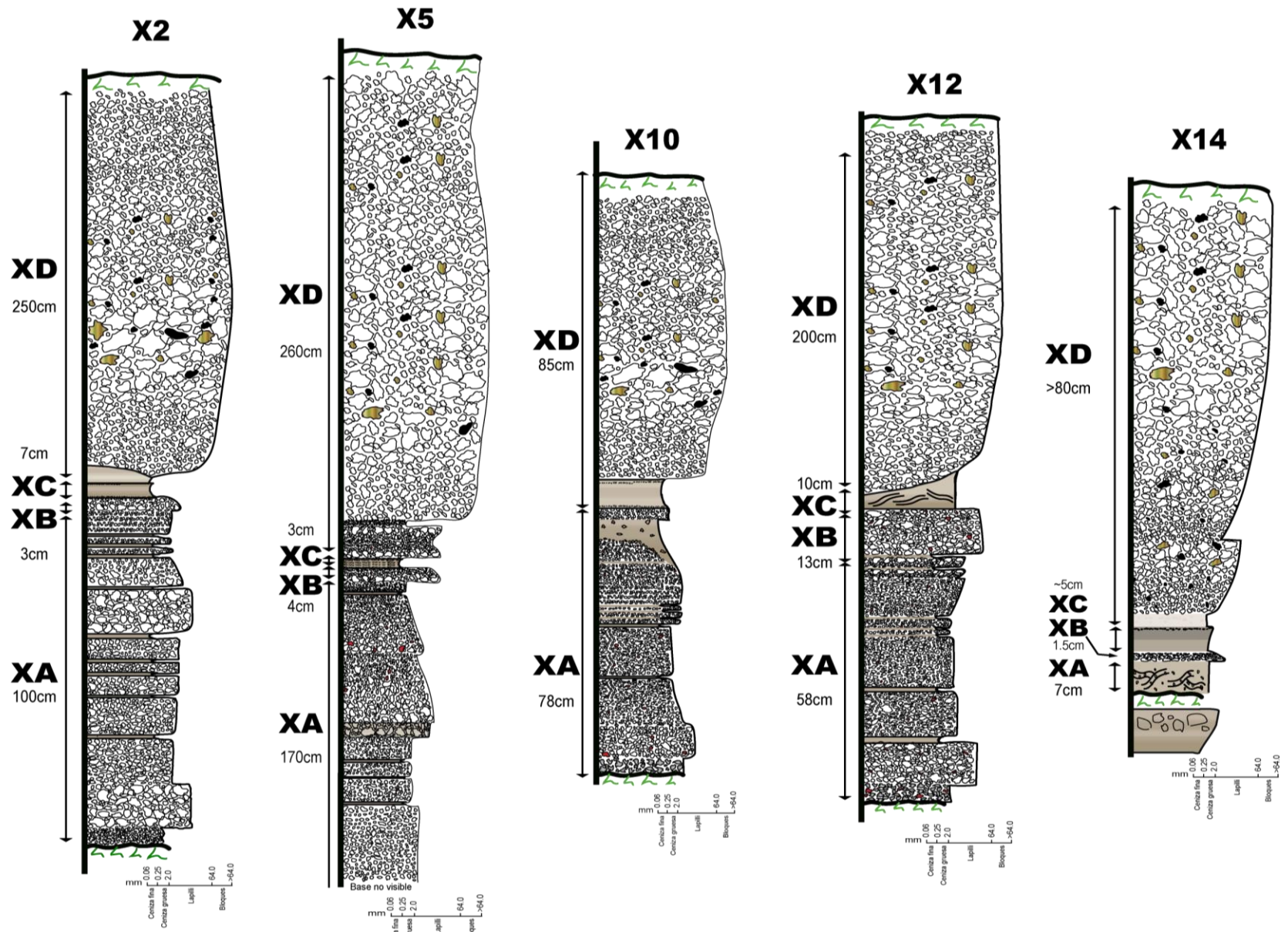


Figura 3.17.- Columnas estratigráficas de las localidades escogidas

### 3.2.3.- CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

A partir de 17 afloramientos visitados, se registraron 14 secciones en detalle y se construyeron 2 transectos para restringir la correlación entre capas, representados por las localidades más importantes (Fig. 3.3). El MX en el central y norte de la caldera se expone descansando de manera inconforme sobre capas de la ignimbrita Zaragoza, Lavas y paleosuelo; mientras que subyace a paleosuelo, depósitos del miembro Tilca y del miembro Cuicuiltic, y por último suelo. En el flanco sur externo está expuesto sobre varios depósitos de pómez de la Formación Faby, paleosuelo, depósitos de la Ignimbrita Zaragoza y paleosuelo; mientras que subyace a depósitos del miembro Cuicuiltic, lavas basálticas y en algunos afloramientos sólo por suelo.

- **Transecto 1**

El Transecto 1 tiene una orientación noreste – suroeste. A este lo conforman, de norte a sur, las localidades X5, X4, X3, X1, X13 y X14 (Fig. 3.18). La localidad más lejana en dirección al norte, X5, se ubica a aproximadamente 4.5 km en línea recta de la sección tipo, mientras que la sección más alejada en dirección sur se encuentra a poco menos de 17km en línea recta, por lo que el transecto tiene una longitud de alrededor de 21km. Lamentablemente sólo 2 de las localidades presentaron afloramientos con la base y la cima visibles, mientras que los otros no fue posible ver la base. No obstante, en todas las localidades se pudieron “identificar” las 4 unidades del MX. La correlación se hizo partiendo de la sección tipo X1.

La correlación entre las secciones se complica principalmente debido a la ausencia y/o aparición de las subcapas de XA con respecto a la localidad X1, en particular las capas ricas en finos; y al difuso contacto entre la unidad XC y la XD-0 (Fig. 3.18). Asimismo, las variaciones en estructuras de depósito y granulometría, y la gran cantidad de capas de caída con composiciones similares, dificultan aún más una correlación confiable.

Si partimos en dirección noreste desde la sección tipo, la localidad X3 destaca el aumento en potencia de la unidad XB y de la unidad XC, así como el contacto entre ambas se hace muy difuso. Por su parte, la unidad XD-0 cambia, aumentando en potencia las capas de lapilli y disminuyendo las capas de toba. El gran paquete de XD disminuye a más de 3m. En la localidad X4 destaca la disminución de XB a sólo 4cm y de XC a sólo 2. Mientras que la unidad XD-0 inicia con una capa de lapilli de pómez de 5 cm rica en pómez oscura y le sobreyace una pequeña toba de 2 cm, seguido por el gran paquete de pómez clara de XD, que mide aproximadamente 3.2m (Fig. 3.18). Por último, la localidad X5, en ella la unidad XA fue la mayormente visible, sin embargo no se logró ver la base. La unidad XB mantiene la potencia de 4cm como en la anterior, y la gradación normal, como en todas las demás. La unidad XC apenas alcanza los 2cm y es rica en ceniza gruesa. En esta localidad la subcapa XD-0 alcanza los 11cm de potencia, los primero diez son de lapilli de pómez y en la cima una pequeña capa de finos la separa del gran paquete de XD, que aquí mide alrededor de 2.5m.

Por el otro lado, si nos movemos de la sección tipo en dirección suroeste, la localidad X13 presenta características notables. La unidad XA disminuye a aproximadamente 30cm, la cual se caracteriza por ser predominantemente una capa de ceniza de pómez con estratificación paralela difusa, inclusive unas subcapas presentan estratificación cruzada y probablemente bioturbación. La unidad XB mantiene su gradación normal y alcanza los 7 cm (Fig. 3.18). Por su parte, XC presenta una estratificación paralela, de igual manera con evidencias de estratificación cruzada y bioturbación. La unidad XD presenta un contacto horizontal muy marcado con la anterior, como no se ve en otra localidad. Aquí la subcapa XD-0 solamente se manifiesta con una capa de 1cm de ceniza fina muy clara. Por encima el gran paquete de la capa XD que rebasa 1m de potencia. La última localidad, X14, presenta un arreglo similar a la X13. La unidad XA apenas alcanza los 7cm, la cual es una capa de finos con evidencia de estratificación cruzada (Fig. 3.18). Le sigue la unidad XB, que mantiene sus características pero

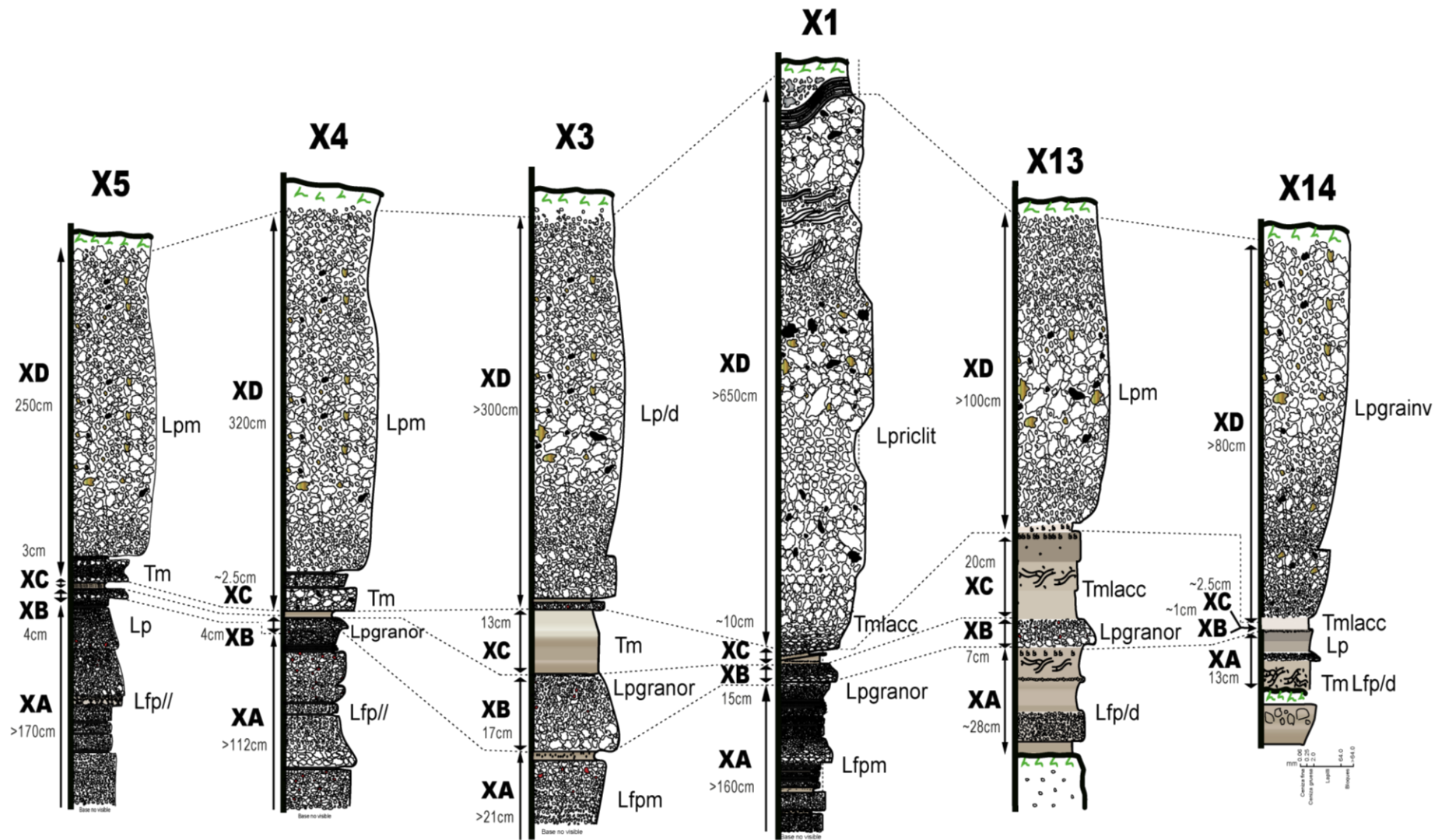


Figura 3.18.- Correlación entre columnas estratigráficas de las localidades del transecto 1.

sólo mide 1.5cm. XC mide alrededor de 5cm de potencia y muestra 2 distintas coloraciones y variaciones laterales. Por último, XD-0 que solamente se manifiesta con una capa de 2cm de ceniza fina muy clara y consolidada. Finalmente, el gran paquete de XD, que en esta localidad está marcadamente dividido en 2, una base con gradación inversa de más de 20cm y un gran paquete masivo de alrededor de 60cm.

- **Transecto 2**

El Transecto 2 tiene una orientación noroeste – sureste. A este lo conforman, de norte a sur, las localidades X8, X7, X1, X2, X6 y X10 (Fig. 3.3). La localidad más lejana en dirección al norte, X8, se ubica a aproximadamente 4.3 km en línea recta de la sección tipo, mientras que la sección más alejada en dirección sur se encuentra a aproximadamente 10.5 km en línea recta, por lo que el transecto tiene una longitud de alrededor de 15 km. Lamentablemente en este transecto tampoco fue posible ver la base en la zona norte, únicamente en las localidades al sur de la sección tipo fue posible ver la base del MX en los afloramientos. No obstante, en todas las localidades se pudieron “identificar” las 4 unidades del MX. La correlación se hizo partiendo de la sección tipo X1.

La correlación entre las secciones se complica principalmente debido a la ausencia y/o aparición de las subcapas de XA con respecto a la localidad X1, en particular las capas ricas en finos; y al difuso contacto entre la unidad XC y la XD-0 (Fig. 3.19). Asimismo, las variaciones en estructuras de depósito y granulometría, y la gran cantidad de capas de caída con composiciones similares, dificultan aún más una correlación confiable.

Si partimos en dirección noroeste desde la sección tipo, la localidad X7 es la primera. En esta localidad, en el Escarpe Las Papas, destaca principalmente por el aumento en potencia de la unidad XC, la cual alcanza los 25cm, así como su alto grado de consolidación y el gran contenido de lapilli acreacional. El contacto

entre ambas se hace muy difuso. Por su parte, la unidad XD-0 c alcanza los 20 cm, siendo dos capas de lapilli de pómez tanto clara como oscura, separados por 2 capas de ceniza fina. El gran paquete de XD inicia los primeros 20 centímetros con ligera gradación inversa y libre de líticos. Después más de 250cm del paquete masivo de la unidad XD (Fig. 3.19). La localidad X8 fue una de las más difíciles para correlacionar, principalmente debido a la poca exposición y el alto grado de alteración que mostraba el afloramiento por su ubicación. No obstante, se pudieron identificar las 4 unidades principales del MX, más fue difícil apreciar características internas. Destaca en la localidad X8 el aumento en potencia de XB a ~18cm, de XC a ~25cm y la disminución de XD a 2m.

Por el otro lado, si nos movemos de la sección tipo en dirección sureste, la localidad X2 presenta características notables como ya se describió en la sección anterior. En ella la unidad XA disminuye a aproximadamente 100cm, la cual se mantiene como una capa de lapilli de pómez con estratificación paralela en algunas subcapas difusa. La unidad XB mantiene su gradación normal pero apenas alcanza los 3 cm. Por su parte, XC tiene 7 cm de potencia y la cima es indistinguible de la subcapa XD-0. El gran paquete de la capa XD alcanza los 240cm. Ésta inicia los primeros 50 cm moderadamente seleccionada y sin líticos y después se vuelve masiva y rica en líticos. La localidad X6 por su parte, presenta una unidad XA de 51cm, una XB de 7cm y una XC de 11cm que mantienen en general las mismas características internas que en la sección tipo (Fig. 3.19). La unidad XD comienza con una pequeña capa de finos de 4cm, XD-0, le sigue una capa de 17 cm de lapilli de pómez con ligera gradación normal y libre de líticos. Por último el gran paquete de XD, masivo, mal seleccionado y rico en líticos negros.

Finalmente la columna más alejada en dirección sureste, X10, mejor descrita en la sección anterior. Como se mencionó previamente, en esta localidad la unidad XA mide por lo menos 78cm. La cima se ve erosionada por una capa de toba masiva rica en lapilli acreacional, probablemente XC, mientras que XB no se manifiesta



(Fig. 3.19). La unidad XD inicia con una capa de lapilli de pómez de 5cm, después una capa de toba masiva de aproximadamente 15cm potencia pues variable lateralmente y con clastos soportados en la cima. Le sobreyace la gran capa de XD, que inicia los primero ~15cm bien seleccionada y libre de líticos para después pasara a ser 74 cm de lapilli de pómez masivo mal seleccionados y rico en líticos.

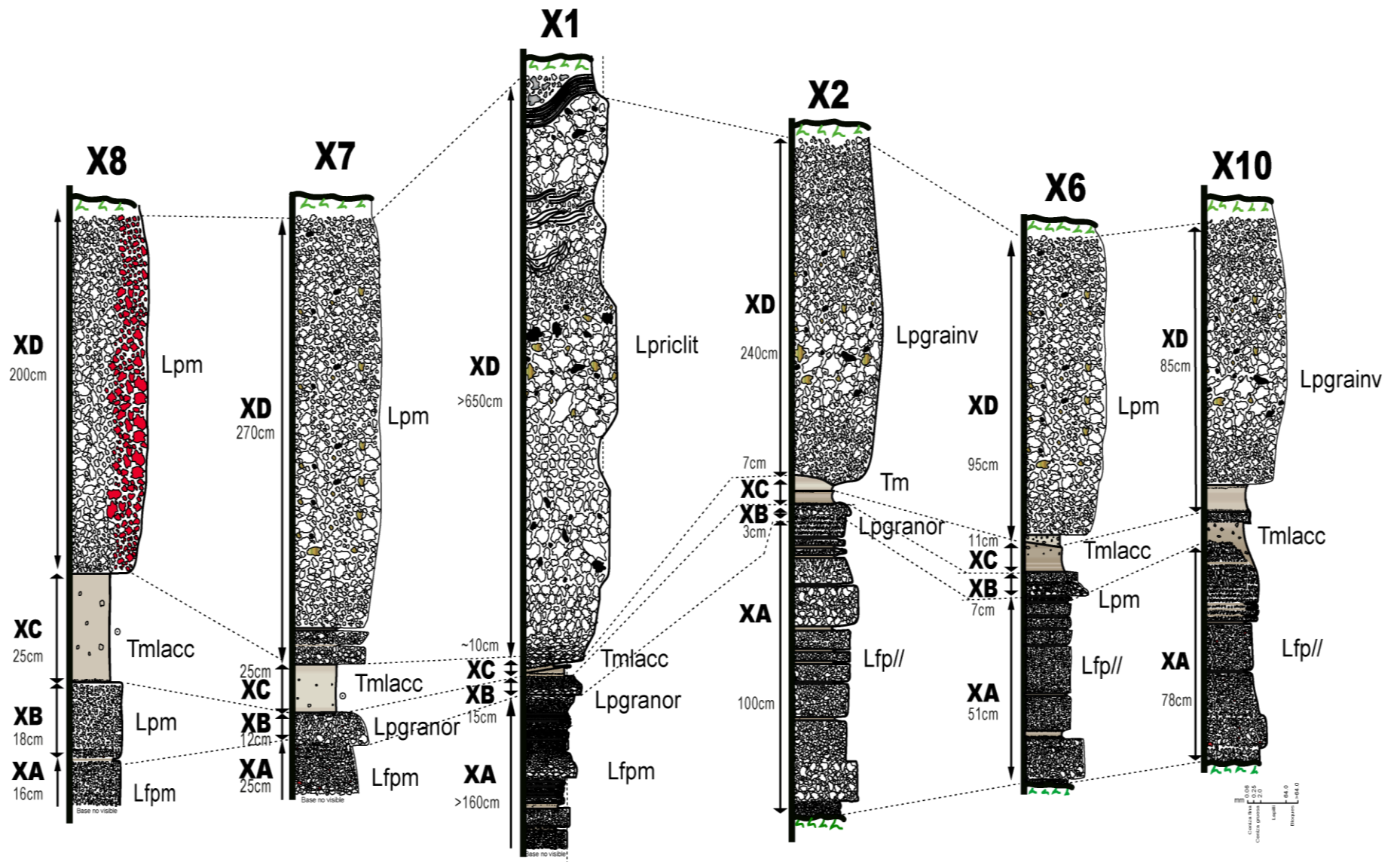


Figura 3.19.- Correlación entre columnas estratigráficas de las localidades del transecto 2

## 3.3.- CARACTERÍSTICAS Y COMPOSICIÓN DEL MIEMBRO XOXOCTIC

### 3.3.1.-GRANULOMETRÍA

. El análisis granulométrico se realizó a muestras de la sección tipo, de base a cima un total de 15 muestras tamizadas; de igual manera se realizó el análisis a algunas muestras de otras localidades. Para el análisis estadístico de los datos de granulometría se utilizó el software GRADISTAT<sup>®</sup> (Tabla 3.5). En el capítulo I se describieron los procedimientos de laboratorio correspondientes al análisis granulométrico.

La mayoría de los depósitos de origen volcánico están mal seleccionados en comparación con los sedimentarios normales (excepto los de caída). Para la mayoría de los sedimentólogos, cualquier depósito con un valor  $\sigma_{\phi} > 1.0$  se describiría como pobremente seleccionado (Tabla 3.4). Mientras que para un vulcanólogo, la división entre clasificación buena y mala es 2.0 (Cas y Wright, 1998). Es por eso que los resultados del software, enfocado a sedimentología, manejan estos rangos.

Se obtuvieron los parámetros con las técnica de Métodos de Momento y de Folk y Ward ambas logarítmicas. La descripción a continuación sólo incluye éstas últimas, ya que son las más apropiadas para el análisis de distribuciones abiertas (Blott y Pye, 2001). Sin embargo la comparación es interesante. A continuación una descripción de cada muestra (Tabla 3.6):

Rango $\sigma_{\phi}$	Clasificación de depósito
0-1	Muy bien seleccionados.
1-2	Bien seleccionados
2-4	Pobremente seleccionados
> 4	Muy pobremente seleccionados

**Tabla 3.4.-** Tabla de clasificación de depósito según su rango de desviación estándar de phi.

Escala de tamaños			
mm	Phi	Modificado de Murcia et al (2013)	GRADISAT program
>64	<-6	Bloques/Bombas	Boulders
32	-5	Lapilli muy grueso	Very coarse gravel
16	-4	Lapilli grueso	Coarse gravel
8	-3	Lapilli medio	Medium gravel
4	-2	Lapilli fino	Fine gravel
2	-1	Lapilli muy fino	Very fine gravel
1	0	Ceniza muy gruesa	Very coarse sand
1/2	1	Ceniza gruesa	Coarse sand
1/4	2	Ceniza media	Medium sand
1/8	3	Ceniza fina	Fine sand
1/16	4	Ceniza muy fina	Very fine sand

**Tabla 3.5.-** Tabla de escala de tamaños de granos dada en milímetros y unidades de phi, así como los nombres que reciben

- **TX01-01**

La muestra TX01-01 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -1.606$  que corresponde al rango de lapilli muy fino (36.1%) (Fig. 3.20). Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli muy fino con ceniza. El 72.2% corresponde a lapilli, mientras que sólo el 27.8% fue ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 1.224$ . La muestra tiene una clásica distribución gaussiana normal típica de depósitos de caída, con distribución simétrica,  $\alpha_{\Phi}: 0.036$  y mesocúrtica  $K: 1.068$ . El error del tamizado es de 1.3%.

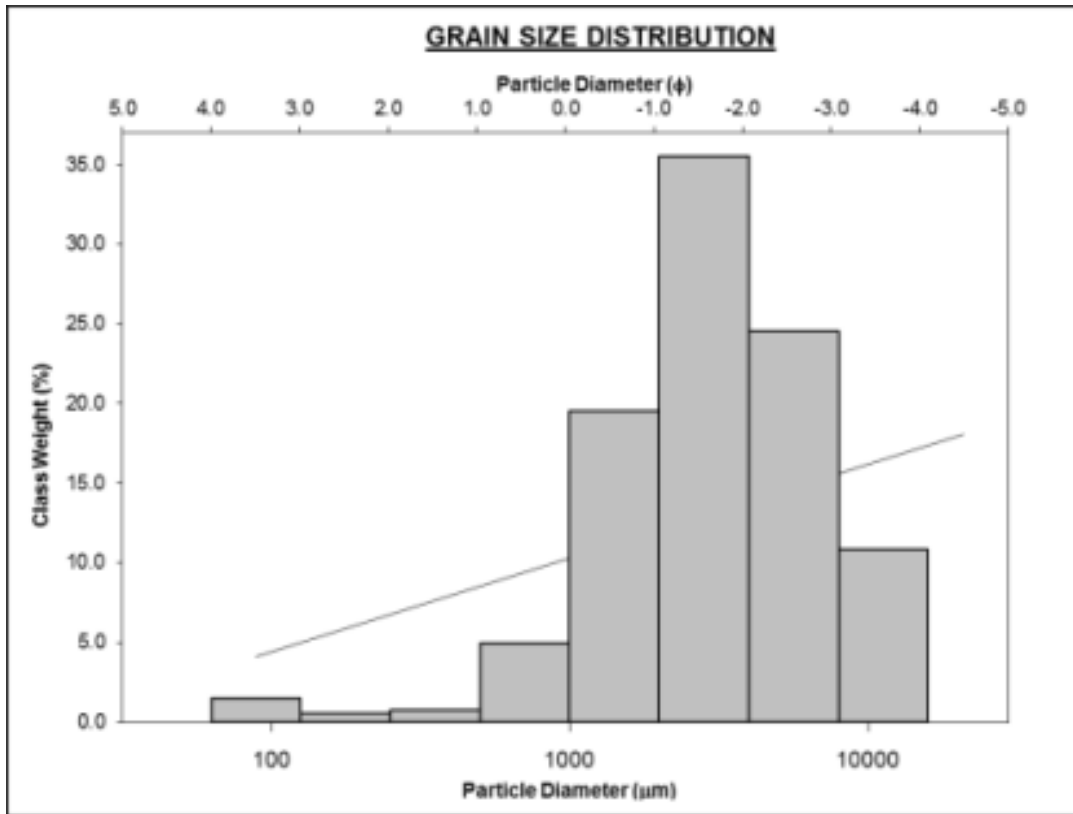
	TX01-01	TX01-02	TX01-03	TX01-04	TX01-05	TX01-06	TX01-07	
<b>Tipo de muestra:</b>	unimodal, pobre selección	trimodal, muy pobre selección	unimodal, pobre selección	unimodal, pobre selección	unimodal, pobre selección	unimodal, pobre selección	unimodal, pobre selección	
<b>Grupo Textural:</b>	ceniza con lapilli	ceniza con lapilli	lapillil con ceniza	ceniza con lapilli	ceniza con lapilli	lapillil con ceniza	ceniza con lapilli	
<b>Nombre de sedimento:</b>	ceniza con lapilli muy fino	ceniza con lapilli medio	lapilli muy fino con ceniza muy gruesa	ceniza con lapilli muy fino	ceniza con lapilli muy fino	lapillil muy fino con ceniza muy gruesa	ceniza con lapilli muy fino	
<b>Error de tamizado:</b>	<b>1.3%</b>	<b>1.7%</b>	<b>0.9%</b>	<b>0.6%</b>	<b>-0.1%</b>	<b>-0.6%</b>	<b>1.3%</b>	
<b>MmΦ</b>	<b>Media</b>	-1.548	-1.247	-0.349	-1.085	-0.747	-0.278	-1.510
	<b>Selección</b>	1.278	1.966	1.103	1.423	1.018	1.104	1.365
	<b>Simetría</b>	1.049	0.259	0.080	0.242	0.333	0.587	0.088
	<b>Kurtosis</b>	5.643	1.852	3.654	3.216	4.738	4.575	2.703
<b>Folk y Ward</b>	<b>Media</b>	-1.606	-1.246	-0.371	-1.119	-0.748	-0.326	-1.562
	<b>Selección</b>	1.224	2.035	1.115	1.438	1.012	1.070	1.427
	<b>Simetría</b>	0.036	0.140	-0.015	-0.034	-0.051	0.066	-0.071
	<b>Kurtosis</b>	1.068	0.671	1.038	1.010	1.017	1.089	0.880
<b>Media</b>	lapilli muy fino	lapilli muy fino	ceniza muy gruesa	lapilli muy fino	ceniza muy gruesa	ceniza muy gruesa	lapilli muy fino	
<b>Selección</b>	pobre selección	muy pobre selección	pobre selección	pobre selección	pobre selección	pobre selección	pobre selección	
<b>Simetría</b>	simétrica	simétrica fina	simétrica	simétrica	simétrica	simétrica	simétrica	
<b>Kurtosis</b>	mesokurtica	platykurtica	mesokurtica	mesokurtica	mesokurtica	mesokurtica	platykurtica	
<b>D10 (φ):</b>	-3.093	-3.698	-1.795	-2.968	-1.966	-1.678	-3.473	
<b>D50 (φ):</b>	-1.613	-1.440	-0.346	-1.091	-0.725	-0.339	-1.455	
<b>D90 (φ):</b>	-0.104	1.574	0.932	0.712	0.571	0.944	0.269	
<b>Lapilli:</b>	72.2%	56.7%	25.8%	52.4%	38.8%	23.1%	62.6%	
<b>Ceniza:</b>	27.8%	43.3%	74.2%	47.6%	61.2%	76.9%	37.4%	

**Tabla 3.6.-** Resultado estadísticos de granulometría obtenidos del programa GRADISTAT

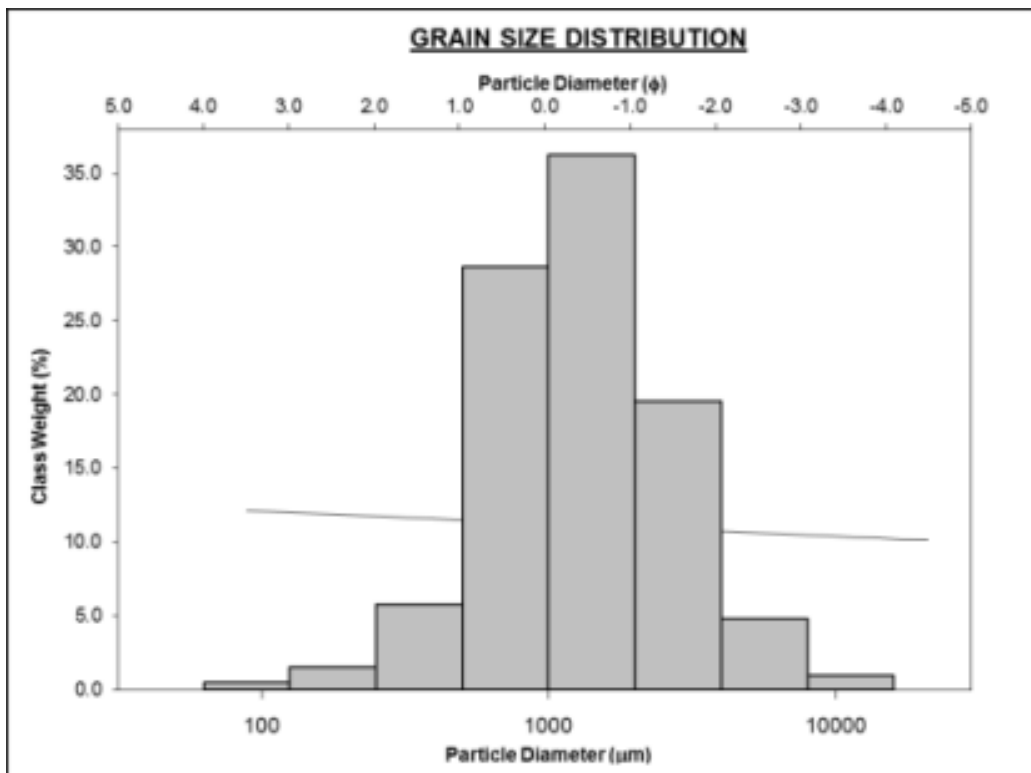


<b>TX01-08</b>	<b>TX01-09</b>	<b>TX01-10</b>	<b>TX01-11</b>	<b>TX01-12</b>	<b>TX01-13</b>	<b>TX01-14</b>	<b>TX01-15</b>
trimodal, muy pobre selección	unimodal, pobre selección	unimodal, pobre selección	unimodal, pobre selección	unimodal, pobre selección	unimodal, pobre selección	bimodal, muy pobre selección	unimodal, muy buena selección
ceniza con lapilli	ceniza con lapilli	ceniza con lapilli	lapilli	ceniza con lapilli	lapilli	ceniza con lapilli	lapilli
ceniza con lapilli muy fino	ceniza con lapilli medio	ceniza con lapilli medio	lapilli grueso	ceniza con lapilli medio	lapilli medio	ceniza con lapilli medio	lapilli grueso
<b>1.4%</b>	<b>1.2%</b>	<b>1.5%</b>	<b>1.5%</b>	<b>1.9%</b>	<b>0.3%</b>	<b>1.6%</b>	<b>1.4%</b>
-0.988	-2.137	-2.215	-2.574	-2.037	-2.628	-1.444	-1.826
1.931	1.490	1.466	1.971	1.682	1.871	1.986	2.172
0.087	0.803	0.758	1.044	1.075	1.458	0.216	0.125
1.985	2.996	3.283	3.454	4.118	4.692	2.041	1.823
-1.026	-2.187	-2.259	-3.224	-2.138	-2.801	-1.506	-2.980
2.001	1.508	1.468	1.394	1.606	1.799	2.112	0.175
0.032	0.311	0.242	0.935	0.288	0.462	0.084	-7.884
0.736	0.908	0.900	0.644	0.978	1.352	0.799	-12.087
lapilli muy fino	lapilli muy fino	lapilli fino	lapilli medio	lapilli fino	lapilli fino	lapilli muy fino	lapilli fino
muy pobre selección	pobre selección	pobre selección	pobre selección	pobre selección	pobre selección	muy pobre selección	muy buena selección
simétrica	simétrica muy fina	simétrica fina	simétrica muy fina	simétrica fina	simétrica muy fina	simétrica	simétrica muy gruesa
platykurtica	mesokurtica	platykurtica	muy platykurtica	mesokurtica	leptokurtica	platykurtica	muy platykurtica
-3.591	-3.796	-3.864	-4.964	-3.833	-4.496	-4.078	-7.516
-1.065	-2.442	-2.455	-3.579	-2.349	-3.219	-1.626	-4.536
1.632	-0.011	-0.144	-0.395	0.195	0.110	1.378	-1.038
51.1%	77.9%	79.8%	86.8%	77.3%	83.9%	60.1%	90.2%
48.9%	22.1%	20.2%	13.2%	22.7%	16.1%	39.9%	9.8%

**Tabla 3.6.-** Continuación



**Figura 3.20.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-01.



**Figura 3.21.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-02.

- **TX01-02**

La muestra TX01-02 tiene una distribución trimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -1.246$  que corresponde al rango de lapilli muy fino. Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli medio con ceniza. El 56.7% corresponde a lapilli, mientras que el 43.3% a ceniza (Fig. 3.21). Esta muestra está pobremente seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 2.035$ . La muestra tiene una distribución polimodal comúnmente asociadas a erupciones hidrovulcánicas, con distribución sesgada fina,  $\alpha_{\Phi}: 0.140$  y platicúrtica,  $K: 0.671$ . El error del tamizado es de 1.7%.

- **TX01-03**

La muestra TX01-03 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -0.371$  que corresponde al rango de ceniza muy gruesa (37.0%). Por sus características su grupo textural es ceniza rica en lapilli, mientras que el nombre que recibe el sedimento es ceniza muy fina rica en lapilli fino (Fig. 3.22). Sólo el 25.8% corresponde a lapilli, mientras que el 74.2% fue ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 1.115$ . La muestra tiene una clásica distribución gaussiana normal típica de depósitos de caída, con distribución simétrica,  $\alpha_{\Phi}: -0.015$  y mesocúrtica,  $K: 1.038$ . El error del tamizado es de 0.9%.

- **TX01-04**

La muestra TX01-04 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -1.119$  que corresponde al rango de lapilli muy fino (26.8%) (Fig. 3.23). Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli muy fino con ceniza. El 52.4% corresponde a lapilli, mientras que el 47.6% fue ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 1.438$ . La muestra tiene una clásica distribución gaussiana normal típica de depósitos de caída, con distribución simétrica,  $\alpha_{\Phi}:-$

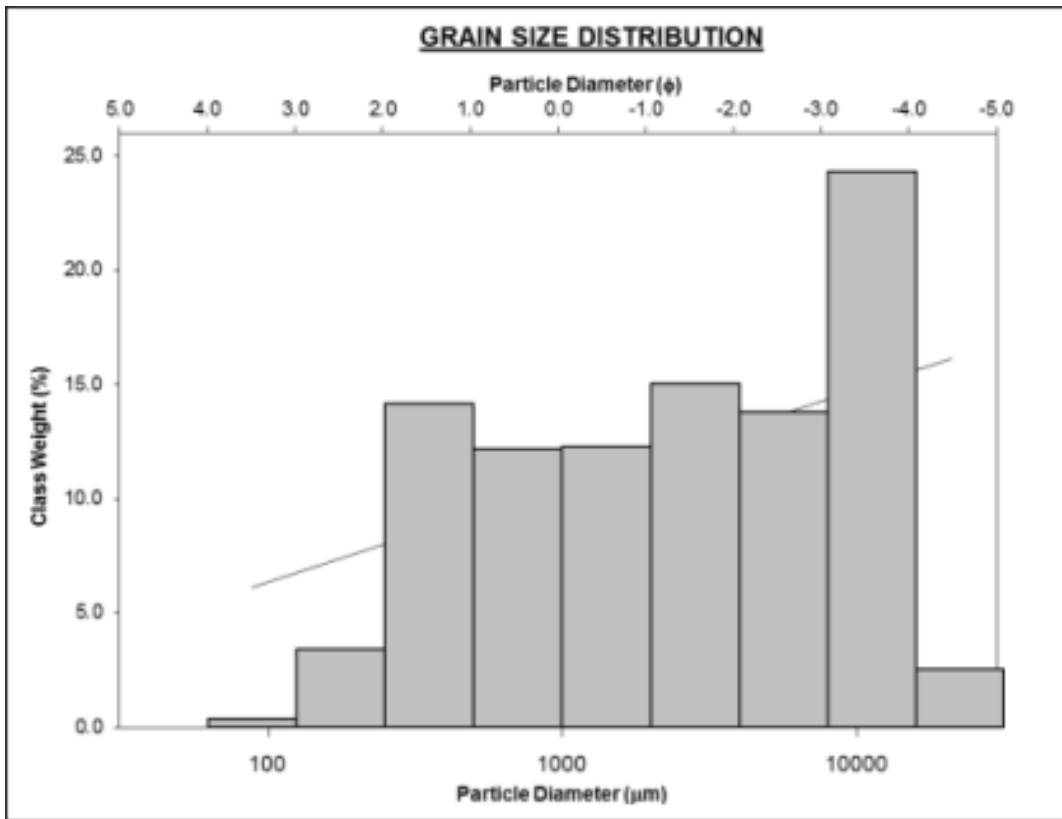


Figura 3.22.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-03.

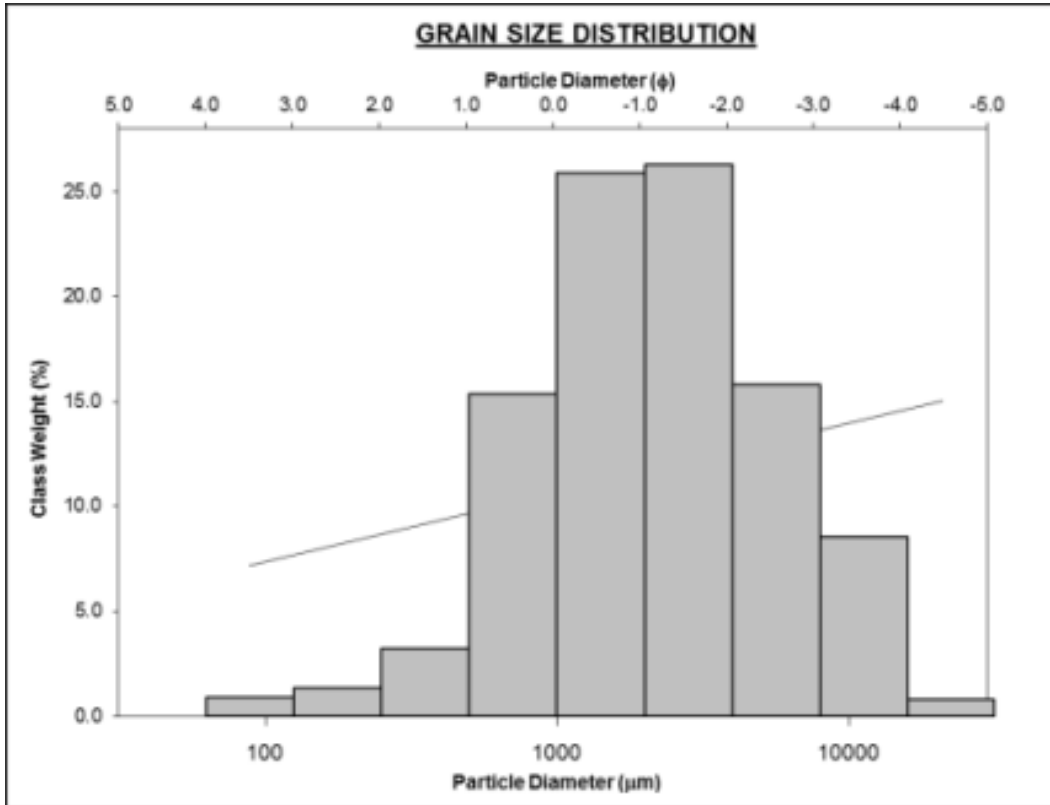


Figura 3.23.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-04.

0.034 y mesocúrtica,  $K$ : 1.010. El error del tamizado es de 0.6%.

- **TX01-05**

La muestra TX01-05 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -0.748$  que corresponde al rango de ceniza muy fina (40.6%). Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli muy fino con ceniza. El 38.8% corresponde a lapilli, mientras que el 61.2% fue ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 1.012$ . La muestra tiene una clásica distribución gaussiana normal típica de depósitos de caída, con distribución simétrica,  $\alpha_{\Phi}$ : -0.051 y mesocúrtica,  $K$ : 1.017 (Fig. 3.24). El error del tamizado es de -0.1%.

- **TX01-06**

La muestra TX01-06 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -0.326$  que corresponde al rango de ceniza muy gruesa (40.7%). Por sus características su grupo textural es ceniza rica en lapilli, mientras que el nombre que recibe el sedimento es ceniza muy gruesa rica en lapilli muy fino. Sólo el 23.1% corresponde a lapilli, mientras que el 76.9% fue ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 1.070$ . La muestra tiene una clásica distribución gaussiana normal típica de depósitos de caída, con distribución simétrica,  $\alpha_{\Phi}$ : 0.066 y mesocúrtica,  $K$ : 1.089. El error del tamizado es de -0.6% (Fig. 3.25).

- **TX01-07**

La muestra TX01-07 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -1.562$  que corresponde al rango de lapilli muy fino (27.8%). Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli muy fino con ceniza (Fig. 3.26). El 62.6% corresponde a lapilli, mientras que el 37.4% fue ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 1.427$ . La muestra tiene una



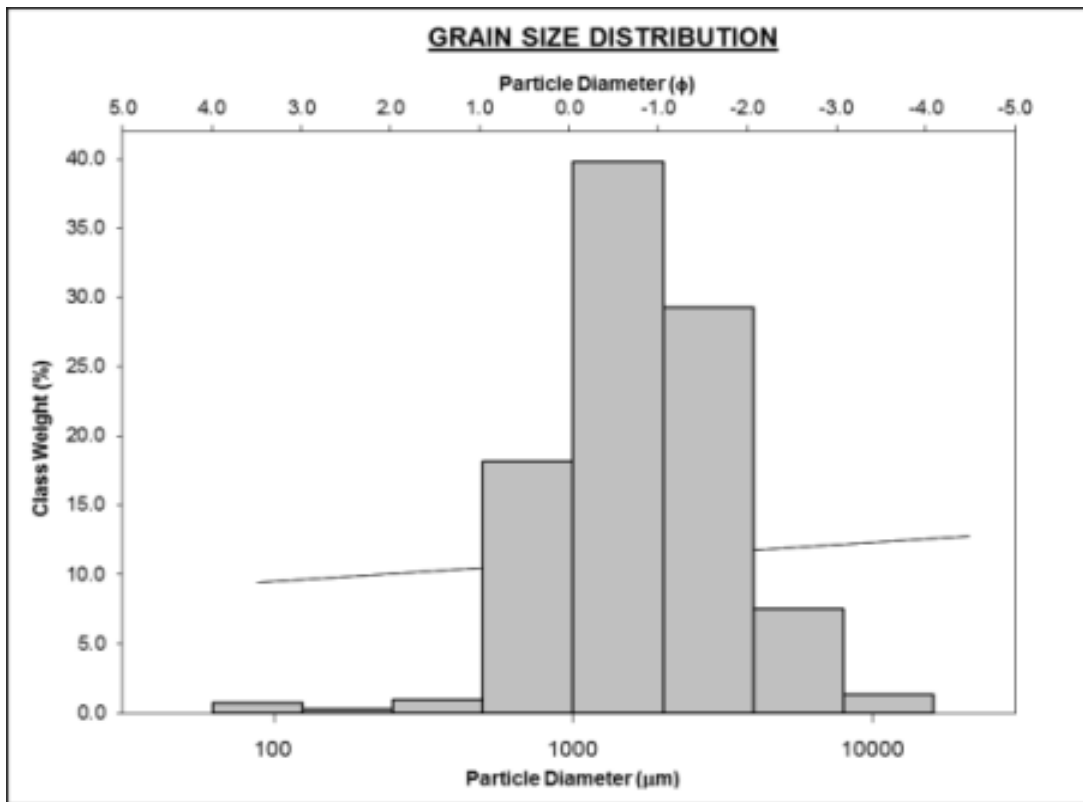


Figura 3.24.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-05.

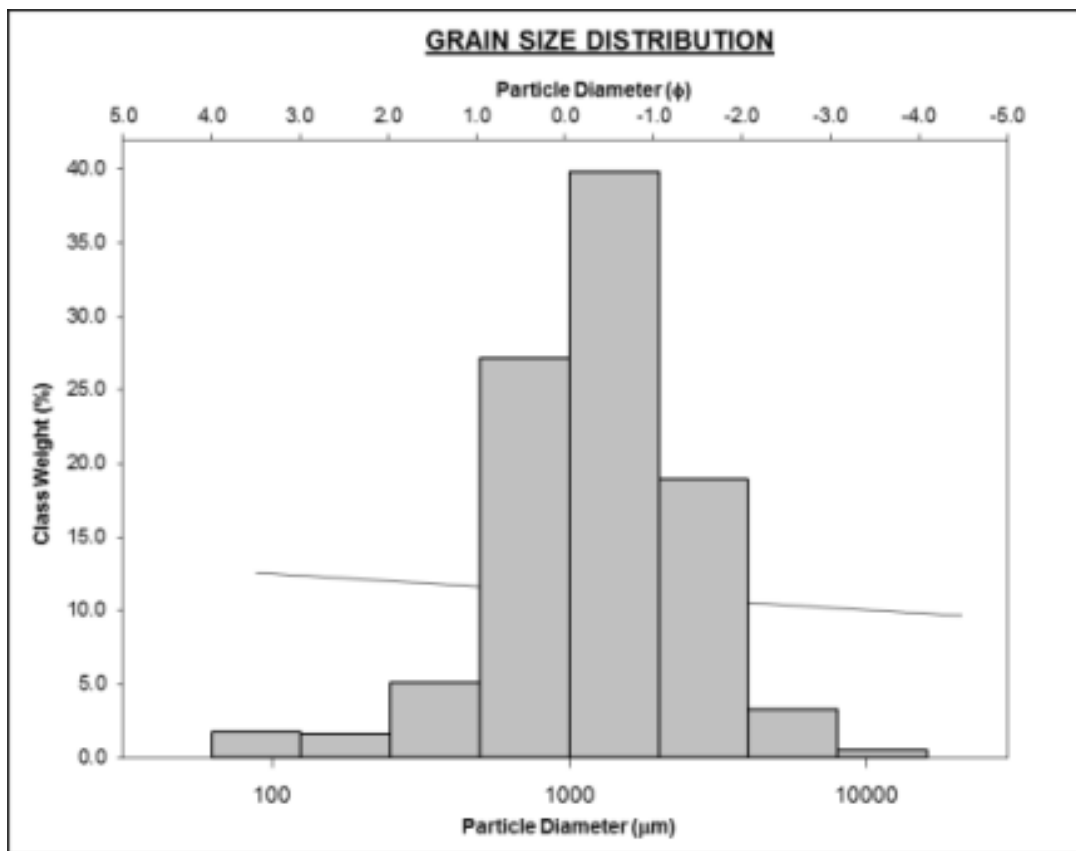


Figura 3.25.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-06.

clásica distribución gaussiana normal típica de depósitos de caída, con distribución simétrica,  $\alpha_{\phi}$ : -0.071, pero platicúrtica,  $K$ : 0.880. El error del tamizado es de 1.3%.

- **TX01-08**

La muestra TX01-08 tiene una distribución trimodal con un diámetro medio  $Md\phi = -1.022$  que corresponde al rango de lapilli muy fino. Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli muy fino rico en ceniza. El 51.1% corresponde a lapilli, mientras que el 48.9% a ceniza. Esta muestra está pobremente seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\phi} = 2.004$ . La muestra tiene una distribución polimodal comúnmente asociadas a erupciones hidrovulcánicas, con distribución simétrica,  $\alpha_{\phi}$ : 0.034 pero platicúrtica,  $K$ : 0.733 (Fig. 3.27). El error del tamizado es de 2.5%.

- **TX01-09**

La muestra TX01-09 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\phi = -2.187$  que corresponde al rango de lapilli fino. Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli medio con ceniza. El 77.9% corresponde a lapilli, mientras que el 22.1% a ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\phi} = 1.508$ . La muestra tiene una distribución unimodal comúnmente asociadas a depósitos de caída, con distribución sesgada muy fina,  $\alpha_{\phi}$ : 0.311 pero mesocúrtica,  $K$ : 0.908 (Fig. 3.28). El error del tamizado es de 1.2%.

- **TX01-10**

La muestra TX01-10 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\phi = -2.259$  que corresponde al rango de lapilli fino. Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es

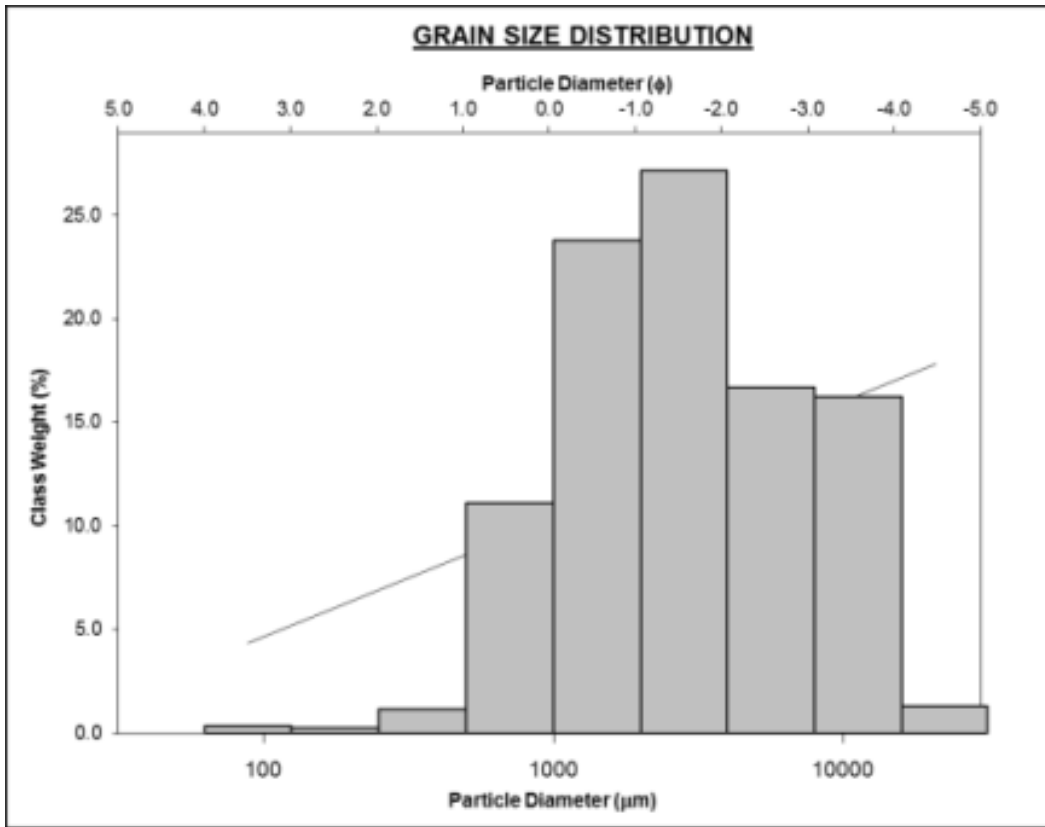


Figura 3.26.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-07.

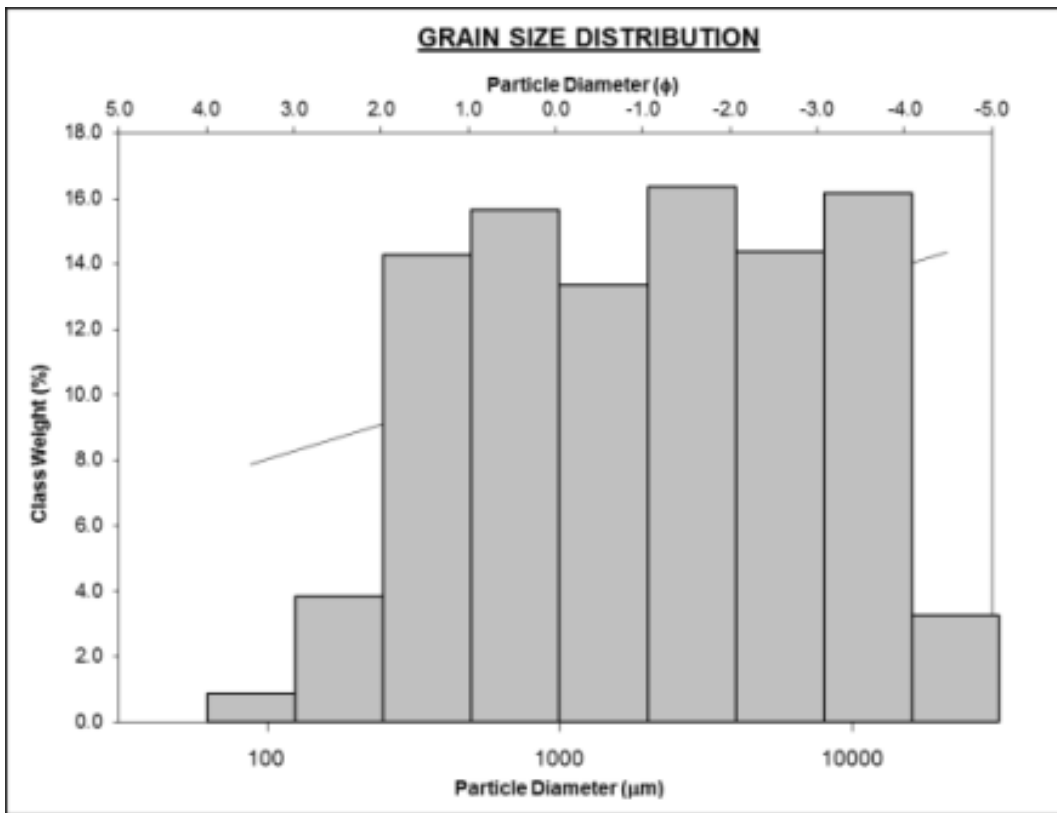


Figura 3.27.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-08.

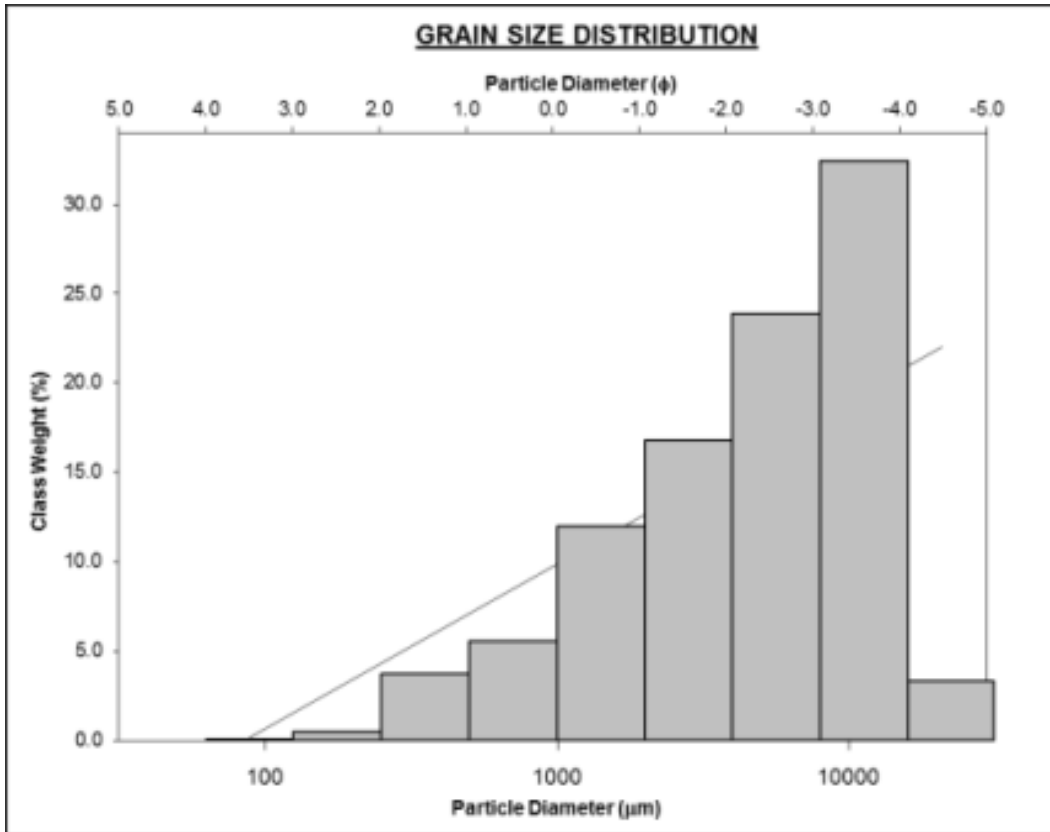
lapilli medio con ceniza. El 79.8% corresponde a lapilli, mientras que el 20.2% a ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\phi} = 1.468$ . La muestra tiene una distribución unimodal comúnmente asociadas a depósitos de caída, pero con distribución sesgada fina,  $\alpha_{\phi}$ : 0.242 y platicúrtica,  $K$ : 0.900. El error del tamizado es de 1.5% (Fig. 3.29).

- **TX01-11**

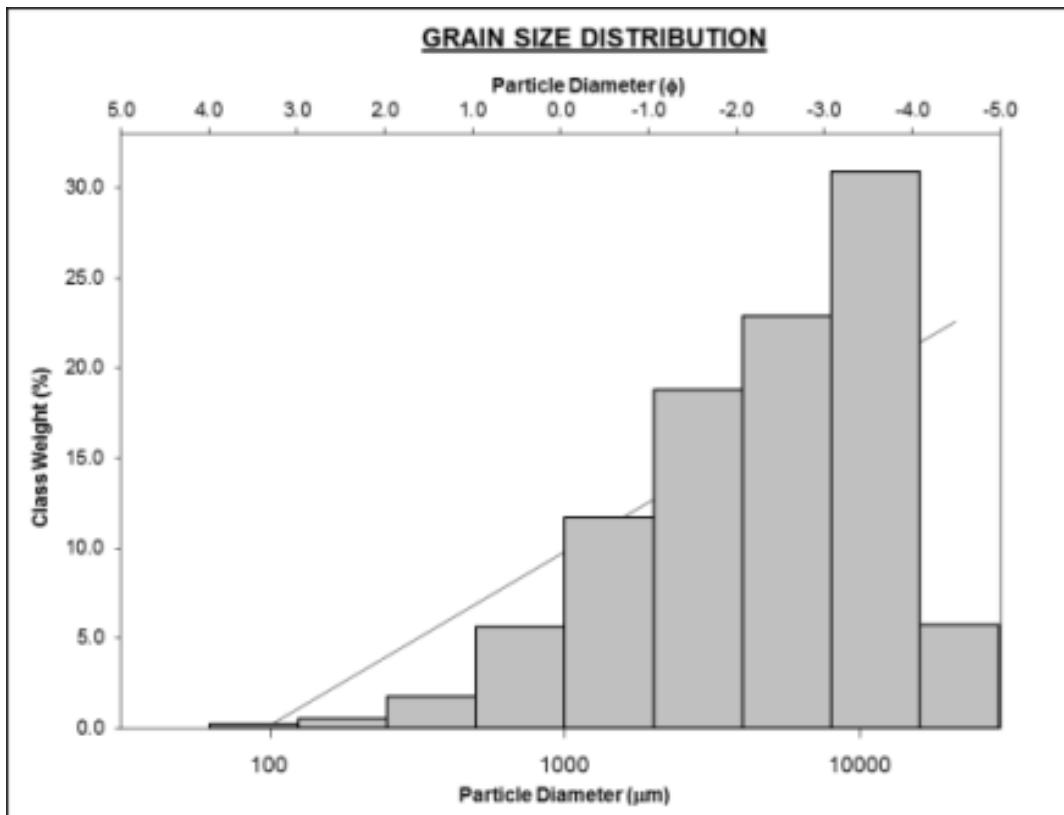
La muestra TX01-11 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\phi = -3.224$  que corresponde al rango de lapilli fino. Por sus características su grupo textural es lapilli, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli grueso. El 86.8% corresponde a lapilli, mientras que el 13.2% a ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\phi} = 1.394$  (Fig. 3.30). La muestra tiene una distribución unimodal comúnmente asociadas a depósitos de caída, pero con distribución sesgada muy fina,  $\alpha_{\phi}$ : 0.935 y muy platicúrtica,  $K$ : 0.644. El error del tamizado es de 1.5%.

- **TX01-12**

La muestra TX01-12 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\phi = -2.138$  que corresponde al rango de lapilli fino. Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli medio con ceniza. El 77.3% corresponde a lapilli, mientras que el 22.7% a ceniza (Fig. 3.31). Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\phi} = 1.606$ . La muestra tiene una distribución unimodal comúnmente asociadas a depósitos de caída, con distribución sesgada fina,  $\alpha_{\phi}$ : 0.288 pero mesocúrtica,  $K$ : 0.978. El error del tamizado es de 1.9%.



**Figura 3.28.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-09.



**Figura 3.29.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-10.



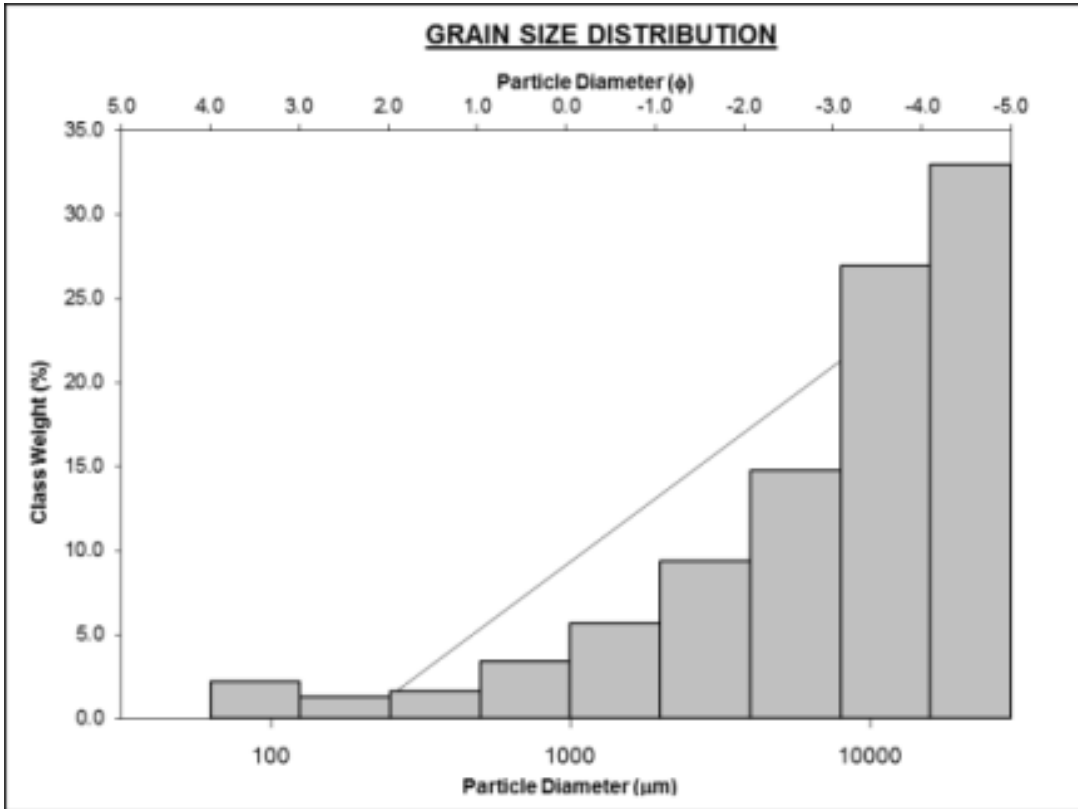


Figura 3.30.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-11.

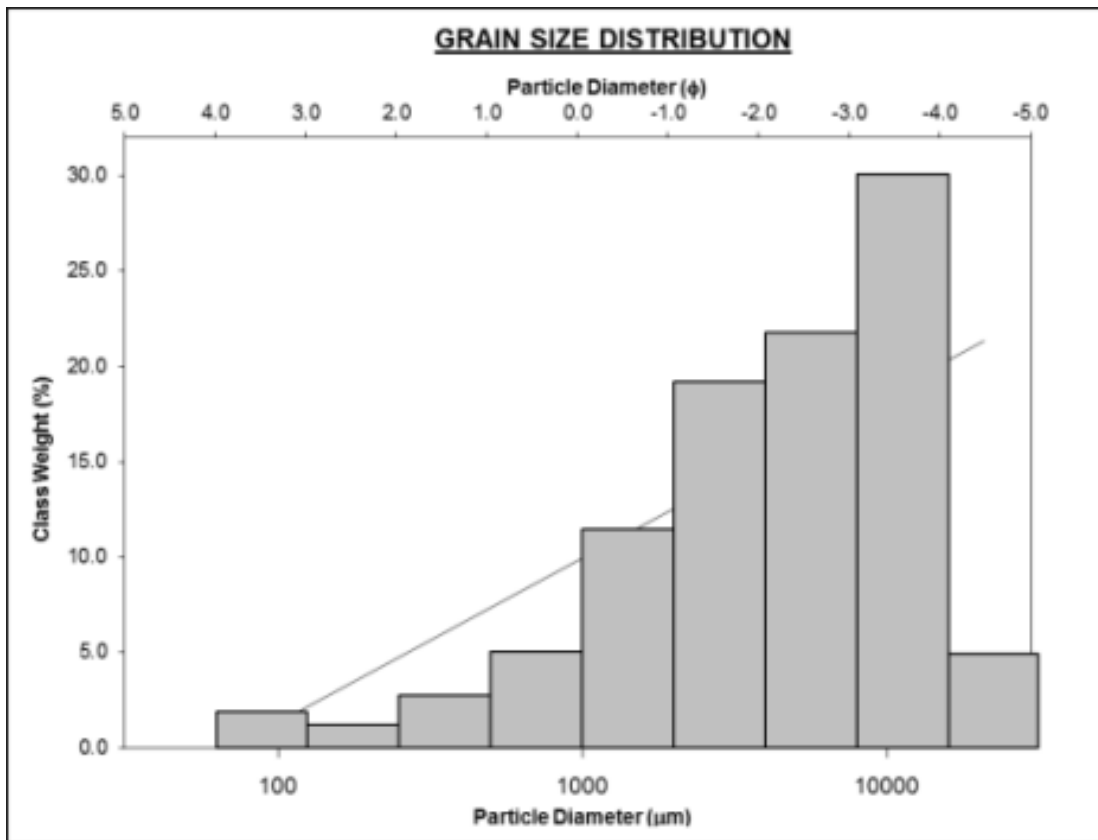


Figura 3.31.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-12.

- **TX01-13**

La muestra TX01-13 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -2.801$  que corresponde al rango de lapilli fino. Por sus características su grupo textural es lapilli, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli medio (Fig. 3.32). El 83.9% corresponde a lapilli, mientras que el 16.1% a ceniza. Esta muestra está bien seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 1.799$ . La muestra tiene una distribución unimodal comúnmente asociadas a depósitos de caída, pero con distribución sesgada muy fina,  $\alpha_{\Phi}$ : 0.462 pero leptocúrtica,  $K$ : 1.325. El error del tamizado es de 0.3%.

- **TX01-14**

La muestra TX01-14 tiene una distribución bimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = -1.506$  que corresponde al rango de lapilli muy fino (Fig. 3.33). Por sus características su grupo textural es lapilli con ceniza, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli medio con ceniza. El 60.1% corresponde a lapilli, mientras que el 39.9% a ceniza. Esta muestra está pobremente seleccionada, con una desviación estándar  $\sigma_{\Phi} = 2.112$ . La muestra tiene una distribución polimodal comúnmente asociadas a erupciones hidrovolcánicas, sin embargo la distribución es simétrica,  $\alpha_{\Phi}$ : 0.084 y platicúrtica,  $K$ : 0.799. El error del tamizado es de 1.6%.

- **TX01-15**

La muestra TX01-15 tiene una distribución unimodal con un diámetro medio  $Md\Phi = 2.980$  que corresponde al rango de lapilli fino. Por sus características su grupo textural es lapilli, mientras que el nombre que recibe el sedimento es lapilli grueso. El 90.2% corresponde a lapilli, mientras que sólo el 9.8% a ceniza. Esta muestra está muy bien seleccionada, con una desviación estándar de sólo  $\sigma_{\Phi} = 0.175$ . La

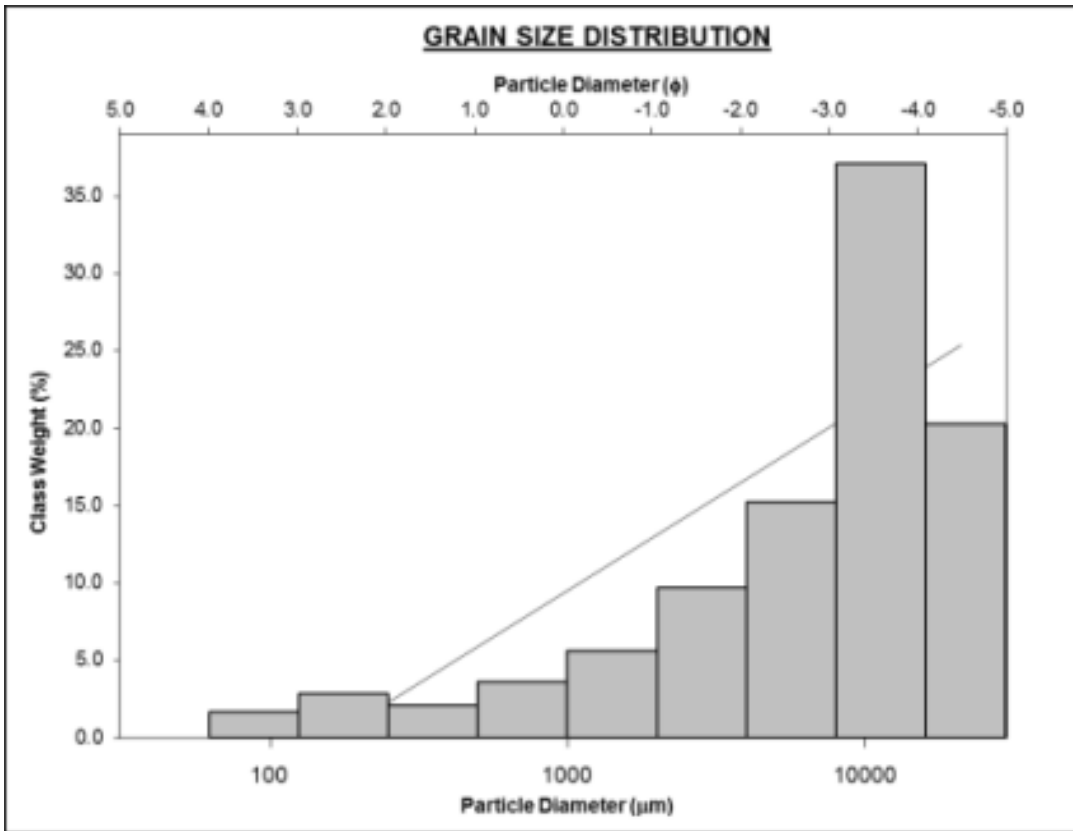


Figura 3.32.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-13.

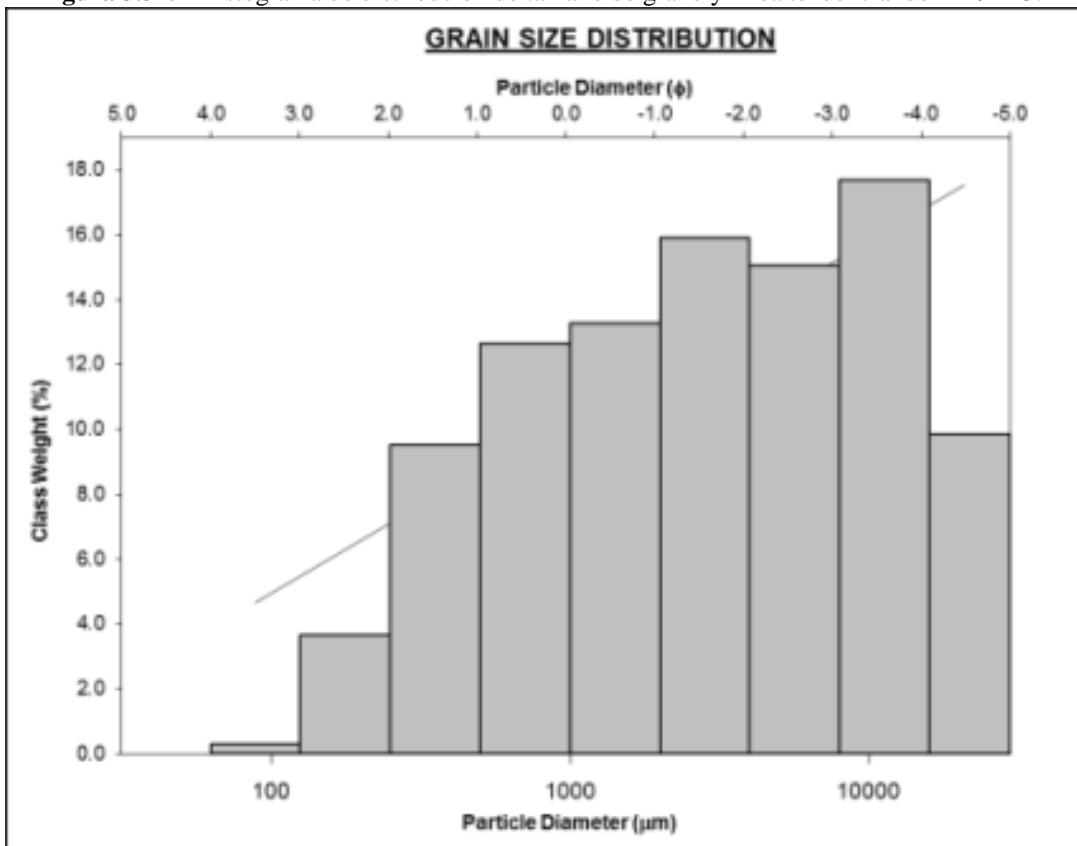
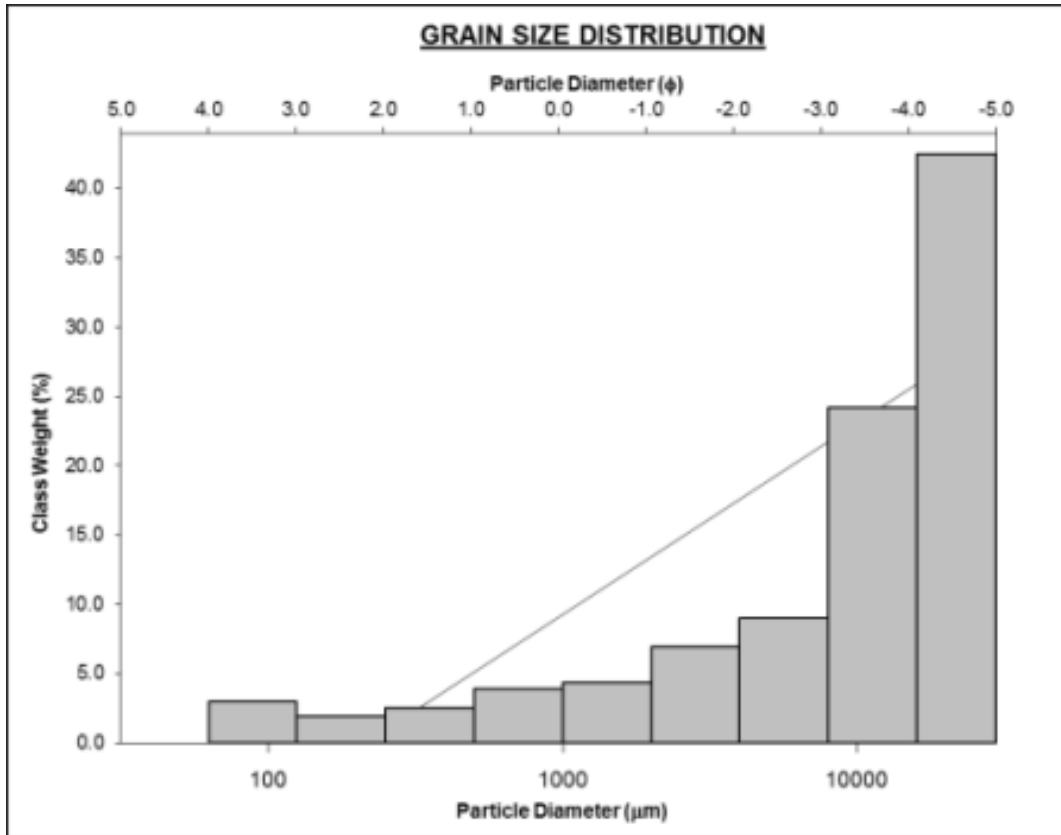


Figura 3.33.- Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-14. muestra tiene una distribución unimodal, comúnmente asociadas a depósitos de

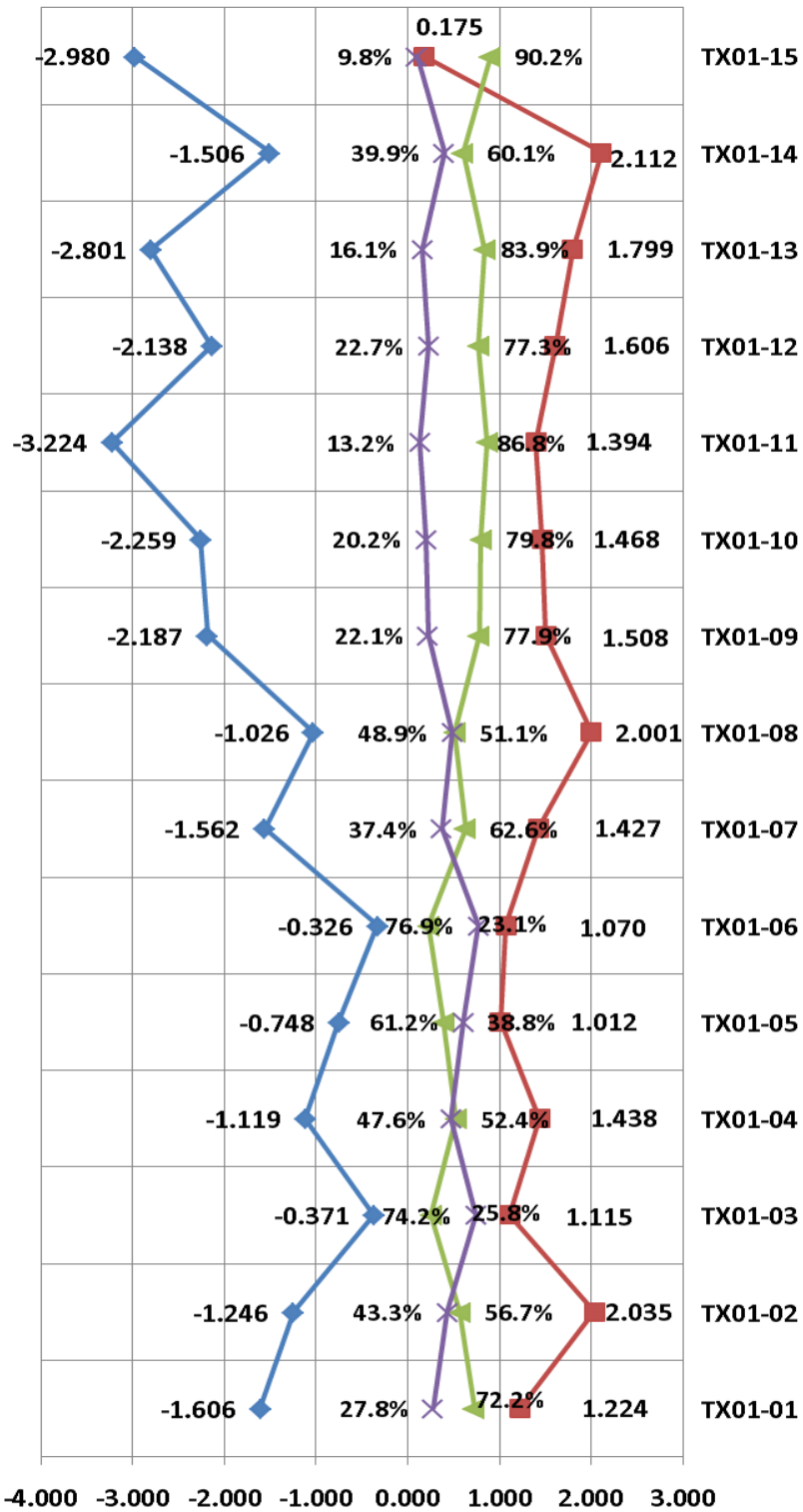


**Figura 3.34.-** Histograma de distribución de tamaño de grano y línea tendencial de TX01-15.

caída, pero con distribución sesgada muy gruesa,  $\alpha_\phi$ : -7.884 y muy platicúrtica,  $K$ : -12.087. El error del tamizado es de 1.4% (Fig. 3.34).

La mayoría de las muestras presentan una distribución unimodal típica de depósitos de caída, salvo las muestras TX01-02 de la unidad XA, TX01-08 de la unidad XC y TX01-14 de la unidad XD, con distribuciones multimodales características de erupciones hidrovolcánicas. Las muestras de la unidad XA presentan los tamaños más finos, mientras que la unidad XD presenta los más grandes, con tamaños promedio de hasta -0.3 phi y -3.2 phi respectivamente (Fig. 3.35). Las variaciones en el tamaño de la unidad XA que se ven en la columna estratigráfica, concuerdan con los resultados de la granulometría, probablemente por variaciones en la intensidad de la columna eruptiva. De igual manera, la unidad XD refleja estas variaciones.

En el mismo sentido, la selección se mantiene buena durante las unidades XA y XB, salvo en la muestra TX01-02. En la unidad XC tiene mala selección con un valor de 2 phi. La unidad XD tiene buena selección hasta la muestra TX01-14 donde es pobremente seleccionada con un valor de 2.1phi y la muestra TX01-15 donde está muy bien seleccionada con valor de 0.1 phi. Por otra parte, los porcentajes de ceniza y lapilli fluctúan y son muy variables en las unidad XA, XB y XD, mientras que en la unidad XD se mantienen muy por encima los valores de lapilli por sobre el de ceniza (Fig. 3.35). En general, los resultados de granulometría son muy congruentes con los observados en la estratigrafía del Miembro Xoxotic, reflejando etapas de hidrovulcanismo a lo largo de toda la columna, mientras que la gran mayoría son depósitos de caída. Los datos de porcentaje de ceniza y lapilli se utilizaron para realizar la Figura 4.5.



**Figura 3.35.-** Gráfica que muestra la distribución de tamaño de grano, desviación estándar de phi, porcentaje de lapilli y de ceniza para cada una de las muestras.



### **3.3.2.-COMPONENTES**

El análisis de componentes se realizó a las muestras de la sección tipo, previamente tamizadas. Para el análisis se contaron 1000 granos para cada fracción, en los casos en que la fracción tuvo menos de 1000 granos se analizó toda la población y se normalizaron los datos. En el capítulo I se describieron los procedimientos de laboratorio correspondientes al análisis granulométrico.

Se distinguieron 10 tipos de componentes: pómez clara, pómez oscura, pómez bandeada, pómez muy vesicular, líticos negros, blancos y alterados, vidrio y cristales. (Tabla. 3.7). Los clastos de pómez representan el material juvenil y son siempre los más abundantes en todos los horizontes que integran la secuencia estratigráfica.

- **TX01-01**

La muestra TX01-01 tiene una proporción de entre 77-83% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción similar de pómez clara en las 5 granulometrías salvo en -1  $\phi$  donde baja de entre el 45-47% al 40%. Por su parte la pómez oscura tiene una distribución menor que la clara y más variable, teniendo un máximo de 38% en -1  $\phi$  y un mínimo de 20% en 2  $\phi$ . Los fenocristales aparecen de manera ascendente en 1 y 2  $\phi$ .

La proporción de líticos se mantiene entre 16 y 24%; los líticos negros con una proporción mayor en las granulometrías gruesas, los líticos blancos una distribución similar y por el contrario los alterados un poco mayor hacia los finos. Los valores promedio se muestran en la figura 3.36.

- **TX01-02**

La muestra TX01-02 tiene una proporción de entre 77-82% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción de pómez clara con un máximo de 46% en -2  $\phi$ , se mantiene en alrededor de 40% hasta 2  $\phi$  donde disminuye a 35%. Por su parte la pómez oscura tiene una distribución normal con media en -1  $\phi$  donde alcanza el 40%. Los fenocristales aparecen de manera ascendente de 0  $\phi$  a 2  $\phi$  donde llega al 10%.

Componente	Descripción	Foto	Componente	Descripción	Foto
Pómez Clara	Clastos de pómez subangulosa de andesita-andesita basáltica con vesículas gruesas y fusionadas.		Líticos Oscuros	Clastos líticos subangulosos de color negro.	
Pómez Bandeada	Clastos de pómez con bandas mezcladas de franjas de color beige claro y café oscuro muy vesiculares y angulosos.		Líticos Blancos	Clastos líticos subangulosos de color blanco.	
Pómez Oscura	Clastos de pómez subangulosa de andesita basáltica con vesículas gruesas.		Líticos Alterados	Clastos líticos subangulosos con márgenes oxidados	
Pómez Vesicular	Clastos de pómez angulosa de andesita-dacita con muchas vesículas muy gruesas y fusionadas.		Escoria Roja	Clastos líticos rojos de escoria vesicular subredondeada.	
Fenocristales	Fenocristales accidentales o afines.		Vidrio	Fragmentos de obsidiana de color negro a gris.	

**Tabla 3.7.-** Componentes presentes en las capas de tefra dentro del Miembro Xoxoctic; en color verde el material juvenil y en rojo los líticos.

La proporción de líticos se mantiene entre 18 y 24%; los líticos negros con una proporción mayor en las granulometrías gruesas, por el contrario los líticos blancos en las medias y finas, y los alterados un poco más hacia los finos. Los valores promedio se muestran en la figura 3.36.

- **TX01-03**

La muestra TX01-03 tiene una proporción de entre 76- 84% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción de pómez clara con un máximo de 46% en -2  $\phi$ , disminuye por debajo de 40% en -1 y 0  $\phi$  y en 1 $\phi$  llega a un mínimo 30%. Por su parte la pómez oscura tiene su máximo en 1  $\phi$  con 42% y su mínimo en 2  $\phi$  con 35%, en las fases más gruesas ronda entre 36-39%. Los fenocristales aparecen de manera ascendente de 0 a 2  $\phi$ , donde llega al 12%.

La proporción de líticos se mantiene entre 15 y 24%; los líticos negros con una proporción mayor en las granulometrías gruesas, por el contrario los líticos blancos en las medias y finas, y los alterados un poco más hacia los finos. Los valores promedio se muestran en la figura 3.36.

- **TX01-04**

La muestra TX01-04 tiene una proporción de entre 83-87% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción de pómez clara promedio del 50%, su máxima proporción es en -2  $\phi$  con 61%, de ahí desciende linealmente hasta llegar a 4% en 2  $\phi$ . Por su parte la pómez oscura tiene una distribución mayor en la granulometrías medias, con su máximo en 0  $\phi$  con 31%, en -2  $\phi$  y 2  $\phi$  tiene los mínimos con 22 y 23% respectivamente. . Los fenocristales aparecen de manera ascendente en 1 y 2  $\phi$ , donde llega al 15%.

La proporción de líticos se mantiene entre por debajo del 17%; los líticos se mantienen alrededor del 3% en todas las granulometrías, los líticos blancos y alterados con una distribución variable entre 4-7%. Los valores promedio se muestran en la figura 3.36.

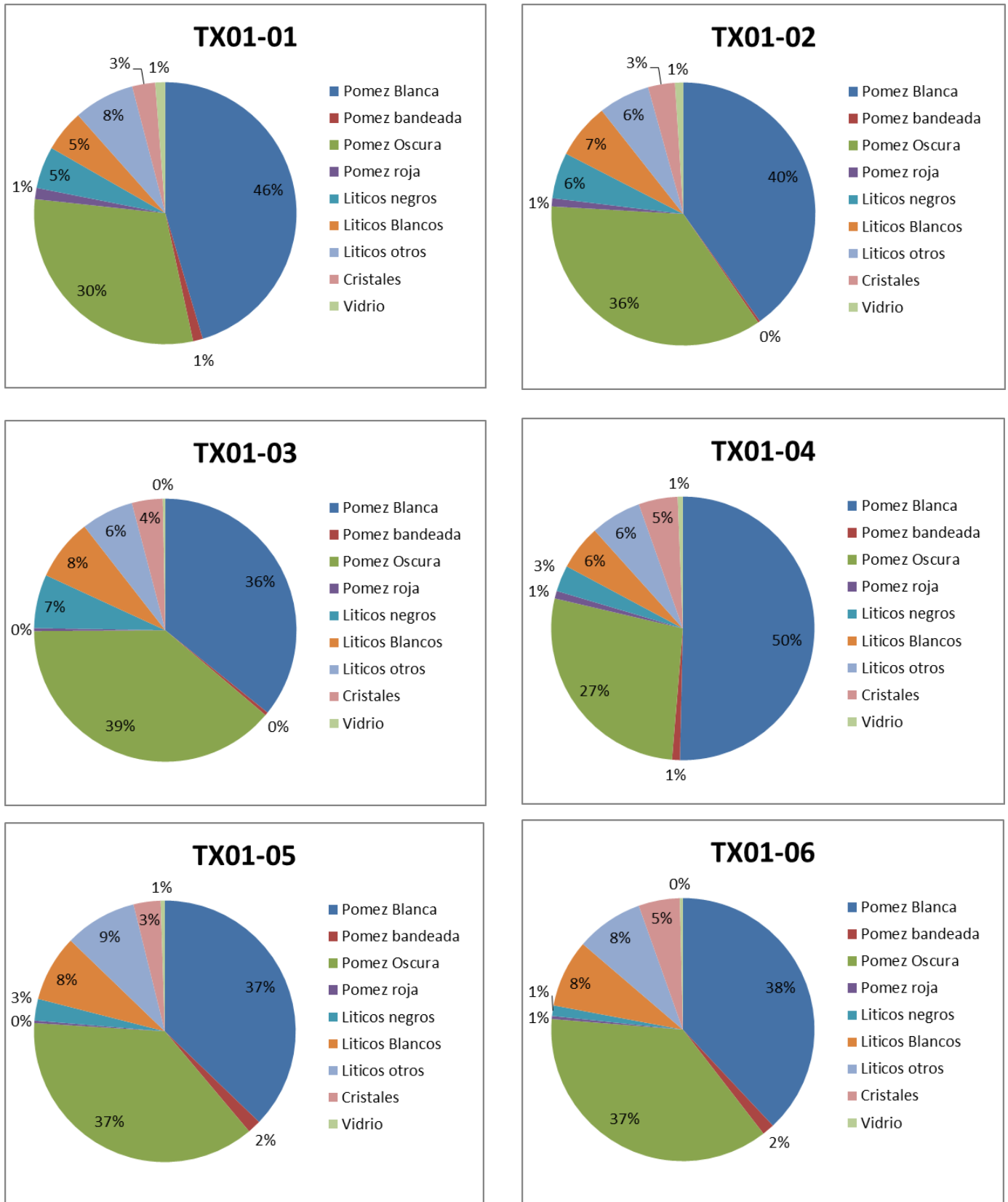


Figura 3.36.- Gráficas de pay de la proporción por componente para el promedio de las muestras, TX01-01-TX01-06

- **TX01-05**

La muestra TX01-05 tiene una proporción de entre 67-89% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción de pómez clara con un máximo de 46% en -2  $\phi$ , se mantiene por encima de 40% en -1 y 0  $\phi$ , y después disminuyen 1 $\phi$  a 33% y baja hasta 23% en 2  $\phi$ . Por su parte la pómez oscura se mantiene entre 38-41% a excepción de en 2  $\phi$  donde disminuye hasta 30%. En esta muestra la pómez bandeada alcanza el 5% en -2  $\phi$ . Los fenocristales aparecen de manera ascendente de 0 a 2  $\phi$ , donde llega al 10%.

La proporción de líticos aumenta de manera casi lineal conforme menor la granulometría, yendo de 11% en -2  $\phi$  a 34% en 2  $\phi$ . Los líticos negros disminuyen de 4 a 2%, mientras que los líticos blancos y los alterados aumentan de 2 a 15% y de 4 a 18% respectivamente. Los valores promedio se muestran en la figura 3.36.

- **TX01-06**

La muestra TX01-06 tiene una proporción de entre 75-95% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción de pómez clara con un máximo de 52% en -2  $\phi$ , disminuye de manera lineal en -1 y 0  $\phi$ , y después disminuye en 1 $\phi$  a 31% y 30% en 2  $\phi$ . Por su parte la pómez oscura se mantiene entre 38-40% a excepción de en 2  $\phi$  donde disminuye hasta 26%. En esta muestra la pómez bandeada apenas alcanza el 3% en -2  $\phi$ . Los fenocristales aparecen de manera ascendente de 0 a 2  $\phi$ , donde llega al 15%.

La proporción de líticos aumenta de manera casi lineal conforme menor la granulometría, yendo de 5% en -2  $\phi$  a 25% en 2  $\phi$ . Los líticos negros se mantienen entre 1-2%, mientras que los líticos blancos y los alterados aumentan del 2 al 12%. Los valores promedio se muestran en la figura 3.36.

- **TX01-07**

La muestra TX01-07 tiene una proporción de entre 78-93% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción de pómez clara con un máximo de 70% en -2  $\phi$ , de donde disminuye conforme disminuye la granulometría de manera casi líneas hasta un 37% en 2  $\phi$ , casi la mitad. Por su

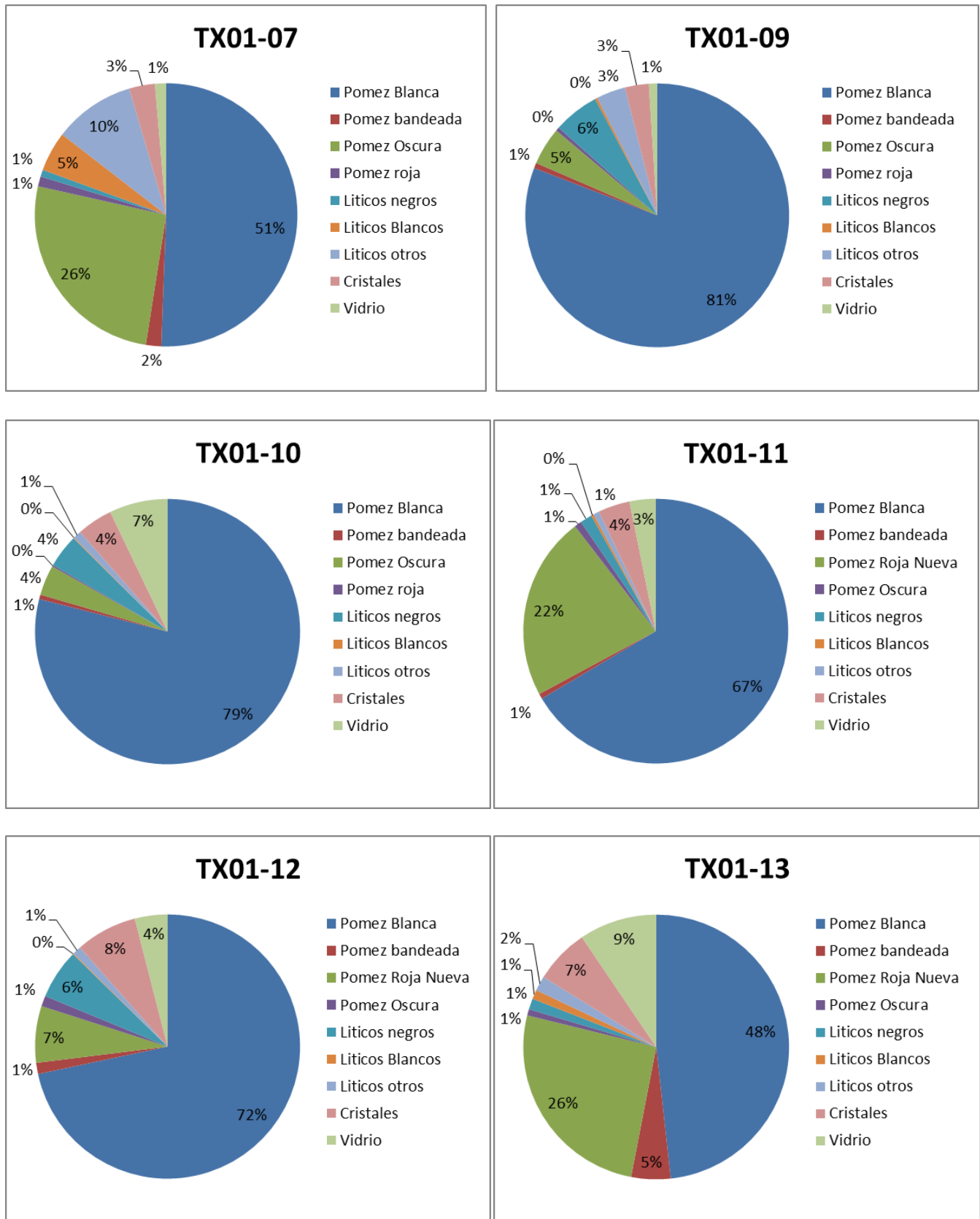


Figura 3.37.- Gráficas de pay de la proporción por componente para el promedio de las muestras, TX01-07-TX01-13



parte la pómez oscura se mantiene entre 20 y 29%. En esta muestra la pómez bandeada apenas alcanza el 3% en -2  $\phi$ . Los fenocristales aparecen de manera ascendente en 1 y 2  $\phi$ , donde llega al 14%.

La proporción de líticos aumenta conforme menor la granulometría, a excepción de en 2  $\phi$ . Los líticos negros no rebasan el 1%, mientras que los líticos blancos se mantienen entre 2-6% y los alterados aumentan de 2 a 13%. La escoria roja alcanza el 2% en 1  $\phi$ . En 2  $\phi$  aparece un 6% de vidrio. Los valores promedio se muestran en la figura 3.37.

- **TX01-09**

La muestra TX01-09 tiene una proporción de entre 83-95% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción mucho mayor de pómez clara, con un máximo de 89% en -1  $\phi$ , se mantiene por encima del 80% en las demás granulometrías a excepción de 2  $\phi$  donde disminuye a 65%. Por su parte la pómez oscura aparece muy poco, con un máximo de 8% en 0  $\phi$ . Los fenocristales aparecen en 1 y 2  $\phi$ , con 2 y 4% respectivamente. Los valores promedio se muestran en la figura 3.37.

La proporción de líticos aumenta conforme menor la granulometría, con un mínimo de 4% en -2  $\phi$  y 18% en 2  $\phi$ . Los líticos negros son los más abundantes con entre 3 y 8%, a excepción de 2  $\phi$  donde los líticos alterados alcanzan el 11%. No presenta líticos blancos. En 2  $\phi$  aparece un 4% de vidrio.

- **TX01-10**

La muestra TX01-10 tiene una proporción de entre 93-97% de juveniles a los largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción mucho mayor de pómez clara, con un máximo de 89% en -2 y -1  $\phi$ , después disminuye conforme menor la granulometría hasta su mínimo en 2  $\phi$ . Por su parte la pómez oscura aparece muy poco, con un máximo de 6% en 0  $\phi$ . Los fenocristales aparecen en 1 y 2  $\phi$ , con 4 y 16% respectivamente. Los valores promedio se muestran en la figura 3.37.

La proporción de líticos tiene una distribución casi normal con media en 0  $\phi$  donde alcanzan el 8%. Los líticos negros son los más abundantes con entre 2 y 6%, los líticos alterados no rebasan el 1%. No presenta líticos blancos. El vidrio aparece con 12% en 1 y 2  $\phi$ .

- **TX01-11**

La muestra TX01-11 tiene la mayor proporción de juveniles de todas, con un promedio de 96%, con máximos de 99% y mínimos de 96%. También aquí aparece la pómez muy vesicular, con una proporción que incrementa conforme menor es la granulometría, yendo de 15 % en -2  $\phi$  a 35% en 2  $\phi$ . Por su parte la pómez oscura prácticamente no aparece y la pómez bandeada sólo alcanza un 2% en 0  $\phi$ . Los fenocristales aparecen en 1 y 2  $\phi$ , con 2 y 10% respectivamente. Los valores promedio se muestran en la figura 3.37.

La proporción de líticos no rebasa el 3% con similar proporción de líticos negros y líticos alterados. Tiene el mínimo en 0  $\phi$  con 1%. El vidrio aparece con máximo 8% en 2  $\phi$ .

- **TX01-12**

La muestra TX01-12 tiene una proporción de entre 92-96% de juveniles a lo largo de las 5 granulometrías analizadas. Tiene una proporción mucho mayor de pómez clara, con un máximo de 87% en -2  $\phi$ , después disminuye linealmente en -1 y 0  $\phi$ , pero en 1 y 2  $\phi$  apenas alcanza el 60%, su mínimo. Por su parte la pómez bandeada no rebasa el 3%, mientras que la vesicular alcanza el máximo en las granulometrías finas con 10%. Los fenocristales aparecen desde 0 hasta 2  $\phi$ , donde aumenta de 2 a 15%. Los valores promedio se muestran en la figura 3.37.

La proporción de líticos tiene una distribución similar a lo largo de las 5 granulometrías, con porcentaje entre 4 y 8%. Los líticos negros son los más abundantes con entre 2 y 6%, los líticos alterados no rebasan el 1%. No presenta líticos blancos. El vidrio aparece con máximo 6% en 2  $\phi$ .

- **TX01-13**

La muestra TX01-13 tiene una proporción de entre 96- 98% de material juvenil. La pómez clara tiene su máximo en -2  $\phi$  con 58%, de ahí disminuye casi linealmente hasta 2  $\phi$  con 36%. La pómez vesicular inicia con 19% en -2 y -1  $\phi$ , después aumenta a 26 y 28% en 0 y 1  $\phi$  y alcanza el máximo en 2  $\phi$  con 33%. Por su parte la pómez oscura no aparece y la pómez bandeada alcanza el 10% en -2  $\phi$ . Los fenocristales aparecen en 0, 1 y 2  $\phi$ , con 4, 10 y 15% respectivamente.

La proporción de líticos no rebasa el 5% con similar proporción de líticos negros, blancos y alterados. Tiene el mínimo en 0  $\phi$  con 2%, y el máximo en 2  $\phi$ . El vidrio se mantiene entre 9 y 11% a excepción de en 2  $\phi$  donde baja a 5%. Los valores promedio se muestran en la figura 3.37.

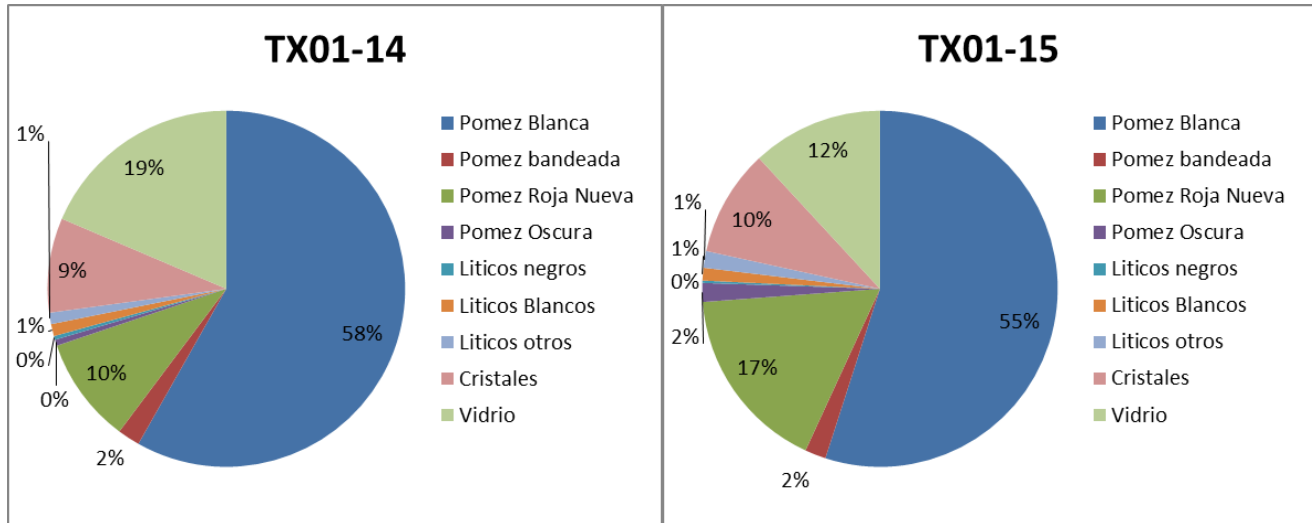
- **TX01-14**

La muestra TX01-14 tiene una proporción de entre 97- 99% de material juvenil. La pómez clara tiene su máximo en -2  $\phi$  con 73%, disminuye en -1  $\phi$  a 69%, después disminuye a 55% en 0  $\phi$  y de ahí linealmente baja la proporción a 2  $\phi$  hasta 47%. La pómez vesicular se mantiene entre 7 y 10 %. Por su parte la pómez oscura no aparece y la pómez bandeada se mantiene en apenas 2%. Los fenocristales aparecen en 0, 1 y 2  $\phi$ , con 5, 14 y 18% respectivamente.

La proporción de líticos ronda entre 2 y 4% con la mitad de proporción de líticos negros que de líticos blancos y alterados. Tiene el mínimo en 0  $\phi$  con 2%, y el máximo en 2  $\phi$ . Esta muestra es la que más vidrio presentó con un promedio de 18%; con 14-15% en las granulometrías gruesas, un máximo 23% en 0  $\phi$  y 19% en las más finas. Los valores promedio se muestran en la figura 3.38.

- **TX01-15**

La muestra TX01-15 tiene una proporción de entre 96- 97% de material juvenil. La pómez clara tiene su máximo en -2  $\phi$  con 69%, disminuye casi linealmente hasta 0  $\phi$  con 62%, de ahí baja la proporción a 46% en 1  $\phi$  en 2  $\phi$  a 37%. La pómez vesicular se mantiene entre 14 y 20 % con mayoría en las partes finas. Por



**Figura 3.38.-** Gráficas de pay de la proporción por componente para el promedio de las muestras, TX01-14 y TX01-15

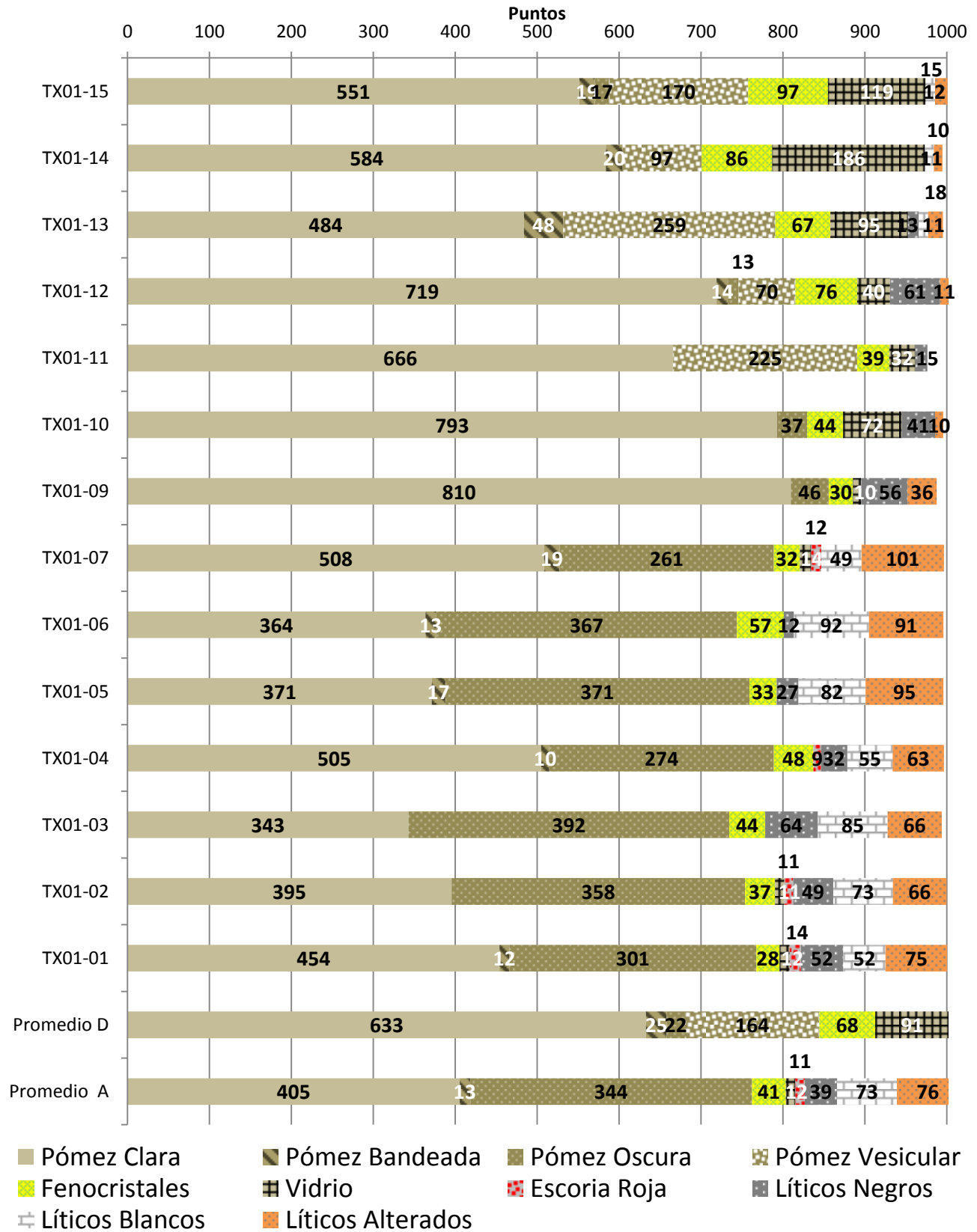
su parte la pómez oscura reaparece con un máximo 3% y la pómez bandeada se mantiene entre 2 y 5 % en las granulometrías gruesas. Los fenocristales aparecen y crecen de manera lineal de 0 a 2  $\phi$ , con 7 y 21% respectivamente.

La proporción de líticos ronda entre 3 y 4% con la mitad de proporción de líticos negros que de líticos blancos y alterados, los blancos tiene un máximo en 0  $\phi$ , mientras que los alterados se mantienen a lo largo de las granulometrías. Tiene el máximo en 0  $\phi$ . El vidrio se mantiene entre 7-8% de -2 a 0  $\phi$ , aumentando a 14 y 18% en 1 y 2  $\phi$  respectivamente. Los valores promedio se muestran en la figura 3.38.

Los resultados de componentes arrojan resultados interesantes. En la unidad XA y XB el contenido de material juvenil se mantiene entre 75-85%, con variaciones en la proporción de pómez clara y pómez oscura, con un contenido de cristales promedio alrededor del 5%. Por su parte, los valores de juveniles en la unidad XD fluctúan entre 78-93% (Fig. 39). En esta unidad deja de aparecer la pómez oscura mientras que comienza la pómez bandeada a presentarse, alcanzando valores de hasta 25%. Los valores de fenocristales varían entre 2.8- 5.7 % en las unidades XA y XB, mientras que en la unidad XB alcanza valores de 9.7%.

El contenido de líticos en las unidades XA y XB se mantiene entre 15-25%, siendo los líticos alterados y los blancos los más presentes. Mientras tanto, la unidad XD presenta valores de líticos de entre 7-22%, siendo TX01-11 la que menos líticos mostro y TX01-14 la que más líticos presento (Fig. 39). Contrario a las otras unidades, el principal lítico en ésta fue el vidrio.

Los resultados de granulometría de la unidad XA y XB reflejan erosión fluctuante del sistema magmático debido al contenido de líticos, signo de probable actividad pulsatoria y con probable actividad hidrovulcánica. Por su parte, la unidad XD refleja cambios en la actividad eruptiva: la aparición de pómez bandeada es probable signo de mezcla de bandas, el cambio en líticos sugiere una ubicación distinta del magma y el cambio de pómez y cristales de igual manera sugiere la erupción de un magma distinto.



**Figura 3.39.-** Cantidad de componentes promedio por muestra y el promedio de los 2 grandes paquetes que forman el Miembro Xoxoctic

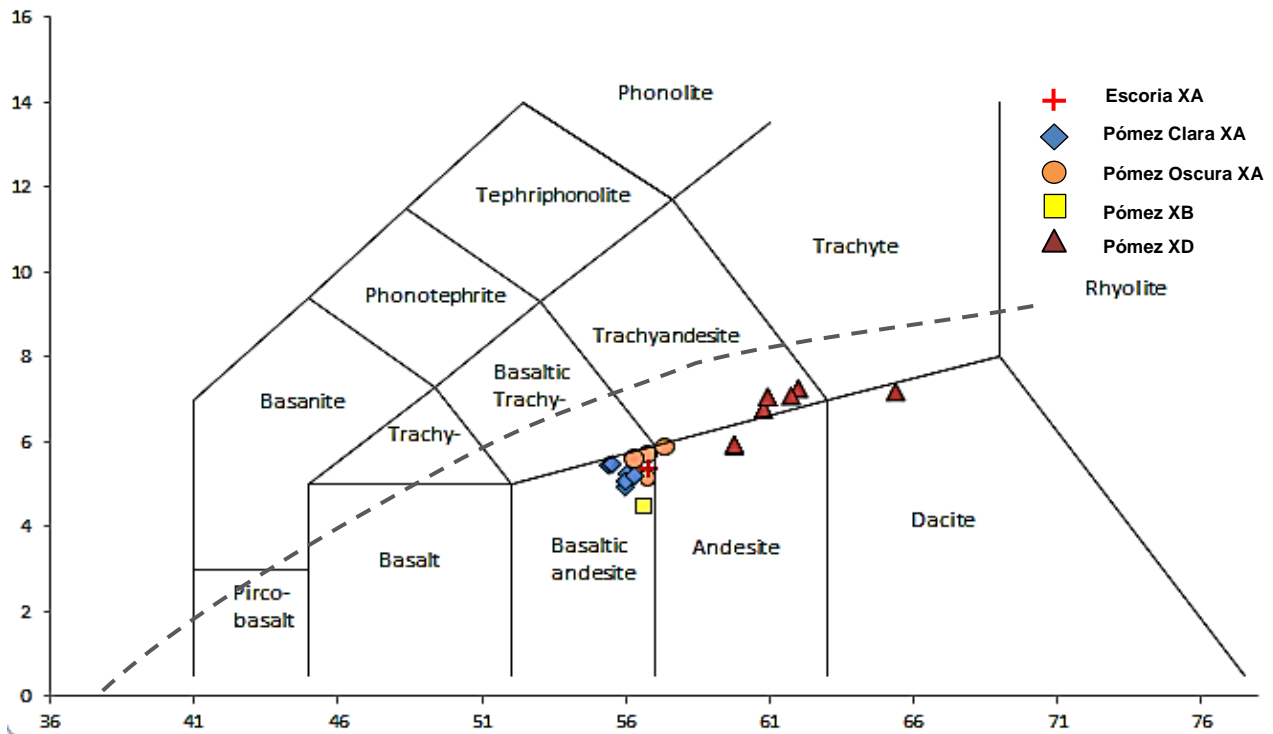


### 3.3.3.-GEOQUÍMICA

El trabajo de geoquímica se realizó en colaboración con el Dr. Ben Ellis y su estudiante de Maestría Marco Rebecchi del ETH Zúrich. Las muestras representativas de juveniles se procesaron para las capas principales de la localidad tipo. Los polvos se obtuvieron en el Laboratorio de Geología Aplicada del IPICYT y se analizaron en el Institute of Geochemistry and Petrology del ETH en Zúrich. Para más información acerca de más resultados de geoquímica y sobre los métodos ver tesis de maestría de Marco titulada "Petrogenesis of the Xoxoctic Tuff at Los Humeros volcanic field, Central Mexico" (Rebecchi, 2018).

La geoquímica de fluorescencia de rayos x de roca total se realizó para muestras juveniles de cada unidad estratigráfica y subcapa, excepto la capa XC. De la capa XA, se tomaron muestras de los componentes blanco y negro y adicionalmente se analizó la parte inferior inferida (TX02-30). Los análisis químicos de elementos mayores fueron realizados a 21 muestras. Este análisis se realizó para determinar las variaciones verticales de los productos de caída. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla anexa.

La gráfica de álcalis contra sílice (TAS) (Tabla 3.8) (Le Maitre, 1989) muestra una composición que va de andesita-basáltica hasta dacítica, con  $\text{SiO}_2$  fluctuando entre 55 y 65 a lo largo de la columna. Los álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) no superan el 8% en peso y muestran una buena correlación entre los valores altos de  $\text{SiO}_2$  y los álcalis altos (XD), en contraste los valores bajos de los álcalis para las capas menos evolucionadas (XA). Por su apariencia, el MX parece tener composiciones contrastantes entre las unidad XA y XB debido a sus fuertes y nítidas diferencias de color. Sin embargo, los resultados muestran que XA y XB tienen una composición homogénea basalto-andesítica, y las subcapas solo muestran variaciones elementales muy leves entre sí. De esta manera, nos damos cuenta de que la diferencia en el color de la pómez, no significa una diferencia en composición. La capa D contrasta con ambas capas; no solo parece estar relacionada con un evento más grande en función de su potencia y granulometría, sino que su composición está mucho más evolucionada con hasta 65 wt. % de

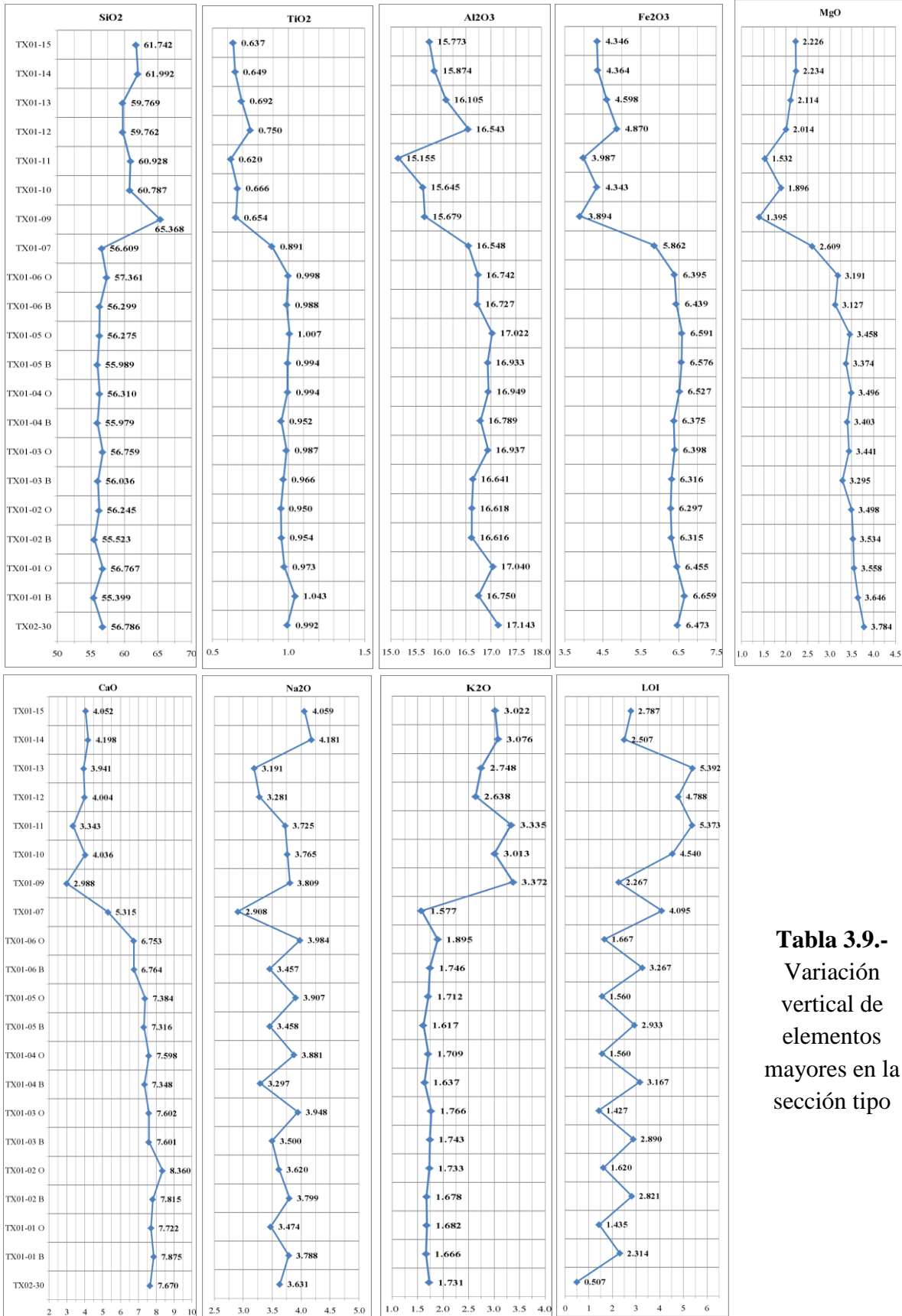


**Tabla 3.8.-** Variación composicional de roca total de los clastos juveniles del Miembro Xoxoctic. Los clastos de pómez de la capa base XA son menos evolucionados que los clastos que comprende la capas XD. Diagrama TAS de acuerdo con Le Bas et al. (1986) con campos modificados de Le Maitre et al. (1989)

contenido de SiO<sub>2</sub> (dacítico). Los datos de roca total implican, por lo tanto, que durante el emplazamiento del MX su composición cambió de una composición intermedia al principio a una más evolucionada al final de la erupción.

Todas las muestras en este trabajo caen dentro del campo de las rocas subcalcinas según los límites propuestos por Irvine y Baragar (1971).

La Tabla 3.9 muestra las variaciones de los elementos mayores de acuerdo a su posición estratigráfica dentro de la sección tipo. Los valores de SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O muestran un patrón similar entre ellos. Estos muestran un patrón relativamente homogéneo a lo largo de toda la unidad XA sin variaciones internas relevantes. Sin embargo, XB muestra una muy ligera disminución en potasio. Por el contrario, XD muestra un considerable aumento en estos elementos con pequeñas variaciones internas. Asimismo, los valores de TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, y CaO muestran un patrón similar entre ellos. Estos muestran un patrón relativamente



**Tabla 3.9.-**  
Variación  
vertical de  
elementos  
mayores en la  
sección tipo

homogéneo a lo largo de toda la unidad XA sin variaciones internas relevantes. Sin embargo, XB muestra una muy ligera disminución en estos elementos. Por último la unidad XD muestra una considerable disminución en estos elementos. Na<sub>2</sub>O y LOI muestran un comportamiento errático a lo largo de toda la columna.

### **3.3.4.-VESICULARIDAD**

Se hizo una análisis cualitativo de fotografías tomadas con un Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) Quanta 200 del Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN) del IPICYT. Las fotografías se tomaron en bajo vacío y a 3 diferentes escalas para todas las muestras. Se tomaron muestras representativas de toda la columna estratigráfica analizando clastos tomados de las muestras: TX02-30, TX01-04, TX01-06, TX01-07, TX01-08, TX01-10, TX01-11, TX01-13, TX01-15. En la Tabla 3.10 se resumen las muestras más características. A continuación una breve descripción de los resultados obtenidos.

El rango de vesicularidades entre los fragmentos juveniles del MX es amplio. Estratigráficamente iniciamos con la unidad XA, con la muestra TX02-30, un clasto de escoria angulosa y fibrosa a simple vista. Vista en el microscopio se aprecian 2 tipos de vesicularidad, una con vesículas estiradas en forma de cuerdas y vesículas alargadas y otra microvesicular del orden de 50 µm de ancho. Tiene pocos finos agregados. Continuamos con clastos de pómez blanca y oscura de la muestra TX01-04. La pómez oscura presenta microvesicularidad del orden de 100 µm de ancho o menos. Por el contrario, la pómez clara muestra una vesiculación mayor y de un rango mucho mayor de ancho de vesículas, que van desde 1mm hasta los pocos micrómetros. Posteriormente la muestra TX01-06, igualmente pómez clara y oscura. Los clastos en esta muestra presentan vesicularidades muy similares a la muestra TX01-04, sin embargo la gran diferencia está en la cantidad de partículas finas agregadas en ambos tipos.

Continuando con clastos de la unidad XB, la muestra TX01-07 de pómez clara presenta 2 tipos de vesicularidad, probablemente de burbujas de cúspide y de

pared. Unas vesículas estiradas en forma de cuerdas y vesículas alargadas y otra microvesicular de menos de 100  $\mu\text{m}$  de ancho. Presenta pocas partículas finas agregadas


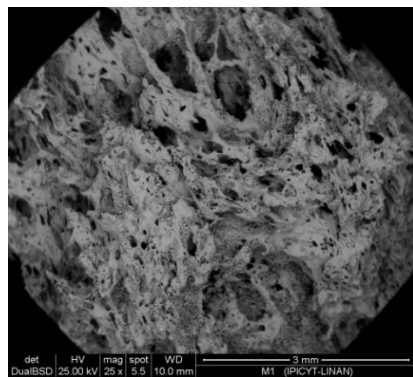
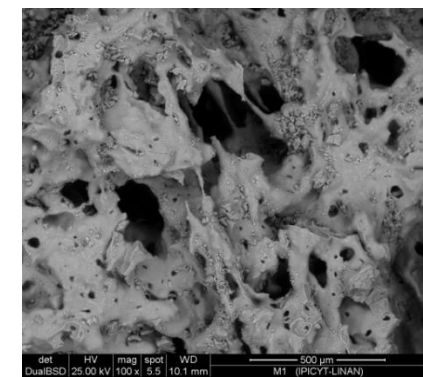

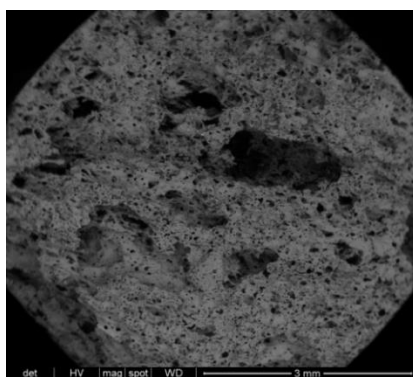
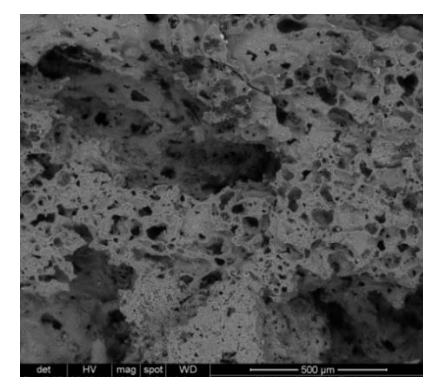

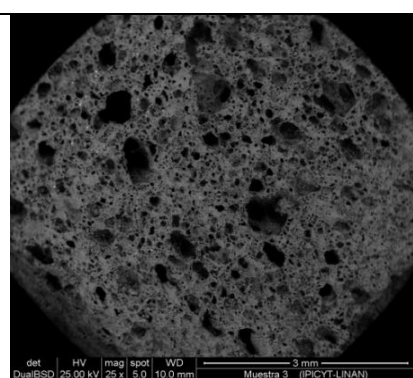
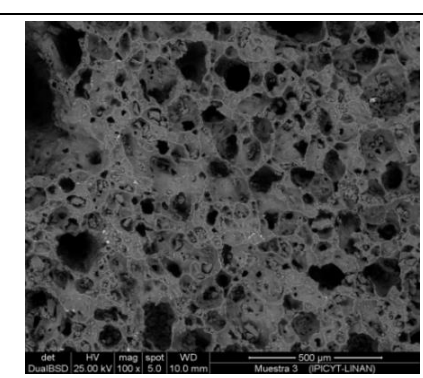
De la unidad XC se analizó un clasto de pómez soportado y un clasto de lapilli acreacional. El clasto de pómez clara tiene una vesicularidad similar a la de la muestra TX01-07, empero, la cantidad de partículas finas agregadas es muy grande. Mientras tanto, el clasto que aparentemente mostraba ser de lapilli acreacional, que probablemente sea, utilizando la clasificación de Brown et al, 2014, un “coated ash pellet”, pues muestra un agregado de cenizas elipsoidal sin estructura interna (probablemente “cored pellet” por el gran clasto de pómez que muestra en su interior) y en el exterior una sola laminación masiva concéntrica de ceniza de grano más fino.

Por su parte, de la unidad XD se analizaron 4 muestras. De TX01-10, un clasto de pómez típico; subangular, homogénea con alta vesicularidad y muy redondeada. Por lo que se ve en las imágenes, tiene muy buena conexión entre vesículas. Le sigue la muestra TX01-11, un clasto de pómez claro que presenta 2 tipos de vesicularidad, probablemente de burbujas de cúspide y de pared (¿tubular?). Unas vesículas estiradas en forma de cuerdas y vesículas alargadas y otra microvesicular de menos de 100  $\mu\text{m}$  de ancho. Presenta pocas partículas finas agregadas. Mientras tanto, la muestra de pómez “vesicular”, pese a presentar características distintas a simple vista, en las imágenes del microscopio se ve muy similar a la pómez clara, empero, esta muestra rango de tamaño de vesículas mucho mayores y más alargadas.

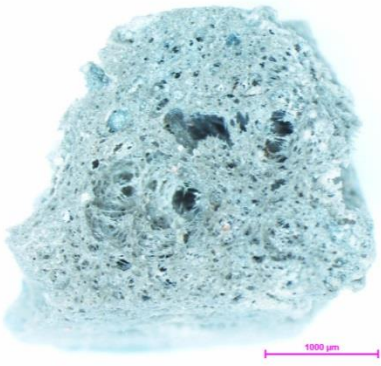
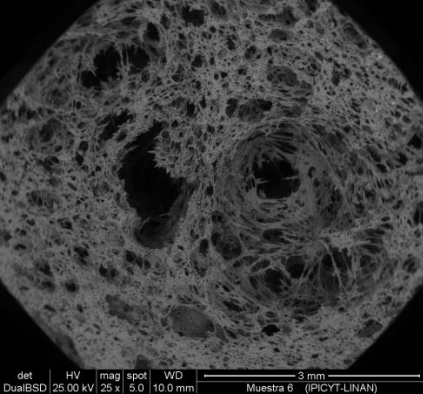
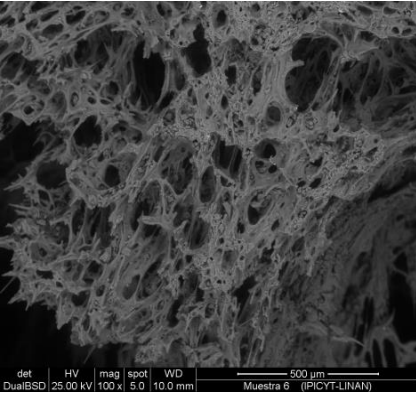

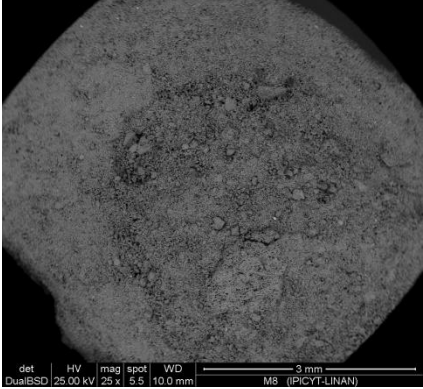
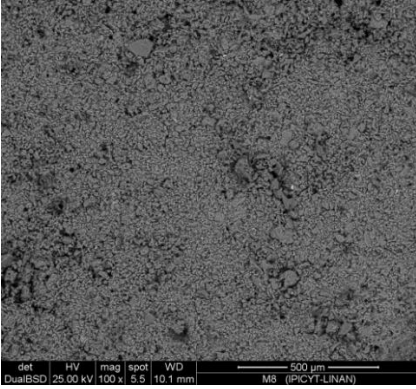

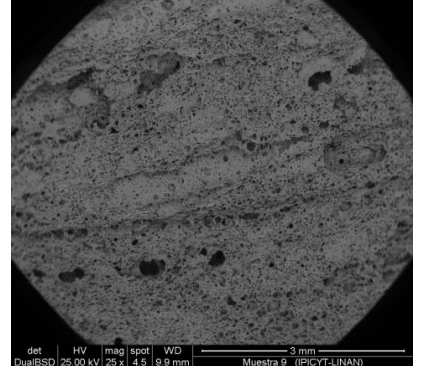
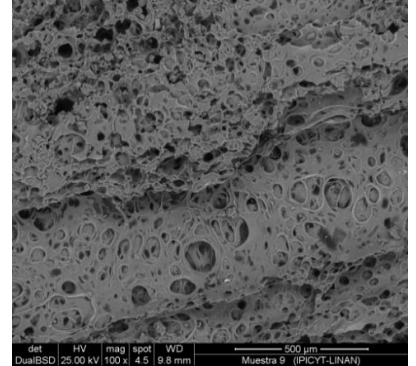
Seguimos con la muestra TX01-13, un clasto de pómez claro que presenta 2 tipos de vesicularidad, probablemente de burbujas de cúspide y de pared. Unas vesículas estiradas en forma de cuerdas y vesículas alargadas de hasta 2.5mm, y otra microvesicular de menos de 100  $\mu\text{m}$  de ancho. Finalmente tenemos clastos de la muestra TX01-15, un clasto con bandeamiento y uno de pómez clara. El clasto de pómez bandeada muestra 2 vesicularidades muy claras, la zona clara con bandeamiento presenta una vesicularidad tubular, probablemente de burbujas

de pared; mientras que la zona café oscuro muestra una vesicularidad distinta, pues presenta una vesicularidad irregular, muy variada en tamaños y formas pero en menor cantidad. Por el contrario, la el clasto de pómez clara típico; subangular, homogénea con media vesicularidad y redondeada.




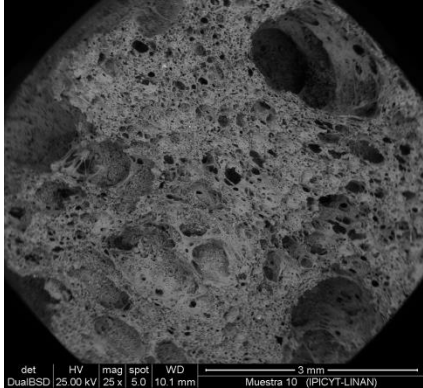
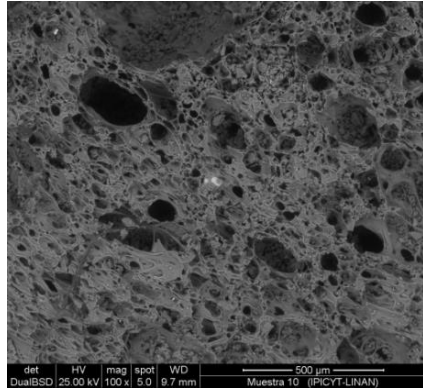

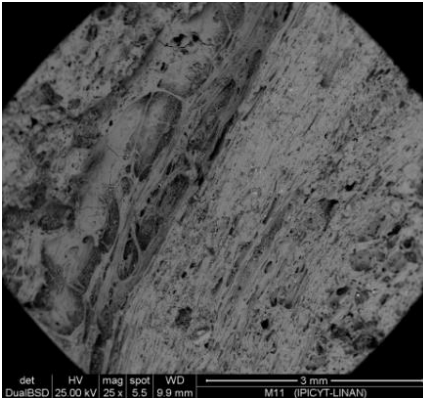
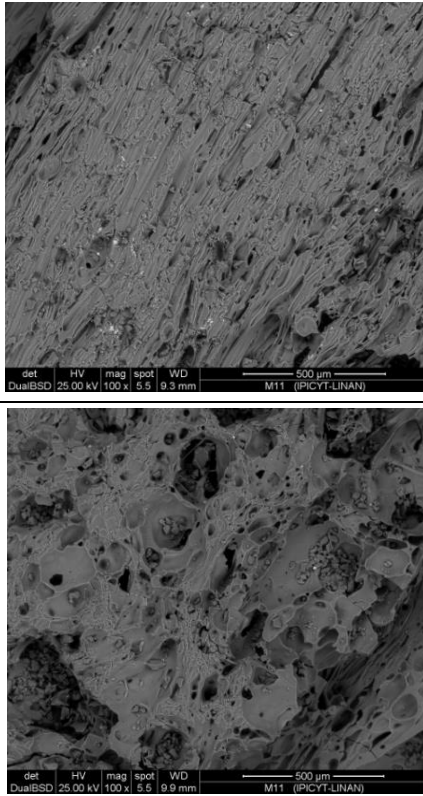
MUESTRA	DESCRIPCIÓN	FOTO Natural	FOTO SEM 3mm	FOTO SEM 500 µm
TX02-30	Clasto de escoria angulosa con 2 tipos de vesicularidad.			
TX01-04	Clasto de pómez oscura con micro-vesículas del orden de 100 µm de ancho.			
TX01-04	Clasto de pómez clara con amplio rango de vesículas.			

**Tabla 3.10.-** Tabla de vesicularidad de clastos seleccionados de las muestras TX02-30, TX01-04, TX01-07, TX01-08, TX01-10, TX01-13, TX01-15.

<p><b>TX01-07</b></p>	<p>Clasto de pómez clara con 2 tipos de vesicularidad.</p>			
<p><b>TX01-08</b></p>	<p>Clasto de lapilli acreacional.</p>			
<p><b>TX01-10,</b></p>	<p>Clasto de pómez típico; subangular, homogéneo con muchas vesículas redondas.</p>			

**Tabla 3.10.-** Continuación



<p><b>TX01-13</b></p>	<p>Clasto de pómez claro que presenta 2 tipos de vesicularidad.</p>			
<p><b>TX01-15</b></p>	<p>Clasto de pómez bandeada muestra 2 vesicularidad es muy claras: la zona clara con bandeamiento o presenta una vesicularidad tubular y que la zona café oscuro una vesicularidad irregular, muy variada en tamaños y formas</p>			

**Tabla 3.10.-** Continuación  
135



# **CAPITULO IV**

## **VULCANOLOGÍA DEL MIEMBRO XOXOCTIC**

### **4.1.- DISTRIBUCIÓN**

El trabajo realizado en campo junto con el análisis estratigráfico que se llevó a cabo en este trabajo y descrito en el capítulo anterior, permitió distinguir las zonas de distribución de los depósitos asociados al Miembro Xoxoctic. Después de la recolección de datos en campo y un análisis realizado en gabinete, fue posible estimar e inferir datos de espesor con lo que se pudo construir mapas de isopacas (Fig. 4.4) para sus 4 unidades, mientras que sólo se hizo mapa de isopleas para la unidad XB (Fig. 4.5). Los contornos de mejor ajuste (líneas continuas) se trazaron a vista y se proyectaron (líneas discontinuas) hacia donde, por falta de información, no hay restricción espacial. Los resultados muestran ligeras variaciones dentro de los ejes de dispersión, áreas de distribución, espesores y configuración de las isolíneas entre capas.

Como se describió en el capítulo anterior, en unos afloramientos las unidades presentaron límites difusos por lo que son difíciles de reconocer sus límites en el campo, otros están fuertemente afectados por la erosión. En el mismo sentido, no fue posible ver la base del Miembro Xoxoctic al norte de la sección tipo. La ausencia de datos hacia esa área podría deberse, además de una menor deposición, a la poca exposición por la presencia de campos de lava más jóvenes, vegetación densa y/o diversas sucesiones volcánicas como sucede con el miembro Cuicuiltic (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014). Por ende, los mapas de distribución reflejan una distribución mayormente hacia el sur.

Los datos de isopacas son menos propensos a errores que los datos de isopleas porque la calidad de los datos de isopleas se ve afectada por varios factores como la falta una metodología generalizada, la intemperie, la falta de exposición (especialmente si la población lítica es pequeña o muchos clastos de piedra pómez se han fragmentado) y el hecho de que el clasto puede no ser

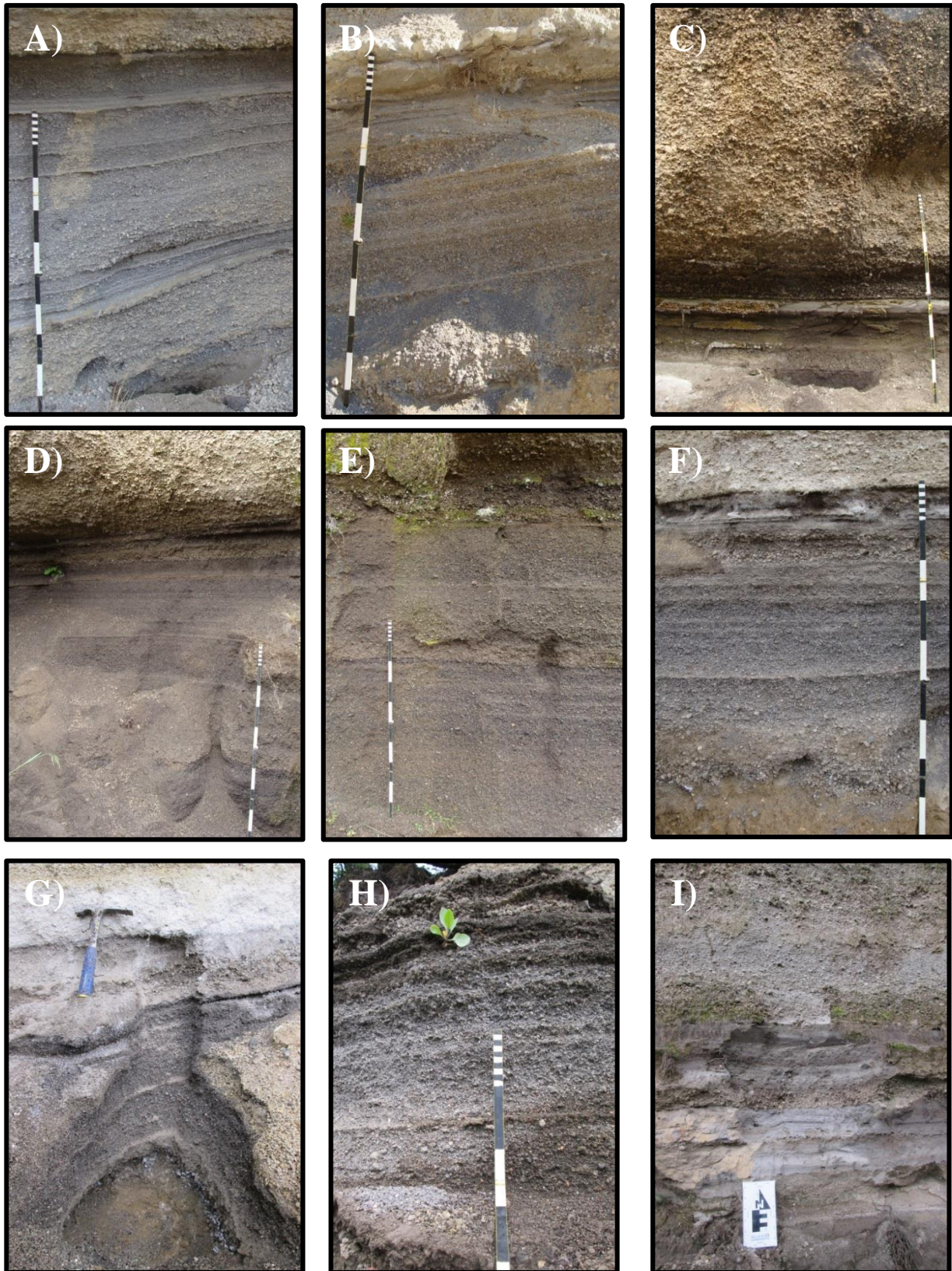
representativo. En el mismo sentido, los mapas de isopletas de líticos se consideran más confiables que los de pómez. Estos se prefieren por sobre los de fragmentos de pómez debido a que se quiebran con menos facilidad al impactar con el suelo. (Costanza Bonadonna et al., 2013; R. Sparks, Bursik, Ablay, Thomas, y Carey, 1992)

#### **4.1.1.- Isopacas**

En cada afloramiento que se visitó se midió el espesor máximo de la unidad XA, XB, XC y XD. Cabe destacar que en algunos afloramientos, la capa XA no aflora la base, por lo que en estos casos el valor del espesor no representa el real y lo que se obtiene entonces es un espesor mínimo. Por el contrario, la unidad XD presenta una cima erosionada por lo que también reflejan espesores mínimos. Los valores de los espesores para cada localidad se muestran en la Tabla 4.1. En este sentido, se realizaron configuraciones utilizando espesores medidos y espesores estimados, con base a la variación del espesor de las capas en algunas localidades. A partir de la forma de las isopacas se determina el eje principal de dispersión que indica, entre otros factores, la dirección dominante del paleoviento, al momento de la deposición de los materiales de caída.

Todas las unidades presentaron sus mayores potencias en el Escarpe Potreros, a excepción de XC, mientras que las menores se presentaron en diversas locaciones para cada unidad. Las cuatro unidades presentaron una distribución primordialmente en dirección sur-suroeste y sur-sureste. Para la unidad XA, el valor más potente registrado en campo fue en la sección tipo donde midió mínimo 1.8 m, mientras que el valor más bajo, 0.07 m, se ubicó en la localidad X14, hacia el suroeste a un costado de la Autopista 140D, cerca del Cerro Pizarro (Fig. 4.1). La unidad XA presenta una estratificación paralela difusa con muchas variaciones laterales, por lo cual se interpreta como producto de actividad inestable y/o con paleovientos fuertes irregulares. Esta configuración genera dos ejes de dispersión para el mapa de isopacas de la unidad XA, uno muy bien definido en dirección suroeste y otro definido en dirección sureste, sin exposiciones encontradas en la dirección sur.



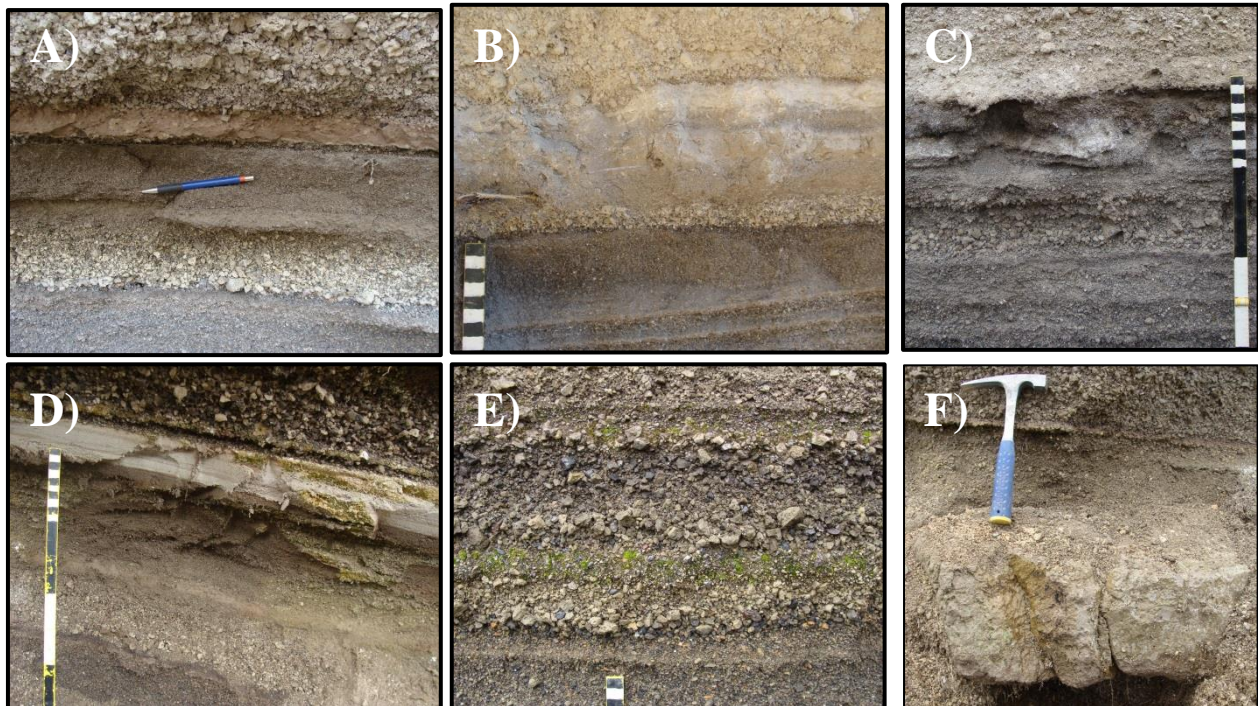


**Figura 4.1.-** Unidad XA del Miembro Xoxotlic en diversas localidades; A) Localidad X1; B) Localidad X2; C) Localidad X3; D) Localidad X4; E) Localidad X5; F) Localidad X6; G) Localidad X11; H) Localidad X12; e I) Localidad X13



Para la unidad XB, el valor más p registrado en campo fue en la localidad X3, al norte de la sección tipo, donde midió 17 cm, mientras que el valores más bajo, 0.02 m, se ubicó en la localidad X14, hacia el suroeste a un costado de la Autopista 140D, cerca al Cerro Pizarro (Fig. 4.2). Cabe resaltar que en las localidades X10 y X11 desapareció la unidad, posiblemente porque la unidad XB presenta una cima erosionada en otras localidades y/o por su gradación normal. Por lo anterior la interpretamos como producto de caída al final de la erupción con paleovientos muy marcados. Su configuración genera dos ejes de dispersión para el mapa de isopacas, uno principal bien definido en dirección oeste-suroeste y otro difuso en dirección sur-sureste.

La unidad XC presenta el valor más grueso registrado en campo en la sección X7, al oeste de la sección tipo en el Escarpe Las Papas, donde midió 25 cm. Por su parte el valor más bajo, 5 cm, se ubicó en 2 localidades: X11, en una cantera al sureste de la sección tipo; y X14, hacia el suroeste a un costado de la Autopista 140D, cerca al Cerro Pizarro (Fig. 4.2). La unidad XC presenta mucha variación lateral y restringida por paleotopografía, por lo cual se interpreta como un depósito producto de una corriente de densidad piroclástica diluida. Su configuración es



**Figura 4.2.-** Unidades XB y XC del Miembro Xoxoctic en diversas localidades; A) Localidad X1; B) Localidad X2; C) Localidad X6; D) Localidad X4; E) Localidad X5; y F) Localidad X8

típica de este tipo de actividad, siguiendo una distribución restringida por la inferida paleotopografía en dos direcciones, una principal en dirección suroeste y otra pequeña en dirección este-sureste. Cabe resaltar que en las localidades donde la unidad XB presenta sus menores potencias y/o evidencias de erosión, la unidad XC muestra una tendencia a aumentar su potencia, como en X2, X3, X8, X10 y X13.

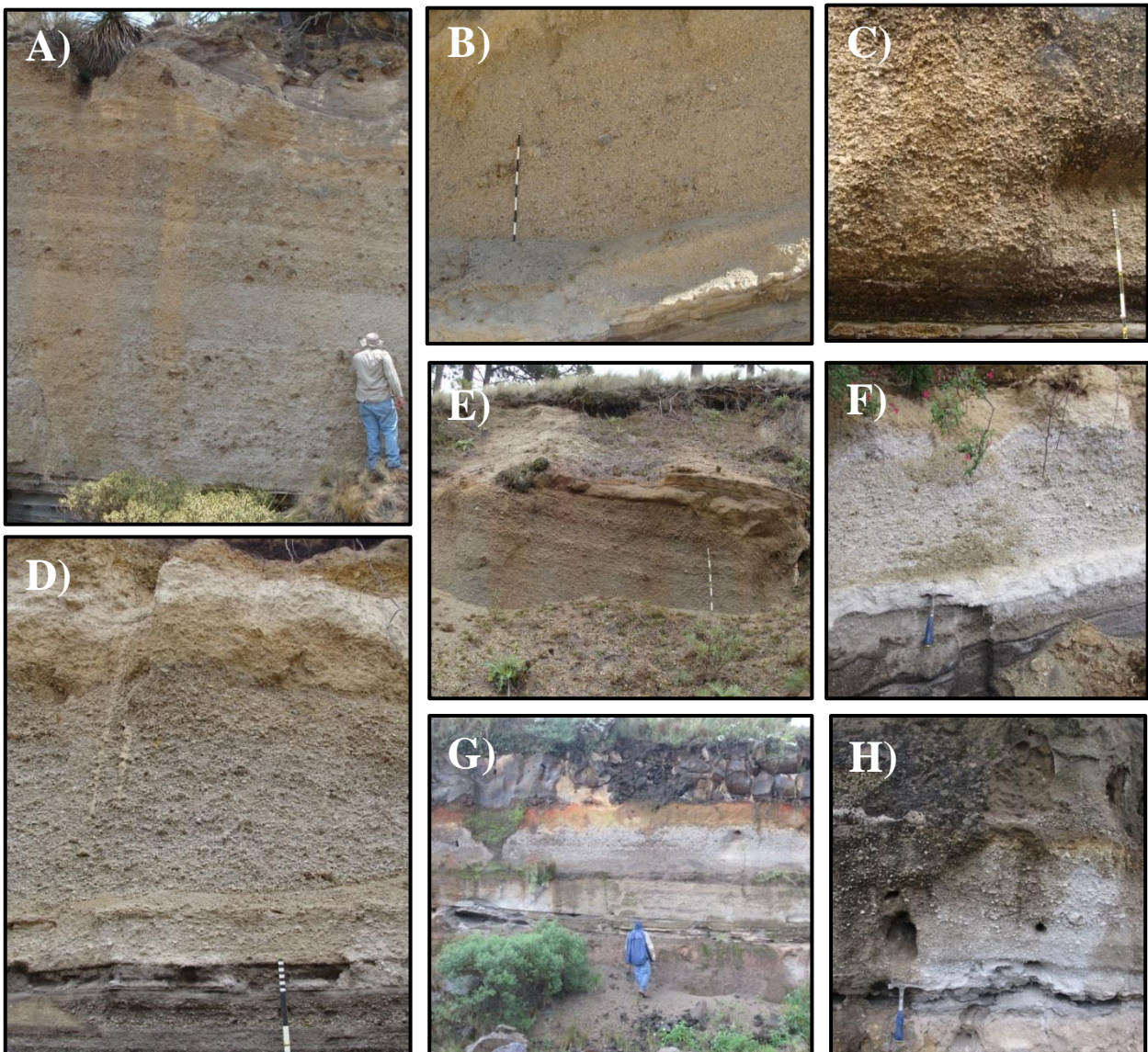
Por su parte, para la unidad XD, el valor más grueso registrado en campo fue en la sección tipo donde midió más de 7 m, mientras que el valor más bajo, 85 cm, se ubicó en 2 localidades: X10, en la cantera más al este de la sección tipo; y X14, hacia el suroeste a un costado de la Autopista 140D, cerca al Cerro Pizarro (Fig. 4.3). La unidad XA presenta un arreglo similar en la mayoría de las localidades, masiva, sin embargo en la localidad tipo y otras cercanas se pueden apreciar las distintas gradaciones internas. Por lo anterior, se interpreta como depósitos de caída producto de actividad explosiva constante y con paleovientos moderados. Su configuración genera dos ejes de dispersión para el mapa de isopacas, uno muy bien definido en dirección suroeste y otro pobremente definido en dirección sureste, sin exposiciones encontradas en la dirección sur.

Localidad	Potencia (m)				Media 2D (cm)	
	Unidad XA	Unidad XB	Unidad XC	Unidad XD	Pómez	Líticos
X1	2.11	0.10	0.10	7.60	3.0	2.2
X2	1.00	0.03	0.07	2.40	2.3	0.9
X3	2.20	0.17	0.13	3.00	2.6	1.7
X4	2.15	0.04	0.03	3.20	2.2	1.6
X5	2.10	0.04	0.03	2.50	2.1	1.3
X6	0.51	0.07	0.11	0.95	2.5	1.1
X7	1.77	0.12	0.25	2.70	-	-
X8	1.63	0.13	0.25	2.00	-	-
X9	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0
X10	0.56	0.00	0.15	0.85	S.D.	S.D.
X11	0.50	0.00	0.05	1.06	0.0	0.0
X12	0.58	0.09	0.10	2.00	2.6	1.8
X13	0.28	0.07	0.20	1.00	2.6	1.1
X14	0.07	0.02	0.05	0.85	-	-

**Tabla 4.1.-** Datos utilizados para la generación de mapas de isopacas para las cuatro unidades del MX y de isopleas de la unidad XB.

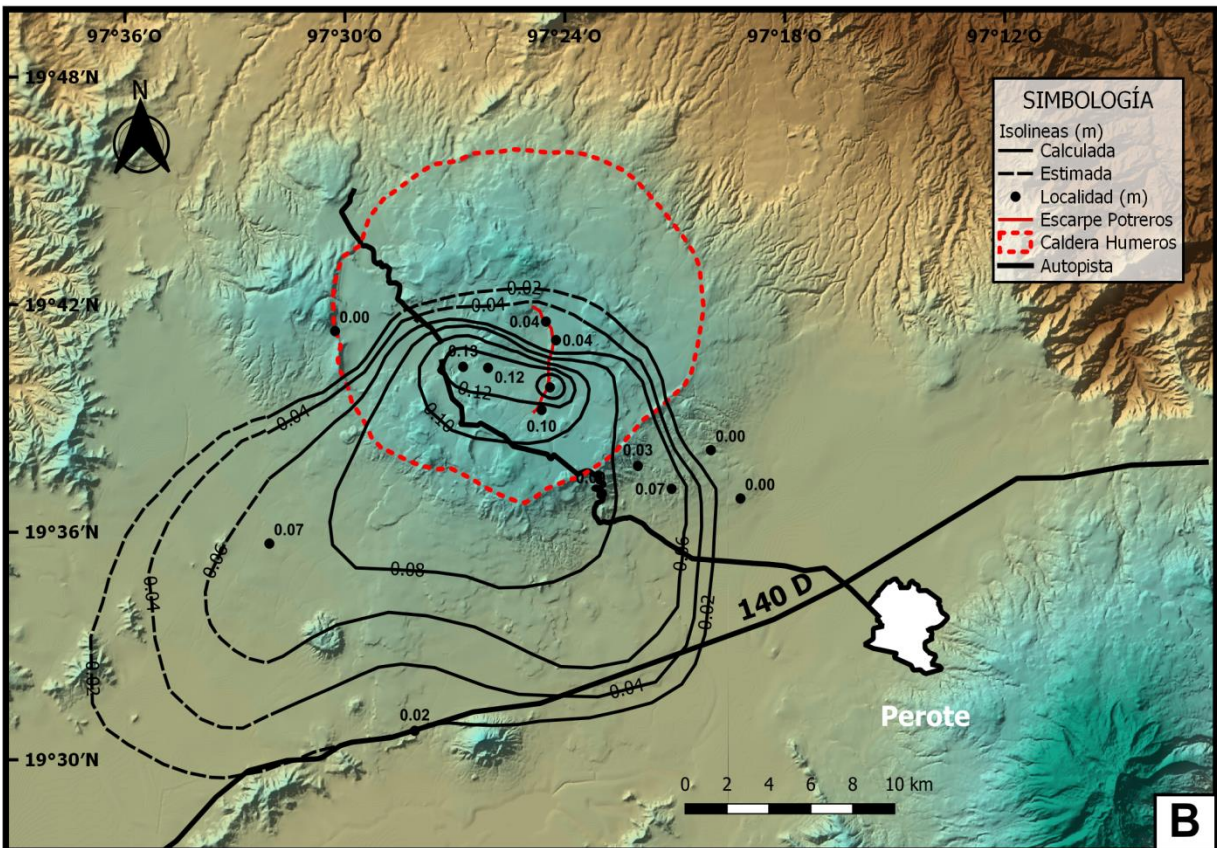
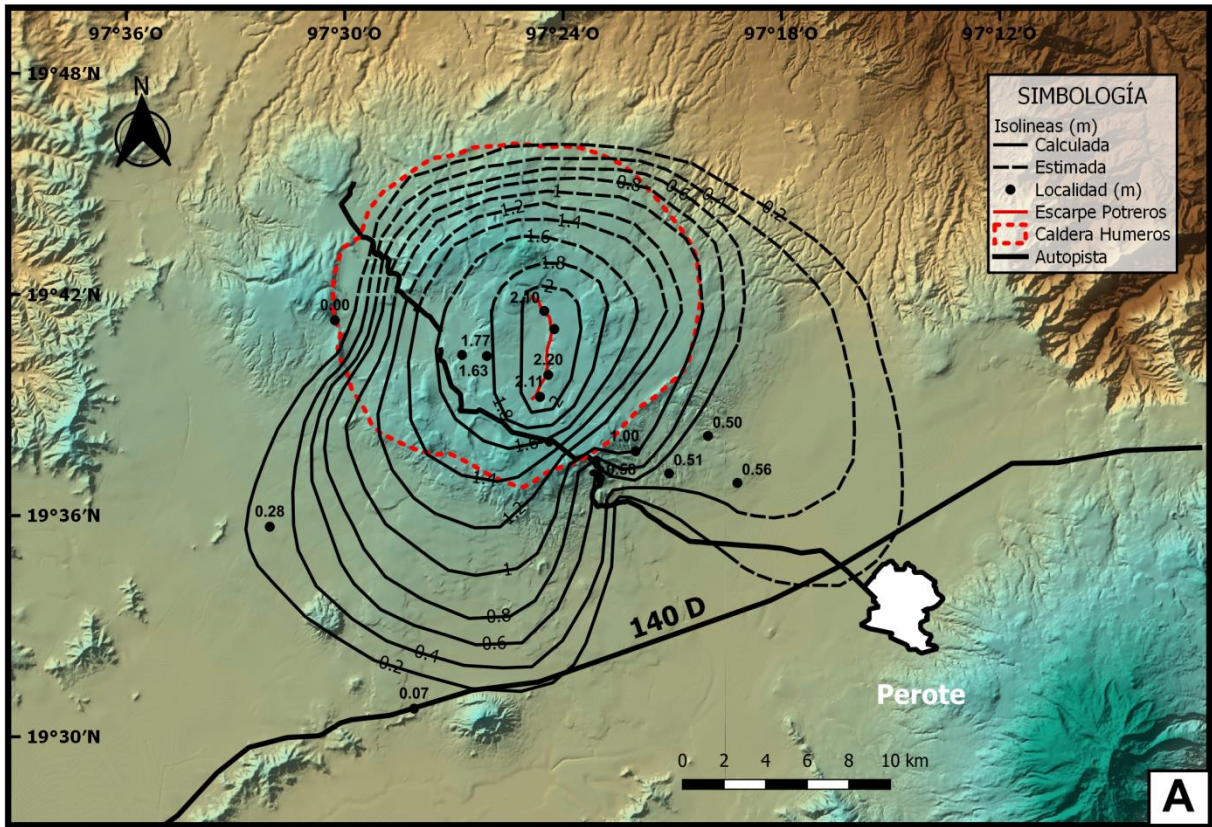


Como se puede ver en los mapas, las 4 unidades presentan una distribución principalmente en dirección suroeste y sureste. La unidad XA tuvo más variación entre ambas direcciones, atribuido a su naturaleza eruptiva. Por su parte la unidad XC tuvo una distribución típica de PDC's. Tanto XB como XD presentan distribución común en depósitos de caída en dirección sureste. Es interesante comparar los resultados con la isopaca conjunta de la unidad XA, XB y XC (Anexos), la cual muestra una distribución similar, pero el eje dirección suroeste es mucho más largo y marcado que el sureste, moderadamente delineado en esa dirección. El mapa de isopacas para la potencia total del MX muestra una distribución similar.



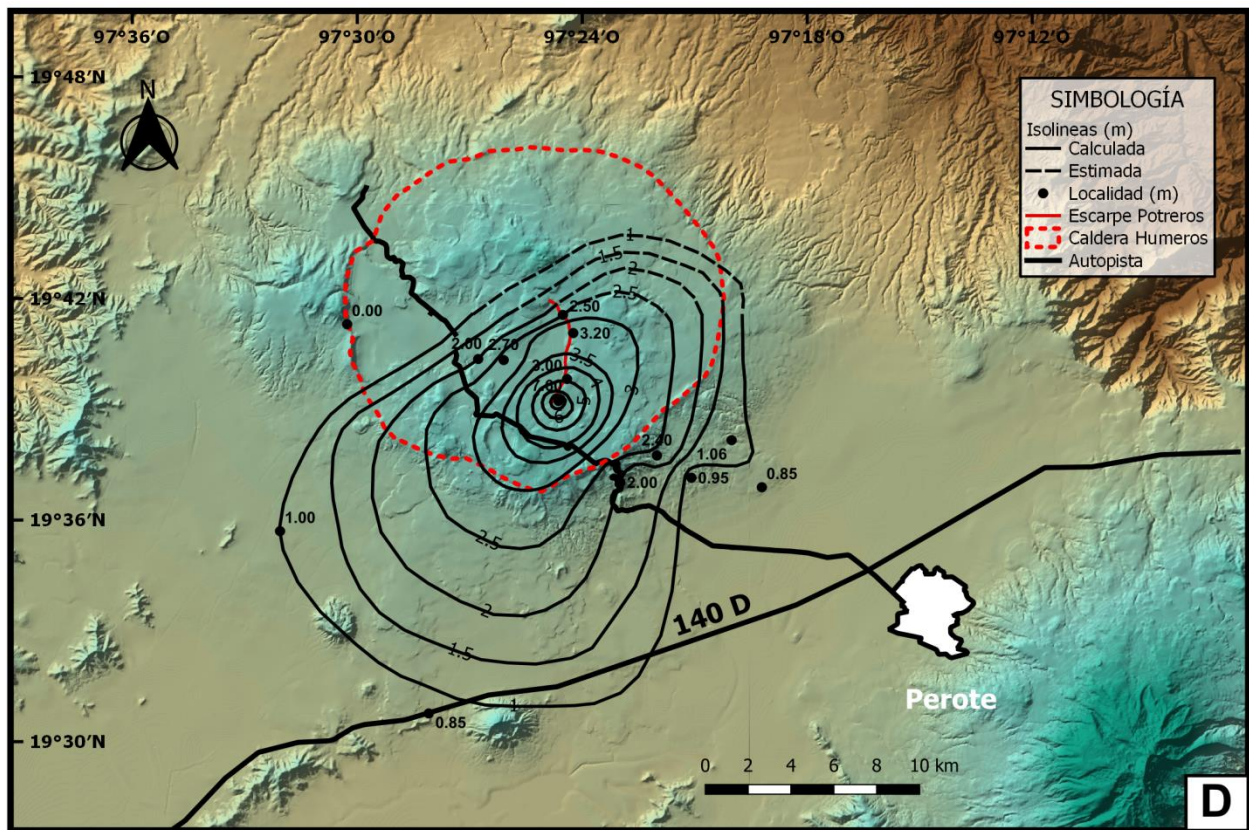
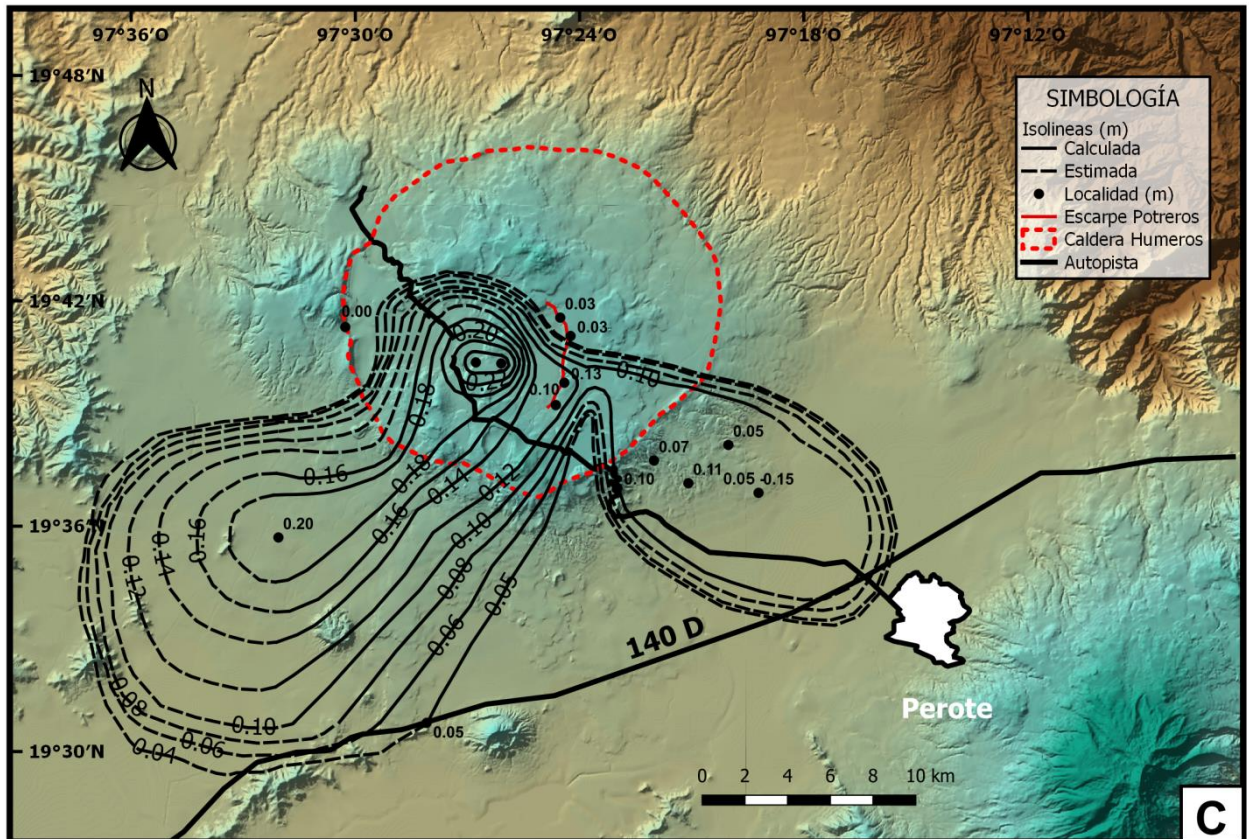
**Figura 4.3.-** Unidad XD del Miembro Xoxoctic en diversas localidades; A) Localidad X1; B) Localidad X2; C) Localidad X3; D) Localidad X6; E) Localidad X8; F) Localidad X11; G) Localidad X13; y H) Localidad X14





**Figura 4.4.-** Mapas de isopacas para el Miembro Xoxotic: A) Unidad XA que muestra forma bilobulada con el eje de dispersión principal hacia el SSO y el otro al SE; B) Unidad XB que muestra dos ejes de dispersión uno muy bien definido en dirección SO y otro definido en dirección SSE.





**Figura 4.4.-** Continuación; C) Configuración de XC que muestra dos direcciones, una principal en dirección SO y otra pequeña en dirección este-SE; y D) Unidad XD con dos ejes de dispersión, uno muy bien definido en dirección SO y otro pobremente definido en dirección SE



### 4.1.2.- Isopletras

Debido a la variación interna tan variada en la unidad XA y XC, solamente se hicieron mapas de isopletras para la unidad XB (Figura 4.5). La unidad XD fue omitida por la similitud con los datos obtenidos por Wilcox (2012). Los datos para los mapas de isopletras se recopilaron midiendo con un calibrador (vernier) universal estándar los 10 clastos más grandes de la unidad XB a lo largo de la dimensión más larga y el segundo eje más largo a 90 combinando las metodologías de Hernández-Rojas et al, 2009; y Suzuki, et al, 1973. Ambos tipos de clastos se extrajeron del afloramiento y se midieron en campo. Los clastos juveniles de pómez fracturada se midieron juntos, siempre y cuando la forma original fuera reconocible. El valor promedio de las medidas obtenidas se calculó y utilizó como dato único de punto para cada localidad, para ambos tipos de clastos (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014). Los grosos máximos promedio se trazaron en un mapa topográfico y se contornearon para mostrar la dispersión.

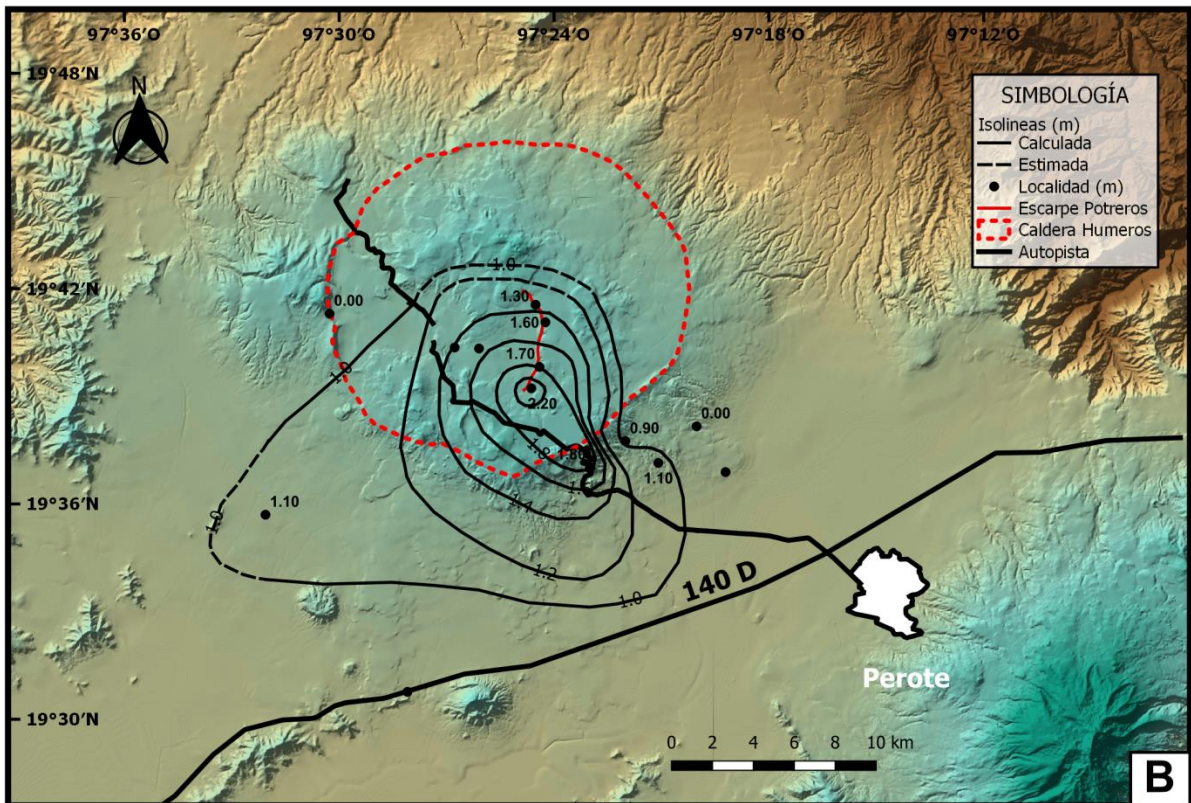
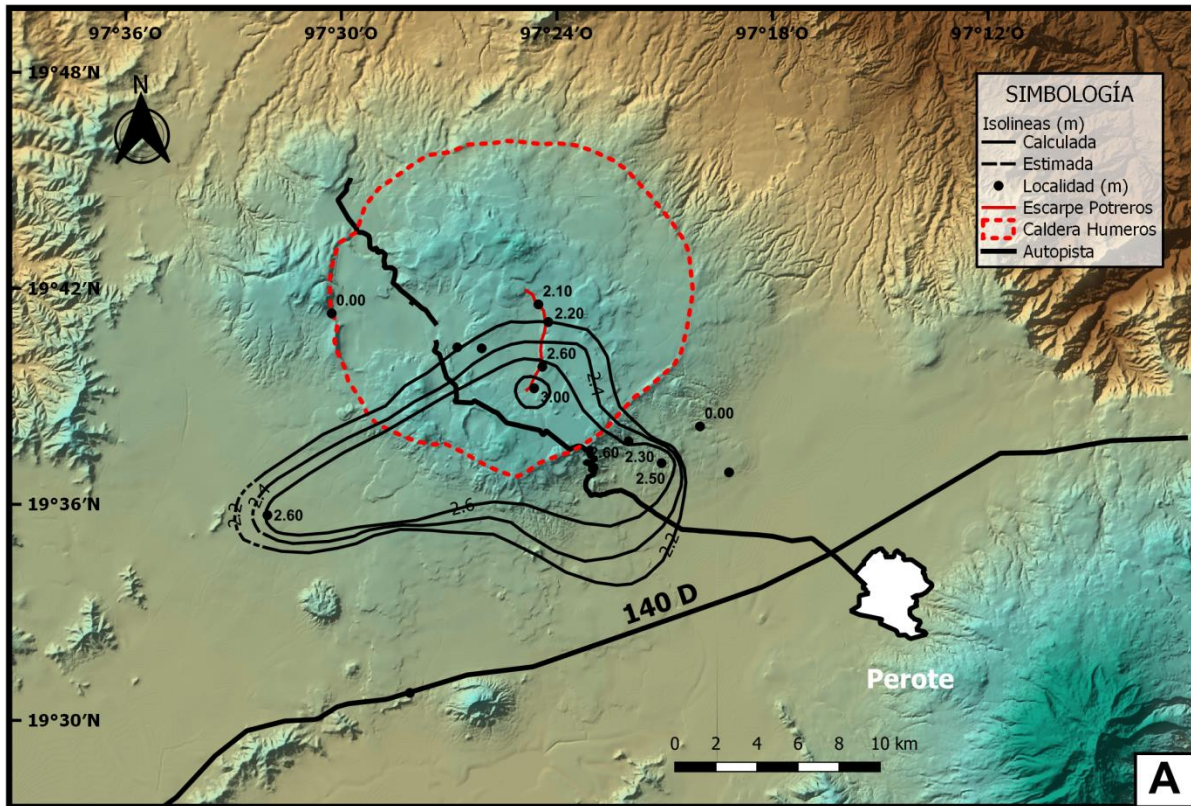
Para el mapa de isopletras de pómez de la unidad XB, el valor más grueso obtenido fue en la sección tipo, donde el valor máximo promedio de los clastos fue de 3.0 cm; mientras que el valor más bajo medido fue de 2.1 cm, ubicado en la localidad X5, al norte del Escarpe Potreros. Cabe resaltar que para las localidades X3, X12 y X13 la medidas fueron las mismas, con un valor de 2.6 cm. En la localidad X14, por la potencia que mostró esta unidad fue imposible tomar medidas pues los clastos median menos de 0.1 cm. La configuración genera una forma bilobulada con dos ejes de dispersión para el mapa de isopletras: uno bien definido en dirección suroeste, con forma alargada y angosta; y otro definido en dirección sureste, con forma achatada y ancha (Fig. 4.5).

Para el mapa de isopletras de líticos de la unidad XB, el valor más grueso obtenido fue en la sección tipo, donde los clastos midieron en promedio 2.2 cm; mientras que el valor más bajo medido fue de 0.9 cm, ubicado en la localidad X2, al sureste de la sección tipo. En la localidad X14, por la potencia que mostró esta unidad fue imposible tomar medidas pues los clastos median menos de 0.1 cm. Como se mencionó en su mapa de isopacas, la unidad XB presenta una cima erosionada,

es por eso que se ve un achatamiento muy drástico al este de la sección tipo. Por ende, la configuración para el mapa de isopleas tiene una forma bilobulada muy similar al de pómez, con dos ejes de dispersión: uno bien definido en dirección suroeste, con forma alargada y angosta; y otro definido en dirección sureste, con forma achatada y ancha (Fig. 4.5).

Tanto el mapa isopleas para clastos de pómez como líticos de la unidad XB son, en general, similares tanto entre ellos como de acuerdo con la distribución en el mapa de isopacas, con dos ejes de dispersión, uno principal bien definido en dirección suroeste y otro no tan definido en dirección sur-sureste. Muestra el eje de dispersión hacia el sureste, con valores mayores de 2 a 3 km hacia el N – NO del pueblo de Los Humeros.

En general, el Miembro Xoxotic muestra una distribución bilobulada, con un eje principal en dirección sureste de la sección tipo y un eje secundario en dirección sur oeste. Será necesaria para trabajos futuros la búsqueda exhaustiva de localidades donde aflore el Miembro Xoxotic, así como localidades intermedias en dirección estrictamente sur y otras más distales en dirección sureste para poder mejorar este tipo de mapas.



**Figura 4.5.-** Mapas de isopletas para la unidad XB del Miembro Xoxoctic: A) Los clastos de pómez muestran una forma bilobulada con dos ejes de dispersión: uno bien definido en dirección SO, con forma alargada y angosta; y otro en dirección SE, con forma achatada y ancha.; y B) Los clastos de líticos muestran una distribución muy similar a los de pómez., con un eje principal en dirección SO y uno secundario hacia SE.

## 4.2.- PARÁMETROS ERUPTIVOS

### 4.2.1.- Volumen

En el Capítulo II se hizo un breve resumen de los principales métodos utilizados para calcular el volumen de un depósito de caída (Bonadonna y Costa, 2012; Bonadonna y Houghton, 2005; Fierstein y Nathenson, 1992; Rose et al, 1973; Walker, 1981). En esencia, la forma matemática para la determinación del volumen de un depósito de tefra ha de calcularse como

$$V = \int_0^{\infty} T(x)dA \quad (1)$$

dónde A es el área cubierta por un espesor T. Sin embargo, esta integral también puede resultar poco pertinente porque el grosor de la tefra contra el área cubierta por la isopaca tienen una distribución no lineal, e incluso más compleja que una simple relación exponencial (C. Bonadonna y Houghton, 2005); además se suma a lo anterior los problemas derivados de la recolección de datos en campo, ya sea por falta de afloramientos cercanos, medios y/o distales, o por la erosión de los depósitos; así como por la metodología utilizada para la extrapolación de los datos (Fierstein y Nathenson, 1992). Es por ello que se han propuesto varios métodos para reducir el error en los cálculos; entre los que destacan 1) Por Decaimiento Exponencial de uno o varios segmentos (Fierstein y Nathenson, 1992; Pyle, 1989), 2) Por Ley Potencial (C. Bonadonna, Ernst, y Sparks, 1998), y 3) Ajuste de Weibull (C. Bonadonna y Costa, 2012).

En este trabajo se utilizó el método de decaimiento exponencial propuesto por Pyle (1989) y Fierstein y Nathenson (1992, 1993), ya que este modelo se ajusta a nuestros datos. Es importante tener en mente que dicho valor de volumen obtenido a partir de una sola recta, representa un valor mínimo, debido a la falta de una cantidad suficiente de valores para trazar mejor las isopacas. De igual manera, para los cálculos de otros parámetros más adelante se utilizaron los resultados obtenidos a partir de una sola recta. Para el cálculo del volumen fue necesario, antes que nada, calcular las áreas de cada isopaca.

El modelo de decaimiento exponencial de Pyle (1989) y Fierstein y Nathenson (1992) asume que el espesor del depósito de tefra disminuye de forma exponencial conforme aumenta la raíz del área cubierta por la tefra, de acuerdo a la siguiente relación:

$$T(x) = T_0 e^{-kA^{1/2}} \quad (2)$$

dónde  $T_0$  corresponde al valor máximo de espesor medido en campo,  $k$  corresponde a la pendiente del segmento exponencial (pendiente de la recta obtenido a partir de la gráfica  $\ln(T)$  v/s raíz del área (Figura 4.6) y  $A$  es el área.

Se graficó el logaritmo natural del espesor de una isopaca  $T$  ( $\ln$ ), contra la raíz cuadrada del área de la misma isopaca ( $A^{1/2}$ ), para obtener la pendiente cuyos valores disminuyen cuando aumenta la raíz cuadrada del área “ $A$ ”. Por lo tanto, al conocer a  $T$  en cada distancia, se extrapola el valor del espesor máximo de la isopaca en la Figura 4.6:  $T_0$  unidad  $X_A=0.39$  m con valor de  $-kA=-0.105$ ;  $T_0$  unidad  $X_B=0.02$  m con valor de  $-kA=-0.077$ ; y  $T_0$  unidad  $X_D=6.2$  m con valor de  $-kA=-0.094$ . Esos valores se utilizan en la ecuación 3 (Pyle, 1989; 1995 y Fierstein y Nathenson, 1992) para obtener el volumen “ $V$ ” (Tabla 4.2).

De acuerdo con Fierstein y Nathenson (1992), para calcular el volumen, Pyle (1989) asumió que las isopacas tenían forma elíptica y se integraban con respecto al grosor. Se puede integrar directamente la ecuación 2 usando el área como la variable independiente en lugar de asumir una forma para las isopacas. [ (3) ] de integrar la ecuación 2 y sustituir en la ecuación 1 se obtiene la siguiente ecuación:

$$V = 2 \frac{T_0}{k^2}$$

Por lo tanto, utilizando los datos anteriores se obtuvo un volumen  $V_{XA}=0.71$  km<sup>3</sup>;  $V_{XB}=0.07$  km<sup>3</sup>; y  $V_{XD}=2.08$  km<sup>3</sup> (Tabla 4.3). De igual manera se calculó el índice de dispersión “ $D$ ” (de acuerdo con Walker, 1973b), que representa el área incluida por la isopaca que representa el .01 $T_{max}$ .

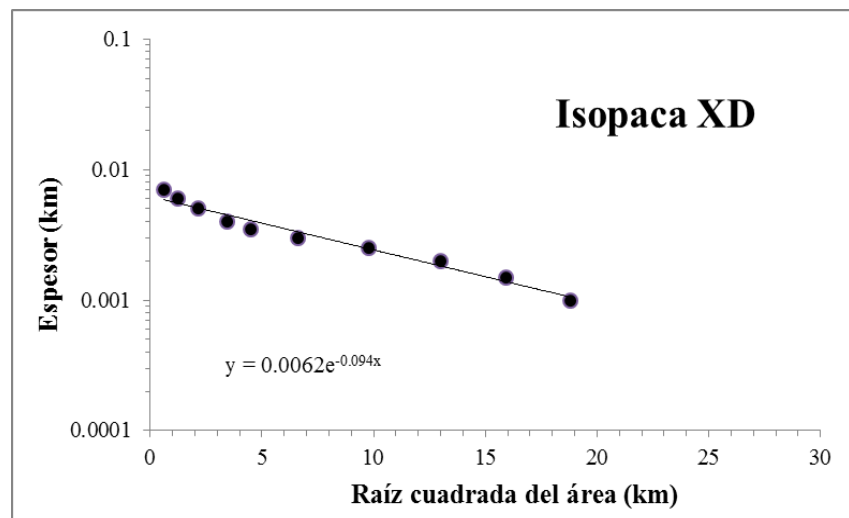
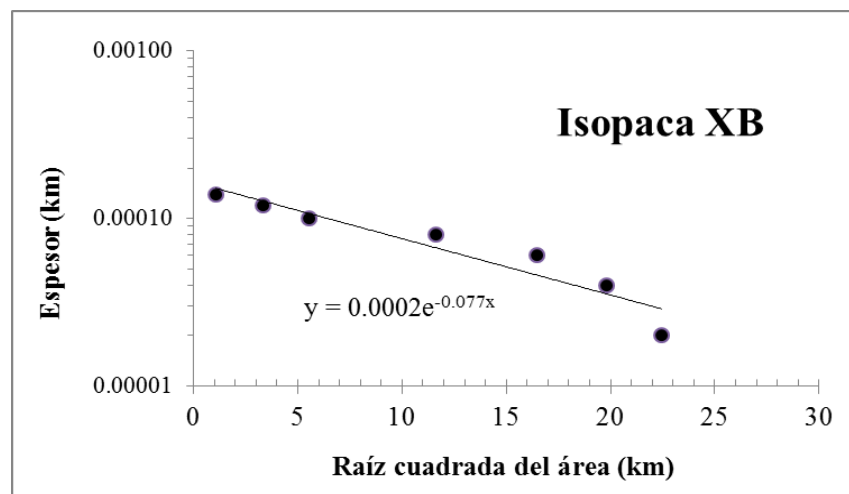
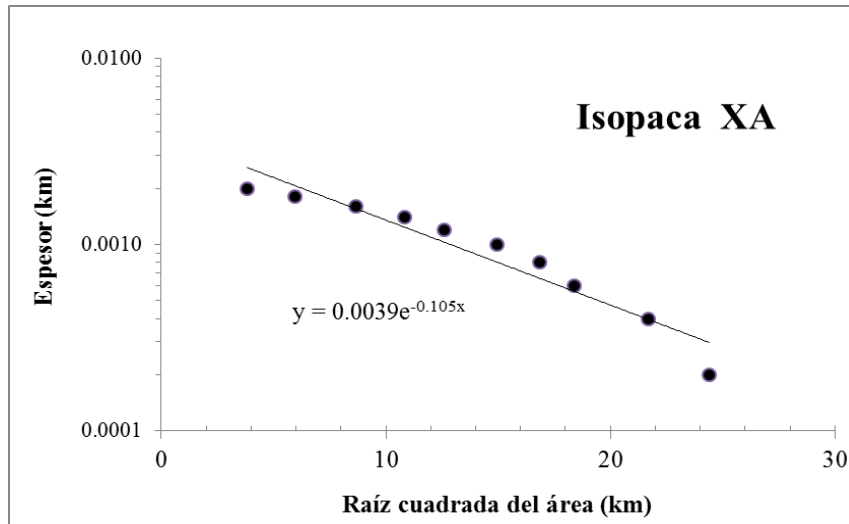


Unidad	Isopaca (m)	Isopaca (km)	Área de isopaca (km <sup>2</sup> )	Área de Isopaca (km) <sup>1/2</sup>
<b>XA</b>	0.20	0.0002	594.199	24.38
	0.40	0.0004	469.637	21.67
	0.60	0.0006	338.807	18.41
	0.80	0.0008	284.215	16.86
	1.00	0.001	223.800	14.96
	1.20	0.0012	159.068	12.61
	1.40	0.0014	117.490	10.84
	1.60	0.0016	74.693	8.64
	1.80	0.0018	35.509	5.96
	2.00	0.002	14.613	3.82

Unidad	Isopaca (m)	Isopaca (km)	Área de isopaca (km <sup>2</sup> )	Área de Isopaca (km) <sup>1/2</sup>
<b>XB</b>	0.02	0.00002	504.915	22.47
	0.04	0.00004	391.475	19.79
	0.06	0.00006	270.798	16.46
	0.08	0.00008	135.196	11.63
	0.10	0.0001	30.907	5.56
	0.12	0.00012	10.929	3.31
	0.14	0.00014	1.189	1.09

Unidad	Isopaca (m)	Isopaca (km)	Área de isopaca (km <sup>2</sup> )	Área de Isopaca (km) <sup>1/2</sup>
<b>XD</b>	1.0	0.001	353.270	18.80
	1.5	0.0015	253.834	15.93
	2.0	0.002	169.238	13.01
	2.5	0.0025	95.637	9.78
	3.0	0.003	44.044	6.64
	3.5	0.0035	20.383	4.51
	4.0	0.004	11.770	3.43
	5.0	0.005	4.662	2.16
	6.0	0.006	1.477	1.22
	7.0	0.007	0.356	0.60

**Tabla 4.2.-** Datos obtenidos de áreas de isopacas calculadas



**Figura 4.6.-** Gráficas de ln del espesor de isopaca contra la raíz cuadrada del área para las unidades XA, XB y XD. Aparentemente las 3 unidades presentan 2 tendencias generales. XA y XB tienen una tendencia de los 0 a los 15 km y después la recta tiene una pendiente muy pronunciada. Por su parte, XD, tiene una tendencia para depósitos proximales de los 0 a los 5 km y después se reduce la pendiente de la recta.

Unidad	kA	Tmax (m)	Volumen	D
XA	0.105	3.9	0.71	1361
XB	0.077	0.2	0.07	300
XD	0.094	6.2	1.40	1825

**Tabla 4.3.-** Parámetros usados para el cálculo del volumen

Los errores en los cálculos de volumen no se pueden establecer debido a la interpretación subjetiva de los datos de espesor al dibujar los mapas de isopacas, sin embargo, las interpretaciones de isopacas son conservadoras y se puede considerar que representan volúmenes mínimos

#### 4.2.2.- Volumen DRE

El volumen Equivalente de Roca Densa o DRE por sus siglas en inglés es el que constituye la cantidad de material neto emitido, eliminando la vesicularidad de los juveniles y el contenido no-juvenil, es decir, la densidad del magma sin vesiculación; y toma en consideración: 1) la densidad de los juveniles, 2) la densidad teórica de un magma de la misma composición y 3) las proporciones de los componentes líticos y juveniles en el depósito. Por un lado se establece la masa total de un depósito cómo:

$$M_T = M_j + M_l = \rho_j V_j + \rho_l V_l$$

dónde M es la masa,  $\rho$  es la densidad y V es volumen, mientras que los subíndices j y l son juvenil y lítico respectivamente. La masa total es la suma de las masas correspondientes a juveniles y líticos. Por lo tanto, un volumen DRE puede ser calculado sustituyendo la ecuación 4 como:

$$V_{DRE} = \frac{\rho_j M_j}{\rho_m} + \frac{\rho_l M_l}{\rho_m} = \frac{M_j}{\rho_m} + \frac{M_l}{\rho_m} = \frac{M_j + M_l}{\rho_m}$$

Unidad	Volumen isopacas (m3)	Proporción juvenil	Proporción de líticos	Densidad juvenil (kg/m3)	Densidad de líticos (kg/m3)	Densidad de magma (kg/m3)	Volumen juvenil (m3)	Volumen de líticos (m3)	Masa juvenil (kg)	Masa de líticos (kg)	Masa total (kg)	DRE (m3)	DRE (km3)
<b>XA</b>	7.10E+08	0.763	0.237	700	2500	2800	5.42E+08	1.68E+08	3.79E+11	4.20E+11	8.00E+11	2.86E+08	<b>0.286</b>
<b>XB</b>	7.00E+07	0.747	0.253	700	2500	2800	5.23E+07	1.77E+07	3.66E+10	4.43E+10	8.09E+10	2.89E+07	<b>0.029</b>
<b>XD</b>	1.40E+09	0.882	0.118	700	2500	2600	1.23E+09	1.66E+08	8.64E+11	4.15E+11	1.28E+12	4.92E+08	<b>0.492</b>

**Tabla 4.4.-** Parámetros usados para el cálculo del volumen D.R.E.

dónde  $\rho_m$  es la densidad del magma. Utilizando los datos anteriores se obtuvo un volumen D.R.E.  $V_{XA}=0.286 \text{ km}^3$ ;  $V_{XB}=0.029 \text{ km}^3$ ; y  $V_{XD}=0.492 \text{ km}^3$  (Tabla 4.4).

Cabe destacar que para el cálculo del volumen D.R.E. se asumieron valores promedio de densidad: para la tefra se asumió de  $700 \text{ kg/m}^3$ , para los líticos  $2500 \text{ kg/m}^3$ , mientras que para el magma se utilizó  $2800 \text{ kg/m}^3$  para XA y XB, y  $2600 \text{ kg/m}^3$  para XD, con base en el análisis geoquímico del capítulo III.

#### 4.2.3.- Altura de la columna

Los métodos más usados para reconstruir las alturas de las columnas eruptivas son el de Carey y Sparks, (1986) y el de Pyle (1989). El método de Carey y Sparks, (1986) se basa en la utilización de cuatro variables: un rango de sotavento (DW), definido como la longitud (km) más larga desde el centro emisor a la isopleta en el eje de dispersión; un rango de viento cruzado (XW), que corresponde a la máxima longitud (km) desde el centro emisor a la isopleta en sentido perpendicular al eje de dispersión; y finalmente, propiedades de las partículas como diámetro y densidad (Tabla 4.5). Cada gráfica entrega distintos resultados respecto a la altura Ht de la columna eruptiva y la velocidad del viento (m/s). De esta forma, es correcto utilizar curvas de regresión del diámetro del clasto versus la densidad del mismo, con el objetivo de interpolar/extrapolar los valores requeridos por el modelo. Con varias isopletras cartografiadas, también es posible interpolar/extrapolar los valores de diámetro/densidad de clastos para obtener los valores de sotavento y viento cruzado para utilizar en el modelo.

Diámetro (cm)	Área	DW (km)	XW (km)	Altura (km)	Vientos (m/s)
0.8	365.04	23.20	12.70	28	18.5
1.6	41.73	3.03	4.26	17	0

**Tabla 4.5.-** Datos obtenidos para el cálculo de la altura de la columna

Finalmente, de los resultados de las cuatro gráficas es posible obtener un valor promedio de altura de la columna eruptiva (Figura 4.7).

En la Figura 4.7 se presentan datos de campo para los líticos con un diámetro máximo de 0.8 y 1.6 con una densidad de asumida de 2,500 kg/m<sup>3</sup>. De acuerdo con el modelo de Carey y Sparks (1986), solo se tomaron en cuenta los máximos de 0.8 y 1.6, debido a que los clastos más grandes pueden caer de los márgenes de la columna, sesgando los resultados (Tabla 4.5). El resultado muestra una altura de columna de 28 km para la isopleta de 0.8 cm y 17 km para la isopleta de 1.6 cm, lo que promediando da una altura de columna de 22.5 km; mientras que los valores de viento fueron 18.5 m/s y 0 m/s respectivamente.

(6)

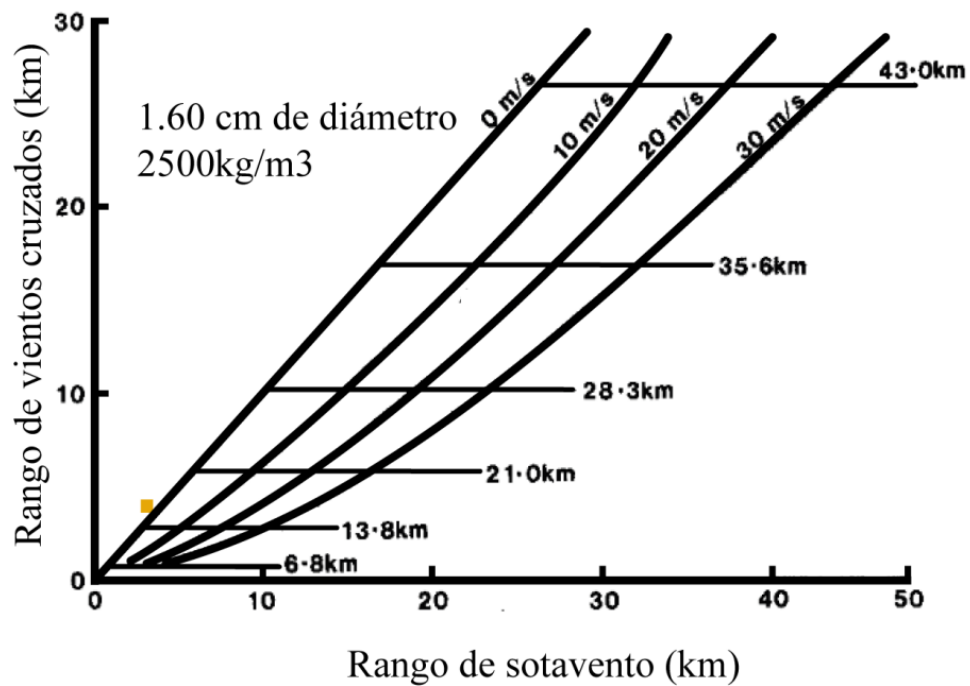
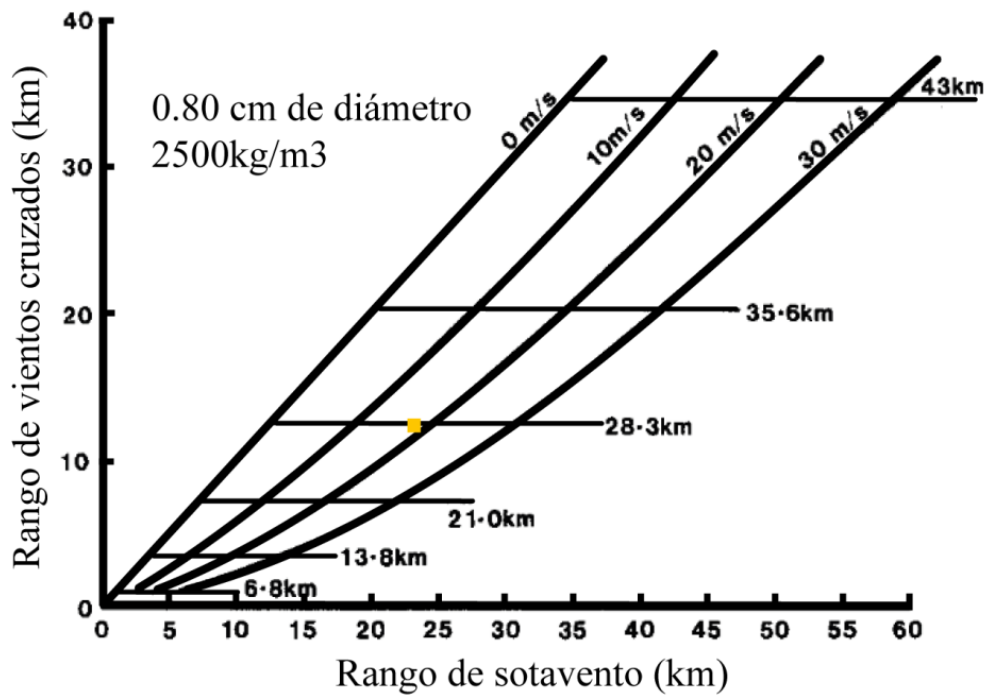
#### 4.2.4.- Tasa de Descarga

Una vez calculada la altura de la columna, podemos obtener la tasa de descarga, uno de los parámetros fundamentales para la determinación de la altura de la columna. La altura depende del flujo térmico en el conducto (relacionado con la tasa de descarga de magma y su contenido termal), la estratificación y el contenido de humedad de la atmósfera y el contenido de volátiles del magma. Según la ecuación de Sparks et al., (1997) la altura de la columna está dada por:

$$H_T = 1.67Q^{0.259}$$

Dónde  $H_T$  es la altura en kilómetros, la constante se relaciona con la estratificación de la atmósfera y  $Q$  corresponde a la tasa de descarga de volumen (VDR por sus siglas en inglés) medido en m<sup>3</sup>/s. Del mismo modo, la altura puede





**Figura 4.7.-** Gráficas de rango de viento cruzado contra el rango de sotavento para clastos líticos de diámetro de 0.8 y 1.6 cm de la unidad XB. Las líneas diagonales representan la velocidad del paleoviento.

ser expresada en función de la tasa de descarga de masa (MER por sus siglas en inglés), que se denota como M y se expresa en kg/s, según la siguiente ecuación:

$$H_T = 0.220M^{0.259} \quad (7)$$

Por lo tanto, si despejamos las ecuaciones 6 y 7 para obtener las 2 distintas tasas de descarga obtenemos las siguientes:

$$Q = \left(\frac{H_T}{1.67}\right)^{1/.259} \quad (8) \quad M = \left(\frac{H_T}{0.22}\right)^{1/.259} \quad (9)$$

El cálculo obtenido al sustituir en la ecuación 8 con el valor de altura de 22.5 km, obtenido anteriormente para la unidad XB nos da un valor  $Q=2.3 \times 10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (Tabla 4.6). Mientras que el cálculo del MDR de la ecuación 9 dio un valor de  $M=5.75 \times 10^7 \text{ kg/s}$ . Cabe mencionar que el modelo asume erupciones que tienen columnas sostenidas en un tiempo determinado.

Altura (km)	Constante de Volumen	Constante de Masa	Resultados	
			Q (m3/s)	M (kg/s)
22.50	1.67	0.22	<b>2.30E+04</b>	<b>5.75E+07</b>

**Tabla 4.6.-** Datos obtenidos para el cálculo de las tasas de descarga

#### 4.2.5.- Duración de la erupción

De acuerdo con Walker, (1980) la intensidad de una erupción puede definirse como la tasa de emisión de masa, y para que se pueda determinar, primero se debe saber la duración de la erupción. La duración de una erupción es el parámetro que define el tiempo de emisión de la tefra producida. En este caso se resolvió de manera inversa pues ya se cuenta con el MDR (Tabla 4.7). El volumen total producido por una erupción es directamente proporcional al tiempo que ésta duró, e inversamente proporcional a la tasa de descarga del magma, según la siguiente ecuación:

$$D_E = \frac{M_T}{MDR} \quad (10)$$

Donde  $D_E$  es duración de la erupción en segundos,  $M_T$  es la masa total de la erupción en ese lapso de tiempo (kg) y MDR es la tasa de descarga de masa expresado en kg/s (también se le dice MER por tasa de erupción de masa). Utilizando los datos obtenidos, la duración de la erupción fue calculada con un tiempo de 1406.64 segundos o su equivalente de 23.45 minutos.

MDR	Mt	De (s)
5.75E+07	8.09E+10	1406.64

#### 4.2.6.- Otros parámetros

- **Magnitud:** Calculamos la estimación de la magnitud según Pyle, (2000), la cual implica el cálculo de la masa total del material emitido. y es una escala que consta de 9 órdenes de magnitud (Fig. 4.8), según la siguiente ecuación:

$$M = \log_{10}(M_T) - 7 \quad (10)$$

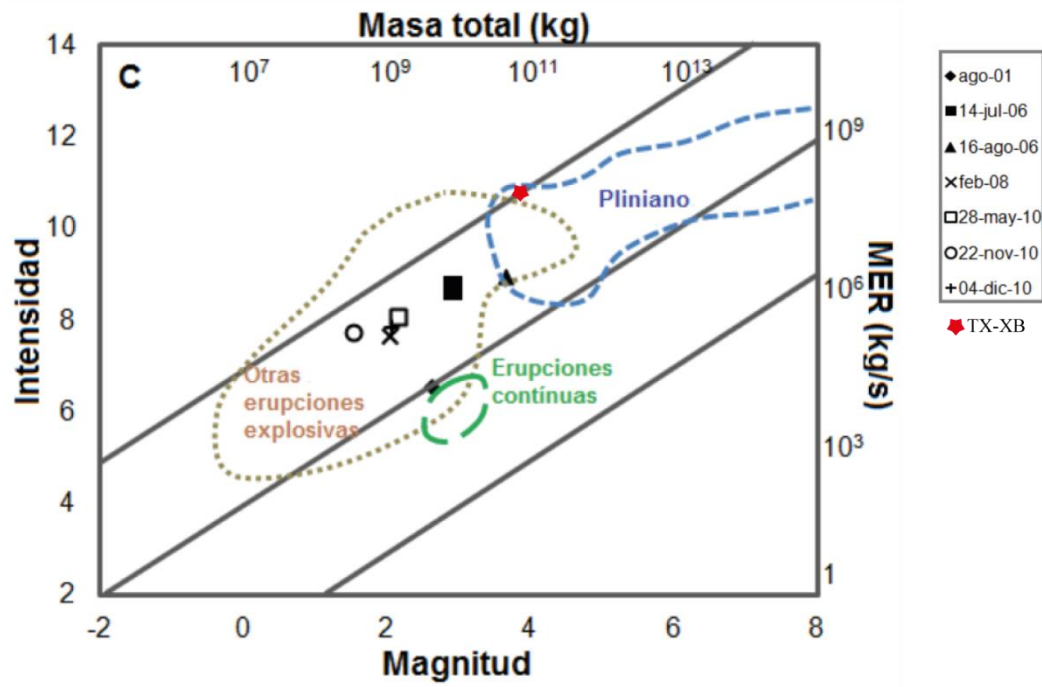
Dónde M es la Magnitud, mientras que  $M_T$  es la masa total del depósito en kg. El cálculo de la magnitud para la unidad XB fue de  $M=3.91$ .

- **Intensidad:** Como en el caso anterior, calculamos la estimación de la magnitud según Pyle, (2000), la cual implica el cálculo de la tasa de descarga de material emitido que consta de 13 órdenes de magnitud (Fig. 4.8), según la siguiente ecuación:

$$I = \log_{10}(MDR) + 3$$

Dónde I es la intensidad, mientras que MDR es la tasa de descarga de material. El cálculo de la intensidad para la unidad XB fue de  $I=10.76$ .

De acuerdo con la Magnitud de 3.91 y la intensidad de 10.76, la clasificación de Pyle, (2000) ubica a la unidad XB como una erupción tipo Pliniana.



**Figura 4.8.-** Gráfica de magnitud e intensidad de la unidad XB comparando con varios eventos eruptivos explosivos registrados en el volcán Tungurahua entre 2001 y 2010. Definida partir de Pyle (2000), modificada de Romero et al (2015).

➤ **Índice de Explosividad Volcánica:** El V.E.I. es una escala integradora que abarca valores desde 0 a 8 para clasificar el grado de explosividad de una erupción basado en el volumen y la altura de la pluma de una erupción. Los datos obtenidos se muestran en la Tabla 4.8. La unidad XA, con un volumen de  $7.10E+08 \text{ m}^3$ , se clasifica con un VEI entre 3-4; lo que representa una erupción de modera a grande con una altura de columna de entre 3 y 25 km (Newhall y Self, 1982). Por ejemplo, una erupción entre vulcaniana y pliniana con una duración de entre 1 y 12 horas, según el índice. La unidad XD, con un volumen de  $1.40E+09 \text{ m}^3$ , se clasifica con un VEI entre 4-5; lo que representa una erupción grande a muy grande con una altura de columna mayor a 25 km. La clasifica como una erupción entre pliniana con una duración de entre 6 y 12 horas.

Los resultados para la unidad XB son interesantes, si nos basamos en el volumen  $7.00E+07 \text{ m}^3$ , se clasifica con un VEI entre 2-3; lo que representa una erupción moderada agrande con una altura de columna de entre 1 y 15 km. La clasifica como una erupción vulcaniana con una duración de entre 1 y 6 horas. Por el contrario, si nos basamos en la altura de columna obtenida anteriormente,  $H_T = 22.5$ , la clasifica con un VEI de 4. Lo cual la describe como una erupción grande con un volumen de entre  $10^8$  y  $10^9$ . Así bien, el VEI la clasifica como una erupción entre vulcaniana y pliniana, con una duración de entre 3 y 6 horas.

Unidad	Volumen ( $\text{km}^3$ )	D.R.E. ( $\text{km}^3$ )	V.E.I.	H (km)	Duración (h)
<b>XD</b>	<b>1.40</b>	<b>0.49</b>	<b>4-5</b>	<b>&gt;25</b>	<b>6-12</b>
<b>XB</b>	<b>0.07</b>	<b>0.03</b>	<b>2-3</b>	<b>1-15</b>	<b>1-6</b>
<b>XA</b>	<b>0.71</b>	<b>0.29</b>	<b>3-4</b>	<b>3-25</b>	<b>1-12</b>

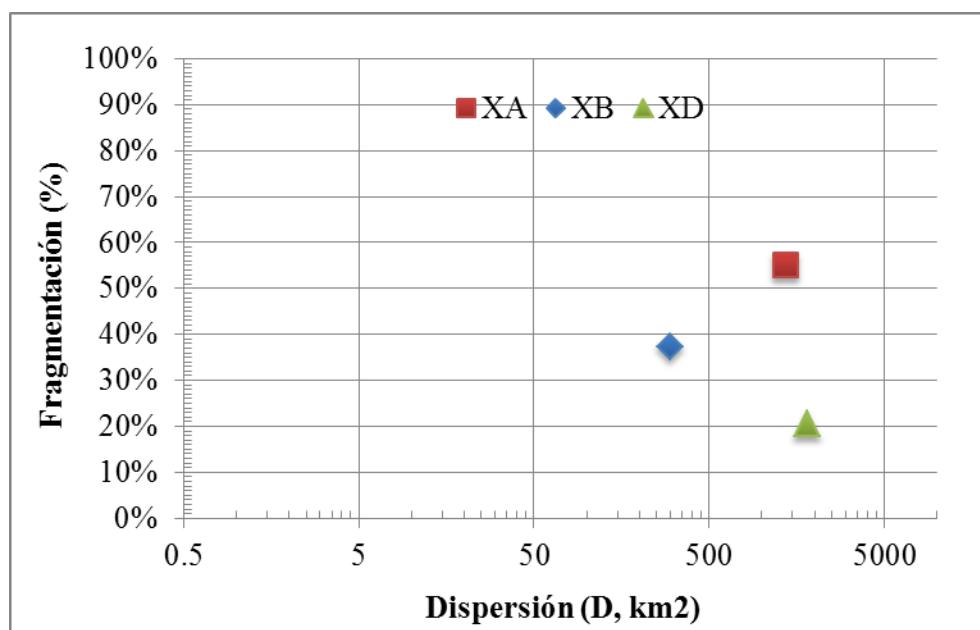
**Tabla 4.8.-** Datos obtenidos de V.E.I. de acuerdo con Newhall y Self (1982)

➤ **Índice de fragmentación:** Walker (1973) propuso un método empírico para clasificar depósitos de caída de tefra en base a su dispersión y grado de fragmentación (Fig. 4.9) 5a). Cabe mencionar que este método hoy en día es meramente comparativo, pues diversos autores (Sparks et al, 1992; Pyle, 1989; Pyle, 2015) han . indicado que el modelo podría ser demasiado simple ya que no considera explícitamente la influencia de la fragmentación, ya que no solo está controlado por la fragmentación del magma, sino también por la caída prematura de cenizas finas debido a los procesos de agregación entre otros factores.

La dispersión, D, se refiere al área cubierta por la isopaca 0.01T<sub>0</sub>, y el índice de fragmentación, F%, corresponde al porcentaje en masa del depósito más fino que 1 mm. Los resultados se muestran en la Figura 4.9 y los datos utilizados en la Tabla 4.9. Las unidades XA y XD caen dentro del área de las erupciones plinianas, mientras que la unidad XB en las subplinianas.

Unidad	F (%)	D (km <sup>2</sup> )
XA	55.1%	1361
XB	37.4%	300
XD	20.6%	1825

**Tabla 4.9.-** Datos utilizados para el cálculo de clasificación de Walker (1973).



**Figura 4.9.-** Gráfica de índice de dispersión contra dispersión para las unidades XA, XB



#### 4.2.7.- Comparación con otras erupciones

La erupción del Miembro Xoxoctic, si la comparamos con los parámetros obtenidos por Carey y Sigurdsson (1989) para unas erupciones históricas relevantes, muestra datos interesantes (Tabla 4.10). El volumen D.R.E. de la unidad XA,  $0.286 \text{ km}^3$ , es muy cercano al que valor de erupciones como El Chichón A y el Monte Santa Helena. XB presenta un valor muy bajo,  $0.029 \text{ km}^3$ , por debajo de los que presento el Nevado de Ruiz en 1985. Mientras que la unidad XD presenta valores muy parecidos a los de la Toluca (baja). Por su parte, el valor acumulado de las tres unidades anteriores,  $0.81 \text{ km}^3$ , se acerca mucho a las de La Primavera E y la Pómez Ezequiel, Caldera Amazcala. Los valores de masa muestran una tendencia similar al volumen, con valores de  $8.00\text{E}+11$ ,  $8.09\text{E}+10$ ,  $1.28\text{E}+12$ ,  $2.16\text{E}+12$  para las unidades XA, XB, XD y el agregado de las tres, respectivamente.

El valor de altura promedio de la unidad XB de 22.5 km, solamente es mayor al de la erupción del Monte Santa Helena; mientras que su valor de M.D.R.  $5.75 \times 10^7 \text{ kg/s}$ . es similar al de la erupción del Nevado de Ruiz, de la Pómez Ezequiel y de La Primavera E, cabe mencionar que la mayoría tiene valores a la 7ma potencia. Por otra parte, el valor de magnitud, 3.91, sólo es mayor que el de la erupción del Nevado de Ruiz, mientras que la intensidad, 10.76, es mayor que la del Nevado de Ruiz y Monte Santa Helena y muy similar a la Pómez Ezequiel y la Primavera E.

En el mismo sentido, el valor de V.E.I. para la unidad XB es menor al de todas las erupciones que comparamos, mientras que el de la unidad XA lo ubica similar que la Pómez Ezequiel, el Monte Santa Helena y La Primavera E. Por último, la unidad XD es similar al resto de las erupciones con un V.E.I de 5 o mayor.

Erupción*	Año	Composición	H (km)	M.D.R. (kg/s)	D.R.E. (km <sup>3</sup> )	Masa (kg)	Magnitud**	Intensidad**	V.E.I.***
Tocula (baja)	24500	And./Dac.	28	7.90E+07	0.4	9.00E+11	4.95	10.90	5
La Primavera E	<95000	Riolita	24	6.30E+07	0.8	2.10E+12	5.32	10.80	4
El Chichon A	1982	Traquiand.	27	8.00E+07	0.3	7.50E+11	4.88	10.90	5
Sta. Helena	1980	Dacita	19	1.70E+07	0.3	6.30E+11	4.80	10.23	4
Vesubio	79	Fonolita	32	1.50E+08	2.1	5.10E+12	5.71	11.18	>5
Nevado del Ruiz	1985	And./Dac.	27	5.00E+07	<0.1	3.50E+10	3.54	10.70	5
Pomez Ezquiél, Caldera Amezcala	>7.3 Ma	Riolita	23	6.00E+07	0.88	1.45E+12	5.16	10.78	4

\* Fuente: Carey & Sigurdsson (1989) y Hernández-Rojas et al (2009)

\*\*Cálculo propio obtenidos a partir de los datos de Carey & Sigurdsson (1989) y Hernández-Rojas et al (2009) con metodología de Pyle (200)

\*\*\* Cálculo propio a partir de Newhall y Self (1982) y Pyle (2000)

**Tabla 4.10.-** Tabla comparativa de parámetros de erupciones volcánicas históricamente relevantes.

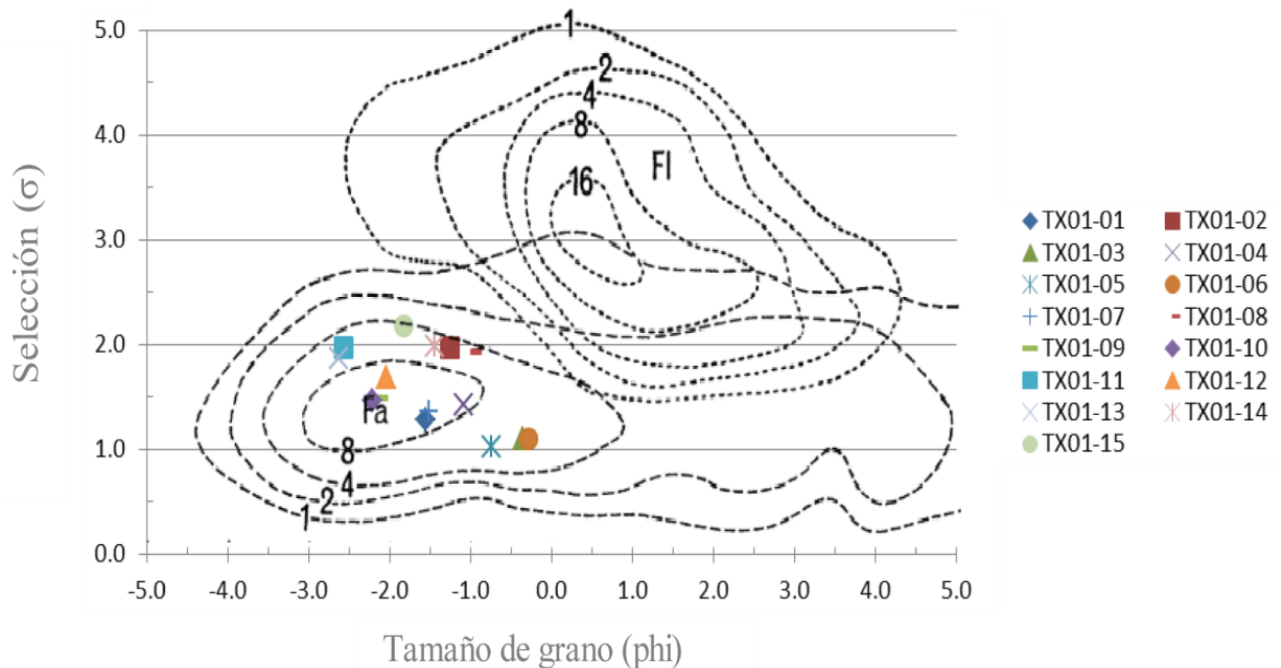
# CAPITULO V

## DISCUSIÓN

### 5.1.- INTEGRACIÓN DE LOS DATOS

El Miembro Xoxoctic presentó características bastante interesantes como pudimos ver en capítulos anteriores; a continuación una breve integración e interpretación de los datos obtenidos.

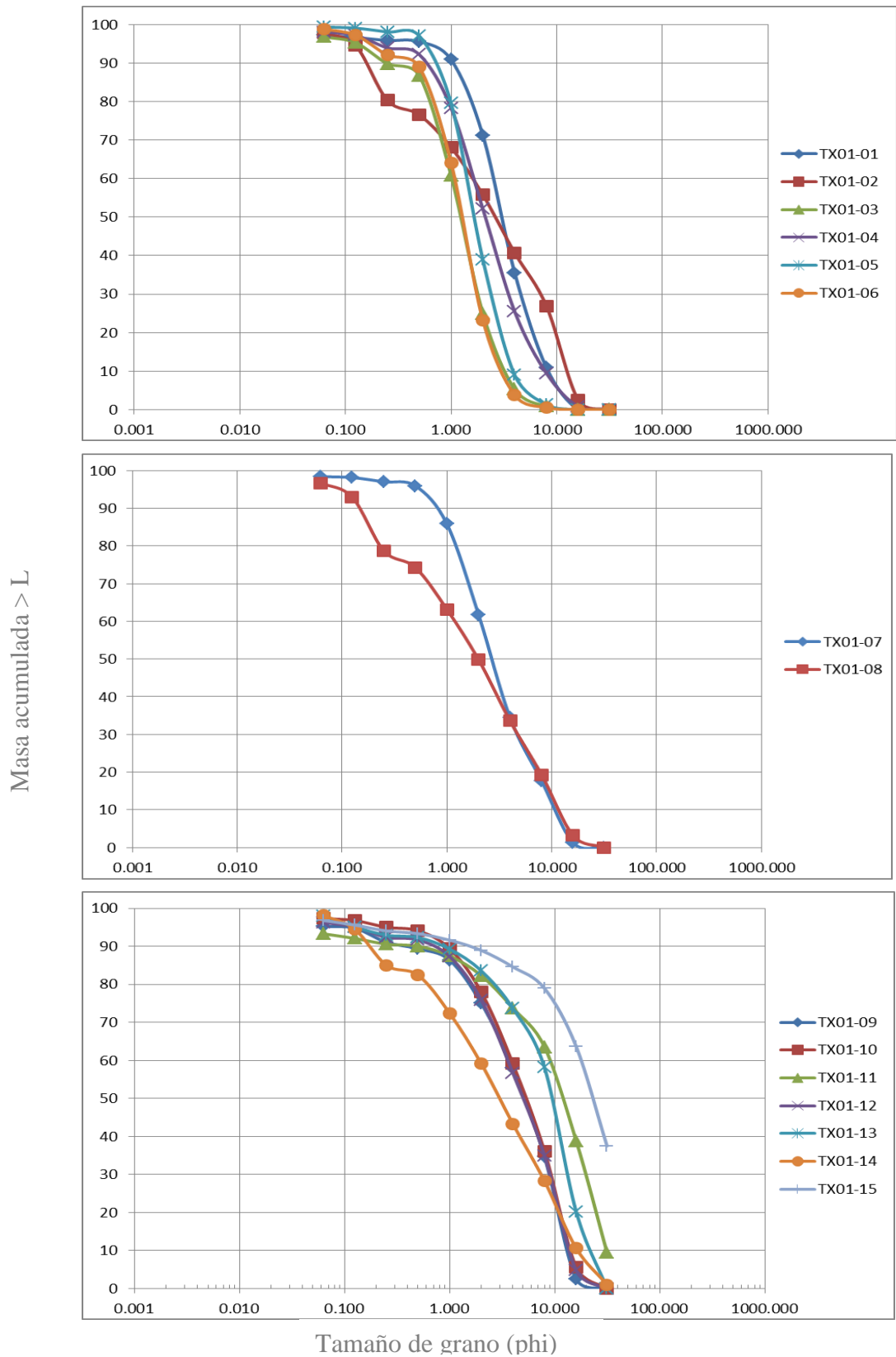
Los resultados de granulometría se ingresaron a un gráfico de clasificación ( $\sigma\Phi$ ) versus diámetro medio (Md $\Phi$ ) de datos de tamaño de grano de acuerdo con Walker (1971) (Fig. 5.1). Los datos para todas las muestras se ubican dentro del área de depósitos de caída de tefra, a pesar de las variaciones verticales (Fig.5.3). Lo cual es consistente con los resultados obtenidos en el capítulo III, con excepción de las muestras TX01-02 y TX01-08, que mostraron distribución bimodal rica en finos, característica de depósitos de origen hidrovolcánico.



**Figura 5.1.-** Diagrama de tamaño medio de grano contra selección basado en Walker,

En el mismo sentido, los datos de granulometría se ingresaron a una gráfica de masa acumulada  $> L$  (%) contra el tamaño de grano de acuerdo con Liu et al, (2017) para discriminar entre erupciones de caída puramente magmáticas y erupciones hidrovulcánicas (Fig. 5.2). De acuerdo con los autores, las distribuciones de tamaño de grano difieren notablemente entre depósitos hidromagmáticos y magmáticos, con depósitos hidromagmáticos consistentemente de grano más fino. El material del tamaño de la ceniza ( $> -1\phi$ ) comprende  $> 89\%$  de la masa total de muestras hidromagmáticas, con hasta un  $55\%$  de ceniza fina ( $> 4\phi$ ) para las muestras más distales. En contraste, los depósitos de caída magmáticos puros tienen material del tamaño de ceniza que comprende  $<12\%$  de la masa. Cuando ambos tipos se observan juntas, el tamaño muestra una distribución bimodal, lo que sugiere una deposición y mezcla contemporánea. Cabe destacar la similitud entre los datos pues la mayoría de las muestras manifiestan una tendencia típica de erupciones magmáticas, salvo las muestras TX01-02, TX01-08 y TX01-14, que muestran una tendencia mixta de depósitos tanto de piroclastos hidrovulcánicos como magmáticos, típicamente bimodales, como se estableció anteriormente.

Por el otro lado, los componentes también revelan información sobre la dinámica de la erupción. La cantidad de líticos es un indicador de obstrucciones del conducto o restricciones importantes sobre la geometría del mismo, tales como abrasión intensa de las paredes durante altas tasas de ascenso y descarga de magma, y/o migración de ventilación (Pardo et al, 2012). Es de destacar que la unidad XA y XB la cantidad de material juvenil y de líticos se mantiene más o menos constante entre ellas y entre las distintas granulometrías analizadas, con un  $80\%$  y  $20\%$  aproximadamente, con un ligero aumento en líticos para las muestras TX01-05 y TX01-06 especialmente en las más finas (Fig.5.3). Mientras tanto, la unidad XD comienza con un valor de casi  $85\%$  de juveniles, llegando a un pico de  $90\%$  y disminuye a  $70\%$ (Fig.5.3). Cabe mencionar la diferencia en la composición de los líticos, mientras que en las unidades XA y XB son líticos negros y alterados, en la unidad XD estos prácticamente desaparecen.



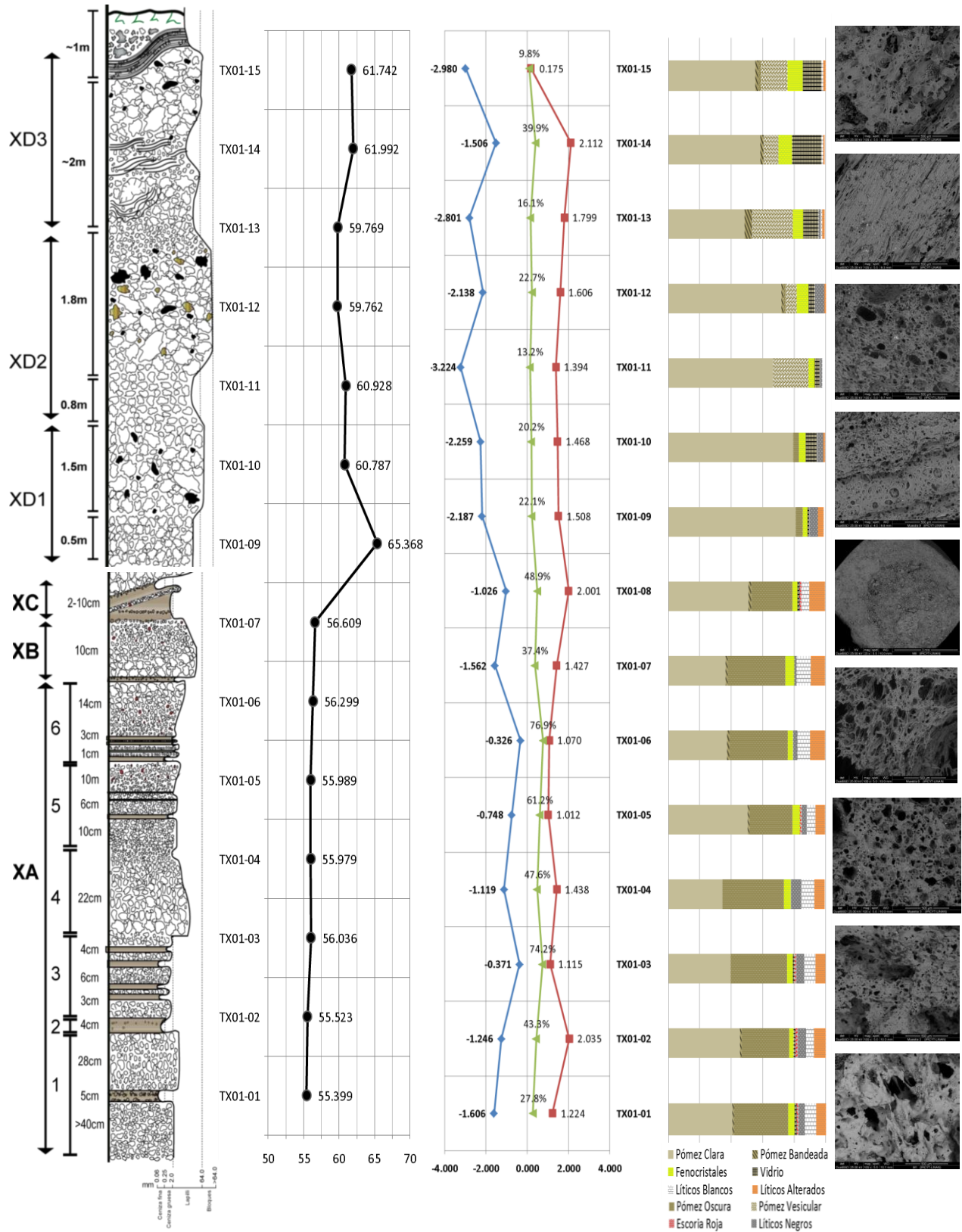
**Figura 5.2.-** Gráfica de masa acumulada > L (%) contra el tamaño de grano de acuerdo con Liu et al, (2017).

La composición geoquímica del MX es bastante interesante. Pese a que simple vista uno pensaría que XA y XB tienen composición diferente, el análisis de roca completa arroja que realmente no hay grandes diferencias entre ellas (Fig.5.3). De igual manera la unidad XA tiene una composición homogénea verticalmente entre las subunidades individuales, que muestran únicamente variaciones elementales muy leves entre sí. Por el contrario, la unidad XD contrasta con ambas unidades, no solo por estar relacionada a un mayor evento por su espesor, sino que también por su composición mucho más evolucionada con 66 wt. % de contenido de SiO<sub>2</sub> (Fig.5.3). Lo cual implica que durante su emplazamiento, la Toba Xoxoctic cambió de una composición intermedia al principio a una más evolucionada al final de la erupción.

Las vesicularidades distintas que muestra el MX hablan de su historia eruptiva. La capa basal masiva de lapilli de escoria tiene piroclastos muy vesiculares con morfología angulosa e irregular. Después, la unidad XA que mantiene vesicularidades similares a lo largo de la unidad con la particularidad de tener muestras cubiertas de polvo muy fino (*“adhering dust”*) típico de productos hidrovulcánicos (Fig.5.3). XB muestra una alta vesicularidad con vesículas estiradas en forma de cuerdas. XC, una capa con abundantes agregados de ceniza de distinto tipo como lapilli acreacional y coated ash pellets. Y por último XD, una unidad con distintos tipos de vesicularidad a lo alto de la sección como dentro de las mismas muestras variaciones internas como el bandeamiento y la pómez tubular.

Las principales diferencias que se encontraron con el trabajo de Wilcox (2012) son: la ausencia de la que él denomina la unidad X1a; la correlación estratigráfica de XC, para el X2a, y los distintos parámetros para la unidad XD, que algunos de ellos aquí no fueron considerados.





**Figura 5.3.-** Sección tipo del Miembro Xoxotic. De izquierda a derecha: columna estratigráfica (No a escala), contenido de SiO<sub>2</sub>; variación de diámetro medio, selección y porcentaje de ceniza (F%); componentes; y vesicularidad representativa.

## 5.2.- HISTORIA ERUPTIVA DEL MIEMBRO XOXOCTIC

Las características particulares del MX son 3: una base, XA y XB, con depósitos de caída con estratificación paralela, cuya estructura interna (cambios en gradación y tamaño de grano) es típica de “*shower bedding*” (Bryan et al, 2000; Cas & Wright, 1998). Posteriormente, la unidad XC, una capa masiva de grano fino, muy marcada y consolidada con variaciones laterales y alto contenido en agregados de ceniza. Por último el gran paquete del MX, la unidad XD, una capa principalmente masiva y clasto-soportada, con ligeras variaciones internas. Las características del MX pueden ser explicadas por medio de un modelo de erupciones plinianas y subplinianas (Fig. 5.4).

El miembro Xoxoctic sobreyace, en la mayoría de afloramientos, a paleosuelo que a su vez sobreyace a depósitos de la Ignimbrita Zaragoza, la cual tiene una edad estimada de  $69 \pm 16$  ka (G. Carrasco-Núñez et al., 2018), Por el contrario en la mayoría de afloramientos le sobreyacen depósitos de la Toba Cuicuiltic y paleosuelo. Pese a que en este trabajo no pudimos identificarla, Wilcox (2011) menciona que al Miembro Xoxoctic le sobreyace una capa de ceniza de pómez que puede derivarse del Cerro Pizarro, la cual tiene una edad estimada de  $65 \pm 10$  ka (G. Carrasco-Núñez & Riggs, 2008). Lamentablemente en este trabajo no pudimos fechar el paleosuelo superior al MX, pese a los fallidos intentos debido a la insuficiente cantidad de Carbono. Aseverando las edades antes mencionadas, la formación del Miembro Xoxoctic indicaría que: 1) el miembro Xoxoctic es más cercano a la Ignimbrita Zaragoza y 2) la fase bimodal del complejo volcánico comenzó antes de lo pensado (Carrasco-Núñez et al 2017; Carrasco-Núñez et al., 2018).

Cabe destacar que los productos que originaron el MX presentan por lo menos 2 firmas geoquímicas, una basalto-andesítica con oscilaciones entre 55 y 57 wt% de SiO<sub>2</sub>; y una dacita-traquiandesítica con un rango de entre 59 y 65 wt% de SiO<sub>2</sub>. Probablemente la erupción comenzó por la intrusión de una de un cuerpo de magma básico al sistema magmático que quedó tras la actividad que originó la Ignimbrita Zaragoza, sistema magmático probablemente zonificado. Cabe

mencionar la interesante relación geoquímica con productos más contemporáneos de la Caldera Los Humeros, como el Miembro Cuicuiltic (Pablo Dávila-Harris, 2014). De igual manera, la geoquímica de álcalis totales y sílice de la primera etapa eruptiva es similar en contenido a algunas lavas contemporáneas que afloran cercanas a la probable zona de ventila, como los flujos de lava *Orilla del Monte*; mientras que la segunda etapa muestra una composición similar al domo Maxtaloya y los flujos San Antonio – Las Chapas.

La distribución del miembro Xoxoctic presenta características interesantes, pues pese a que ambas etapas se ubican con probables ventilas en el escarpe potrereros, es aventurado decir que provinieron de la misma boca (Fig. 4.4). La primera etapa muestra una boca con una distribución un poco más al centro del escarpe, mientras que la segunda se ubica un poco más al sur, pese a que en campo las dos presentaron la mayor potencia en la sección tipo. No obstante, es interesante destacar la ausencia de balísticos para la primera etapa, mientras que para la segunda etapa si se identificaron balísticos en la localidad X1 (probablemente por la cercanía con la ventila). En el mismo sentido, es importante mencionar que la gran influencia que tuvieron los paleovientos en la distribución SE y SO de los depósitos. De igual manera las dos etapas tienen contenidos líticos distintos, lo que pudiera indicar diferentes conductos

La unidad XA comienza con una capa muy característica de escoria de lapilli masiva, bien seleccionada y altamente angulosa y vesicular, por lo que interpretamos que la erupción comenzó con actividad magmática explosiva y corta duración que dio lugar a dicho depósito (Liu et al., 2017). Posteriormente, la actividad originó los depósitos de caída con estratificación paralela, pudiéndose deber a pulsaciones en las erupciones, y/o variaciones en los vientos predominantes. Con base en los resultados obtenidos, se asume que la unidad XB, al presentar características similares en cuanto a granulometría, componentes y geoquímica, es resultado de la misma actividad eruptiva que la unidad XA, pudiendo ser de la misma o distinta fase.

La erupción continuó entonces con actividad que produjo las capas alternadas de lapilli y ceniza gruesa con abundancia en líticos, lo cual sugieren una probable interacción entre el magma y agua externa (Pardo et al, 2012), o posible apertura o erosión del conducto. Esto en sincronía con los datos obtenidos que difieren entre actividad hidrovulcánica de actividad magmática (Fig. 5.2). De igual manera la gran cantidad de agregados de ceniza tipo *pellet* y *coated pellet* encontrados dentro de toda la unidad es un indicativo de probable interacción con agua (Brown et al, 2010). Sin embargo, los mismo autores mencionan que las erupciones pulsatorias pueden involucrar períodos durante los cuales las nubes húmedas de ceniza se mantienen más o menos alrededor del volcán, las cuales pueden hacer “llover” agregados en los depósitos, por lo cual se complica determinar el origen específico de los agregados de cenizas dentro de las distintas litofacies. A pesar de lo anterior, no se pudo distinguir entre erupciones freáticas o freatomagmáticas. Sin embargo gran cantidad de fragmentos cubiertos por polvo muy fino pudieran ser indicativo de freatomagmatismo, mientras que la actividad freática es común que se de en campos geotérmicos y tengan abundantes líticos alterados proveniente de las paredes del conducto (Romero, J. y Bustillos, J., 2015). Algo que resulta interesante es la ausencia de bombas dentro de la unidad XA y XB.

La variación vertical en la gradación y en la abundancia de líticos dentro de las litofacies de la unidad XA también sugiere que probablemente fue resultado de actividad con una columna pulsante e inestable (Bryan et al., 2000; Cas & Wright, 1998; Pardo et al., 2012; Pedrazzi et al, 2018). Otra posible causa de las oscilaciones del tamaño de grano, podría estar relacionada con la aparición de colapsos parciales de la columna, pero estos no se encontraron de manera contundente dentro de las litofacies de la unidad XA.

Después de la actividad que dio origen a la unidad XA, le sigue XB, la cual interpretamos como la etapa final de ese periodo eruptivo. Con base en los resultados obtenidos, determinamos que la unidad XB inicia con el decaimiento en la actividad, esto reflejado en su marcada gradación normal que va de lapilli grueso hasta partículas de ceniza fina. De igual manera los datos obtenidos en el

capítulo anterior concuerdan con esta idea, pasando de una etapa pliniana a una subpliniana (Fig. 5.4).

Posteriormente, tras la disminución en la columna se generaron corrientes de densidad piroclástica. La unidad XC representa explosiones freatomagmáticas en la boca o un probable colapso de la columna eruptiva, generando los depósitos masivos, con variación lateral, base erosiva, abundantes agregados de ceniza y distintos grados de consolidación y de clastos soportados en matriz. En los mapas de isopacas podemos ver las distintas distribuciones que tuvo, inferimos por la paleotopografía. La interacción magma-agua en esta unidad, aunque difícil de determinar, se consideró que es muy probable que haya ocurrido. La granulometría indica una distribución bimodal rica en finos típica de depósitos de origen hidrovulcánico; en el mismo sentido, la gráfica de masa acumulada contra el tamaño de grano (Liu et al, 2017) muestra una tendencia similar. Sin embargo, los que en campo parecían ser lapilli acreacional con anillos concéntricos típicos de corrientes de densidad piroclástica diluidas, resultaron ser “*coated ash pellets*”. Interpretamos que estos pudieron crecer a partir de “*ash pellets*” que se generaron en la columna inmediatamente anterior; dichos agregados habrían caído sobre la consecuente corriente, donde se convirtieron en “*coated ash pellets*” acumulados. Durante la actividad pulsátil rápida, la atmósfera alrededor de la boca eruptiva probablemente permaneció turbia con cenizas durante períodos prolongados, de modo que la mayoría de los gránulos de ceniza adquirieron recubrimientos de ceniza fina cuando cayeron. La base de la unidad XD-0 puede ser un ligero repunte final tras el colapso de XC, esto por las características estratigráficas y por la pequeña distribución principalmente al este y norte dentro de la caldera.

Las localidades X13 y X14 al suroeste de la caldera registran evidencia estratigráfica de la deposición de las capas XA, XB y XC en el agua (retrabajo?). La bioturbación entre la deposición de XC y XD en estos afloramientos son el único indicador de que hubo un breve periodo de tiempo entre éstas.

La unidad XD comienza con una pequeña capa de ignimbrita, lo más probable que resultado de una débil corriente de densidad piroclástica. Ésta solo aflora en la Sección Tipo, muy pequeña en el escarpe de Las Papas (con abundante lapilli acrecional), y en las localidades al sureste.

El gran paquete del Miembro Xoxoctic, la unidad XD con sus principales subcapas XD-1, XD-2 y XD-3, comienza después del discreto flujo piroclástico que originó la capa XD-0. Probablemente esta corriente abrió el conducto para iniciar una explosión tipo Pliniana sostenida, plasmado en la base de XD-1, un depósito masivo de pómez de lapilli clasto soportada, bien seleccionada, prácticamente libre de lítico y con clastos subangulosos. Algunos de los clastos cayeron sobre la ignimbrita que le subyace. La actividad continuó, hasta que la tasa de descarga aumento, erosionando el conducto reflejado en el aumento del tamaño de grano y del espesor del depósito, la disminución en la selección y la aparición de vidrio de tipo obsidiana es interpretado como líticos del conducto o a la erosión de algún domo subyacente. Cabe mencionar la diferencia de líticos entre la unidad XD y las previas, lo que posiblemente indica ubicación distinta de los focos explosivos a profundidad, o diferencias en la erosión a lo largo del conducto. De igual manera en la cima de XD-1, inicio la aparición de pómez vesicular, reflejando diferencias en la fragmentación del magma.

La unidad XD-2 comienza con un depósito similar al inicio de XD-1; menor tamaño de grano y mejor selección a la anterior, lo cual reflejaría una disminución en la actividad eruptiva. Resalta que en esta subcapa comienza la aparición de pómez bandeada así como un considerable aumento en los fenocristales accesorio (Fig. 5.3), mientras que la pómez vesicular disminuyó. Repentinamente, la actividad aumento probablemente hasta su punto máximo, cambio reflejado en el espesor de la capa, el tamaño de los clastos y la mala selección. De igual manera en la cantidad de obsidiana y de pómez vesicular aumento considerablemente, lo que indica la erosión del conducto y el cambio en la fragmentación del magma respectivamente. La pómez bandeada alcanza un máximo en esta subcapa, reflejo posible de mezcla de magmas. Aparentemente la cima refleja una disminución y



estabilidad en la descarga de material, mostrando una mejor selección y menor tamaño de grano.

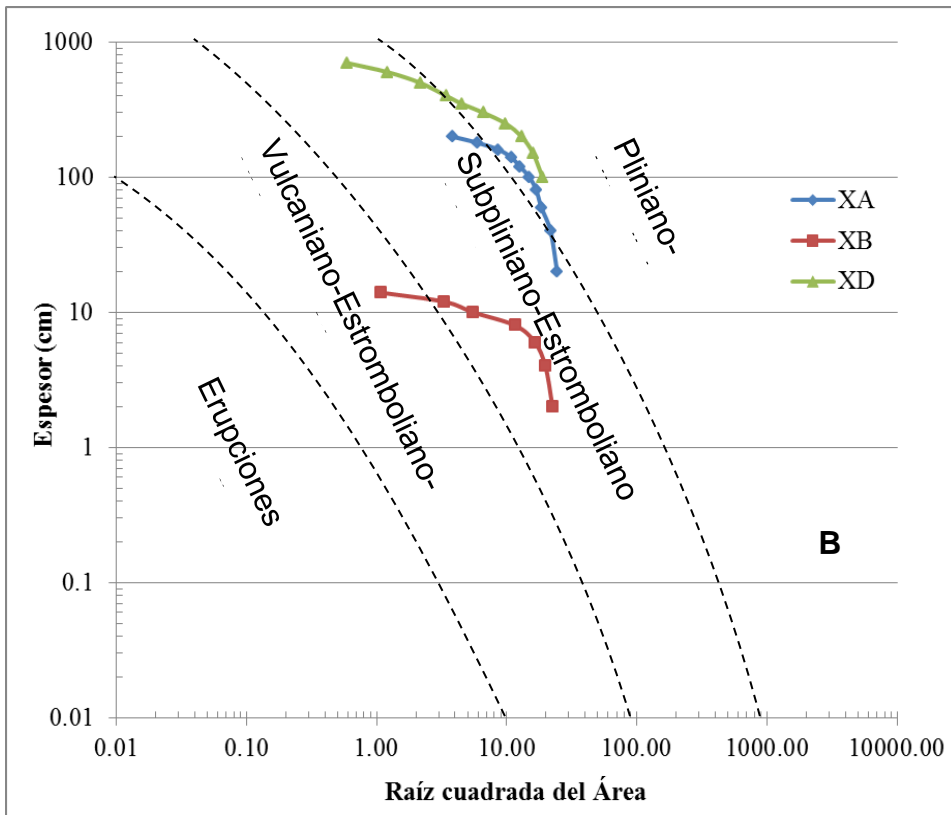
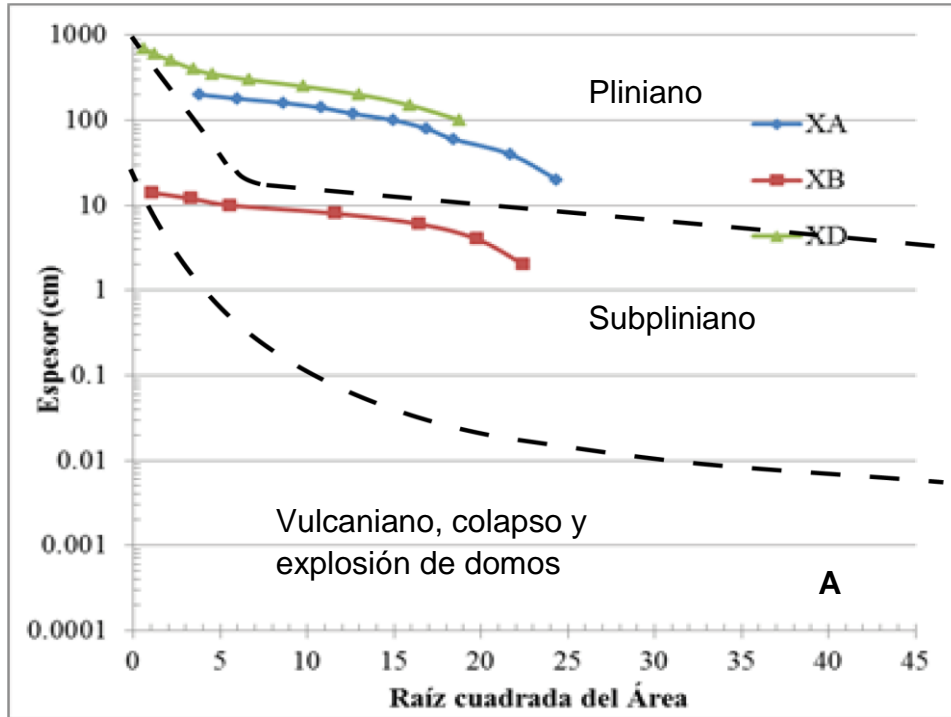
Posteriormente, la actividad eruptiva tuvo un cambio drástico. Con base en los resultados estratigráficos, granulométricos y de componentes, concluimos que la actividad pliniana pasó a un periodo de actividad freatopliniana (Fig. 5.4). Esto debido a que el tamaño de grano disminuye considerablemente mientras que la selección es muy mala y la cantidad de líticos no alterados aumenta hasta un ~20%; de igual manera la presencia de estratificación cruzada, la variación lateral y la presencia de “bombsags” reflejan actividad hidrovulcánica (Bryan et al., 2000; G P L Walker, 1981). El alto contenido de líticos indica posible interacción con aguas subterráneas en lugar de aguas superficiales (Giordano, 1998; Willcox, 2012). La interacción del magma con el agua derivada del acuífero puede haber ocurrido en respuesta a la disminución del nivel de fragmentación y/o la propagación de la boca eruptiva o fracturas (Bryan et al., 2000).

Aparentemente, la actividad freatopliniana cesó posiblemente por el agotamiento del agua subterránea, regresando a actividad pliniana (Fig. 5.4). Cabe destacar que aquí el grado de selección fue muy alto, presentando muy poca ceniza; así como la alta cantidad de balísticos. No se ven muestras de gradación en la cima o presencia de PDC. Esto en parte a la poca exposición de la cima o la erosión que ha sufrido. Asumimos que la erupción terminó de manera abrupta pues en algunas localidades si hay desarrollo de paleosuelo en su cima.

Se considera importante que un futuro se realice más investigaciones que permitan discriminar entre erupciones plinianas y subplinianas, o actividad pliniana sostenida y pulsatoria en base a depósitos. Esto debido a que en algunos de los modelos utilizados para su distinción (Figura 5.4), las unidades del miembro Xoxotic presentan distintos resultados, siendo marcada como pliniana por unos, subpliniana por otros e inclusive hasta vulcaniana por otro. Cabe destacar que todos los modelos tienen un fuerte grado de dependencia de los datos obtenidos en campo y la interpretación de los mismos.

Para trabajos futuros sería interesante trabajar sobre la petrogénesis de ambas unidades del MX, para poder determinar exactamente el origen y edad de los distintos magmas que la formaron y su conexión tanto con erupciones pasadas como la Ignimbrita Zaragoza como con erupciones contemporáneas como las lavas y domos anteriormente mencionados o depósitos de caída similares como el miembro Xoxotic. Por lo demás, este trabajo contribuya al esclarecimiento sobre la génesis del Miembro Xoxotic.

**Figura 5.4.-** Graficas de área contra espesor para la clasificación de erupciones; A) Gráfico de ln del espesor (cm) contra la raíz cuadrada del área del MP (Pedrazzi et al, 2018) ; B) Gráfico de espesor semi-log versus la raíz cuadrada del área del MP (Romero, J. et al 2015)



### **5.3.- MODELO ERUPTIVO DEL MIEMBRO XOXOCTIC**

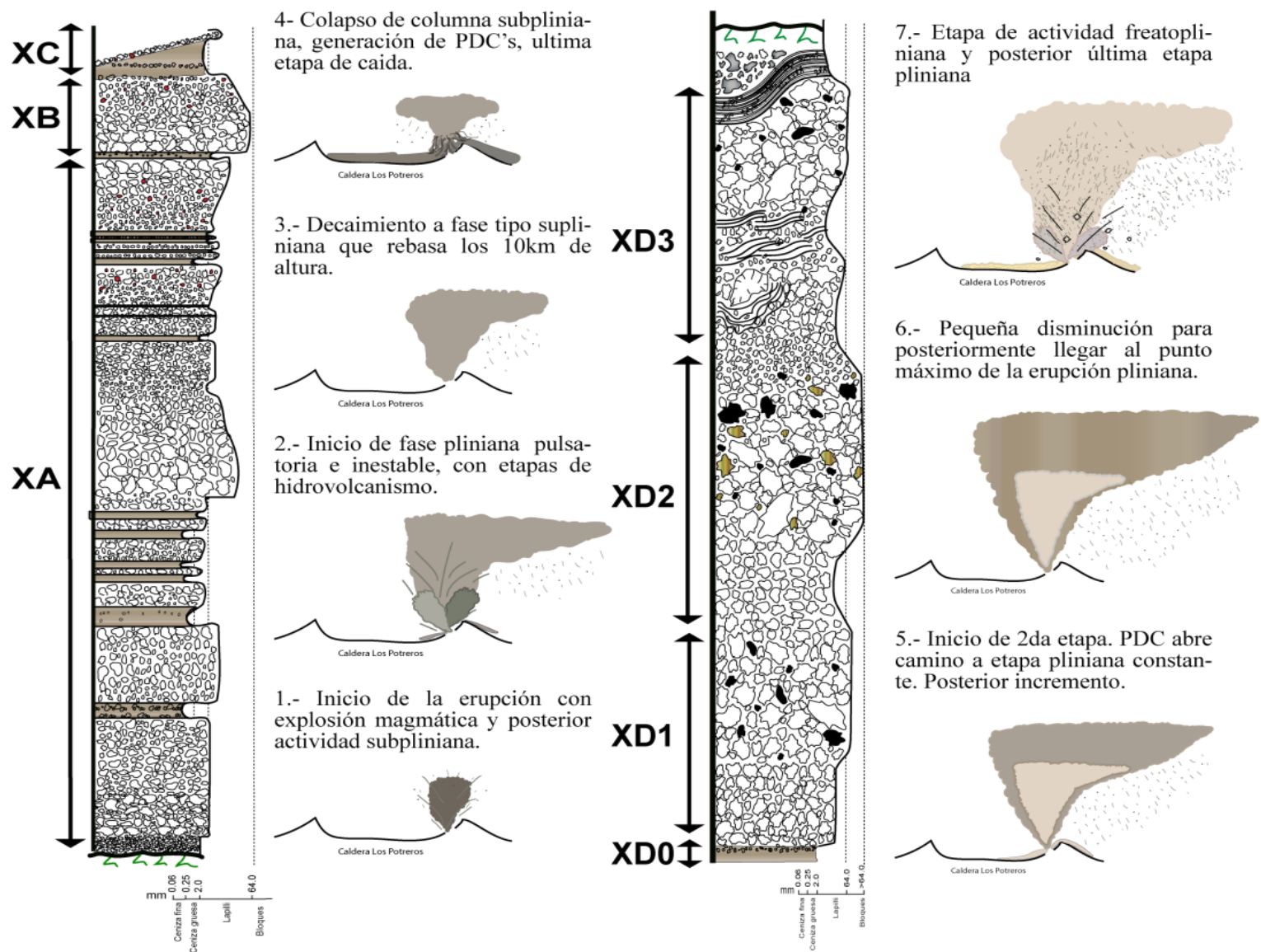
El miembro Xoxoctic con por lo menos un volumen DRE total de 0.8 km<sup>3</sup>, es producto de 2 periodos eruptivos distintos (Figura 5.5): el primero es una secuencia de explosiones subpliniana-plinianas de carácter pulsatorio e inestable, con etapas de hidrovulcanismo; el segundo un periodo predominantemente pliniano con 2 distintas etapas de aumento y disminución en la actividad y una etapa freatopliniana.

La primera etapa comenzó con una erupción puramente magmática que depósitos una capa masiva de lapilli de escoria. Posteriormente comenzó la actividad subpliniana-pliniana pulsatoria e inestable con periodos de hidrovulcanismo, esto reflejado en la deposición con estratificación paralela, las diversas gradaciones y el alto contenido en líticos. La actividad siguió hasta que llegó a un punto máximo y comenzó a menguar, llegando a ser una columna subpliniana de más de 10km de altura. Posteriormente, es posible que la columna haya colapsado o se generaran por la interacción agua-magma PDC's dentro y fuera de la caldera, al mismo tiempo que volvía a generar depósitos de caída igualmente limitados dentro de la zona de la caldera.

La segunda etapa comenzó con una explosión que generó una corriente de densidad piroclástica diluida para inmediatamente después evolucionar a una explosión pliniana, la cual comenzó de manera estable y constante. Con el tiempo la tasa de descarga aumentó, erosionando un poco las paredes del conducto y aumentando el tamaño de la columna eruptiva. La gradación indica que esta actividad disminuyo y volvió a ser estable.

La etapa pliniana mayor, ese ubica hacia la parte final de la erupción, en la que encontramos la unidad principal con mezcla de magmas, probable causa del aumento en intensidad. La erosión del conducto es evidente por la gran cantidad de líticos. Posteriormente, muestra evidencia estratigráfica de disminución en el tamaño de la columna y su estabilidad. Finalmente, la última etapa de la erupción está representada por actividad freatopliniana. La actividad pliniana continuó, sin embargo probablemente por la disminución en el nivel de fragmentación o

encuentro con algún acuífero la actividad se convirtió en freatopliniana, manifestando depósitos con grano fino y mala selección; estratificación cruzada e impacto de bombas. A la postre el suministro de agua externa cesó, pasando de nuevo a la actividad pliniana hasta su culminación.



**Figura 5.4.-** Sección estratigráfica compuesta del Miembro Xoxotic que ilustra con caricaturas los mecanismos eruptivos y la historia eruptiva que lo originaron.



# CAPITULO VI

## CONCLUSIÓN

La principal aportación de este trabajo es la reconstrucción de la dinámica eruptiva que dio origen al Miembro Xoxoctic. El estudio presentado consiste en un análisis estratigráfico y vulcanológico de la Toba Xoxoctic en la caldera de Los Humeros, que incluye: a) trabajo en campo, análisis estratigráfico a detalle; y b) trabajo de laboratorio y gabinete, análisis granulométrico, de componentes, geoquímico, vesicular, y cálculo de parámetros eruptivos y distribución.

El objetivo principal de este trabajo era revelar las características de la explosión que formó al Miembro Xoxoctic, contribuyendo así al conocimiento sobre la estratigrafía, recurrencia y tipos de erupciones en el Pleistoceno superior de la caldera de Los Humeros. Esto con el fin de profundizar en la comprensión de la historia eruptiva del campo volcánico.

Los siguientes puntos resumen los principales hallazgos de los métodos aplicados:

- a) El Miembro Xoxoctic sobreyace a paleosuelo y a depósitos de la Ignimbrita Zaragoza, con una edad estimada de  $69 \pm 16$  ka (G. Carrasco-Núñez et al., 2018)(G. Carrasco-Núñez et al., 2018)(G. Carrasco-Núñez et al., 2018). Por el contrario en la mayoría de afloramientos le sobreyacen depósitos de la Toba Cuicuiltic y paleosuelo, así como la Toba Llano, por lo que se estima una edad relativa en el rango de 28 a 69 ka.
- b) El Miembro Xoxoctic es un depósito principalmente de caída que se divide en 2 capas: 1) una base con estratificación paralela (XA y XB), cuya estructura interna, cambios en gradación y tamaño de grano, es típica de “*shower bedding*” y una capa de ignimbrita masiva (XC); y 2) una capa principalmente masiva clasto-soportada, con ligeras variaciones internas.
- c) Los magmas que originaron el Miembro Xoxoctic presentan por lo menos 2 firmas geoquímicas, una basalto-andesítica con oscilaciones entre 55 y 57 wt% de SiO<sub>2</sub>; y una dacita-traquiandesítica con un rango de entre 59 y 65 wt% de SiO<sub>2</sub>.

- d) Los depósitos del primer régimen eruptivo muestra una cantidad constante en sus componentes a lo largo de la vertical; presenta ligeras variaciones en el material juvenil y es rico en líticos. Por el contrario, los depósitos del segundo régimen eruptivo muestra variedad en sus componentes, con variaciones de material juvenil entre 90% y 70%. Cabe destacar la diferencia de los líticos entre ambos.
- e) La distribución del Miembro Xoxoctic ubica como probables ventilas el escarpe de Los Potreros. Ambos regímenes tuvieron una distribución en dirección sureste y suroeste; el primero con mayor variación debido a su naturaleza pulsatoria.
- f) Los valores de volumen calculados fueron  $0.78 \text{ km}^3$  para el primer régimen eruptivo y  $1.40 \text{ km}^3$  para el segundo. Los valores de volumen D.R.E. son  $0.315 \text{ km}^3$  y  $.492 \text{ km}^3$  para el primer y el segundo régimen respectivamente
- g) El final del primer régimen, la unidad XB, tuvo una altura de la columna con un tamaño de 22.5 km de altura con vientos de entre 0 y 18m/s; la cual tuvo una duración de aproximadamente 25 minutos con tasas de descarga de  $Q=2.3 \times 10^4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  y  $M=5.75 \times 10^7 \text{ kg/s}$ . Esta etapa sola tuvo una magnitud e intensidad de 3.91 y 10.76.respectivamente. El primer régimen presenta un V.E.I. de 4, mientras que el segundo un V.E.I de 5.
- h) Se propuso un modelo eruptivo para el Miembro Xoxoctic basado en erupciones plinianas y subplinianas:  
 El régimen eruptivo que dio origen a las unidades XA, XB y XC fue caracterizado por una columna volcánica subpliniana-pliniana de tipo pulsatoria con hidrovulcanismo y en presencia de vientos a sotavento y cruzados de magnitud considerable.  
 El régimen eruptivo que dio origen a la unidad XD fue caracterizado por una columna volcánica pliniana sostenida en su mayoría, con picos de intensidad. Hacia el final de la erupción se dio la interacción magma-agua generando actividad freatoplíniana que después cesó, probablemente por el agotamiento del agua, y volvió a un régimen pliniano.



# CAPITULO VII

## BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz G. J., Ferrari L., Nelson S. A., Carrasco-Núñez G., L.-M. M. y U.-F. J. (1998). El Cinturón Volcánico Mexicano. *GEOS Unión Geofísica Mexicana A.C.* Retrieved from <http://ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos98-2/cinturon-18-2.pdf>
- An Alvarez, R., & Yutsis, V. V. (2017). Potential fields modeling of the Serd an Oriental basin, Eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 375–388. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.003>
- Arzate, J., Corbo-Camargo, F., Carrasco-Núñez, G., Hernández, J., & Yutsis, V. (2018). The Los Humeros (Mexico) geothermal field model deduced from new geophysical and geological data. *Geothermics*, 71, 200–211. <https://doi.org/10.1016/J.GEOTHERMICS.2017.09.009>
- Bellotti, F., Capra, L., Gropelli, G., & Norini, G. (2006). Tectonic evolution of the central-eastern sector of Trans Mexican Volcanic Belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca volcano (Mexico). <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.023>
- 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. (2012). Estimating the volume of tephra deposits: A new simple strategy. *Geology*, 40(5), 415–418. <https://doi.org/10.1130/G32769.1>
- Bonadonna, C., Ernst, G. G. J., & Sparks, R. S. J. (1998). Thickness variations and volume estimates of tephra fall deposits: the importance of particle Reynolds number. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81(3–4), 173–187. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00007-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00007-9)
- Bonadonna, C., & Houghton, B. F. (2005). Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67(5), 441–456. <https://doi.org/10.1007/s00445-004-0386-2>
- Bonadonna, Costanza, Cioni, R., Pistolesi, M., Connor, C., Scollo, S., Pioli, L., & Rosi, M. (2013). Determination of the largest clast sizes of tephra deposits for the characterization of explosive eruptions: a study of the IAVCEI commission on tephra hazard modelling. *Bulletin of Volcanology*, 75(1), 680. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0680-3>
- Branney, M. J. (Michael J. ., Kokelaar, B. P. (B. P., & Geological Society of London. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Geological Society.
- Brown, R., & Branney, M. (2004). Event-stratigraphy of a caldera-forming ignimbrite eruption on Tenerife: the 273 ka Poris Formation. *Bulletin of Volcanology*, 66(5), 392–416. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0321-y>
- 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>
- Brown, R. J., Kokelaar, B. P., & Branney, M. J. (2007). Widespread transport of pyroclastic density currents from a large silicic tuff ring: the Glaramara tuff, Scafell caldera, English Lake District, UK. *Sedimentology*, 54(5), 1163–1190. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00877.x>
- Bryan, S. E., Cas, R. A. F., & Martí, J. (2000). The 0.57 Ma plinian eruption of the Granadilla member, Tenerife (Canary Islands): An example of complexity in eruption dynamics and evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1–4), 209–238. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(00\)00225-0](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(00)00225-0)
- Bursik, M., Sparks, R., Gilbert, J., & Carey, S. (1992). Volc i ology Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bull Volcanol*, 54, 329–344. Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2FBBF00301486.pdf>
- Campos-Enriquez, J. O. y, & 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, S, & Sparks, R. (1986). Voli ology Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull Volcanol*, 48, 109–125. Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2FBBF01046546.pdf>
- Carey, Steven, & Sigurdsson, H. (1986). Voli Ology The 1982 eruptions of El Chichon volcano, Mexico (2): Observations and numerical modelling of tephra-fall distribution. *Bull Volcanol*, 48, 127–141. Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2FBBF01046547.pdf>
- Carey, Steven, & Sigurdsson, H. (1989). Voliin°ölogy The intensity of plinian eruptions. *Bull Volcanol*, 51, 28–40. Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2FBBF01086759.pdf>
- Carrasco-Núñez G., Hernández J., De León L., Dávila P., Norini G., Bernal J.P., Jicha B., N. M. y L.-Q. P. . (2017). 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-Nuñez, G., López-Martínez, M., Hernández, J., & Vargas, V. (2017). 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-Nunez, G., McCurry, M., Branney, M. J., Norry, M., & Willcox, C. (2012). Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intra-

- Plinian 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., & Riggs, N. R. (2008). Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3–4), 307–315. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.12.002>
- Carrasco-Núñez, Gerardo, Arzate, J., Bernal, J. P., Carrera, J., Cedillo, F., Dávila-Harris, P., ... Willcox, C. (n.d.). A New Geothermal Exploration Program at Los Humeros Volcanic and Geothermal Field (Eastern Mexican Volcanic Belt).
- Carrasco-Núñez, Gerardo, & 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, Gerardo, McCurry, M., Branney, M. J., Norry, M., & Willcox, C. (2012). Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an intra-Plinian ignimbrite eruption at a large silicic caldera volcano: Los Humeros of central Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 124(11–12), 1793–1809. <https://doi.org/10.1130/B30501.1>
- Cas, R. A. F., & Wright, J. V. (1998). *Volcanic successions: Modern and Ancient*. Chapman and Hall, UK (Vol. 39). <https://doi.org/10.1007/978-0-412-44640-5>
- Créon, L., Levresse, G., Carrasco-Núñez, G., & Remusat, L. (2018). Evidence of a shallow magma reservoir below Los Humeros volcanic complex: Insights from the geochemistry of silicate melt inclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 446–458. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2018.09.017>
- 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>
- 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>
- Dufek, J., Manga, M., & Patel, A. (2012). Granular disruption during explosive volcanic eruptions. <https://doi.org/10.1038/NGEO1524>
- Engwell, S. L., Aspinall, W. P., & Sparks, R. S. J. (2015). An objective method for the production of isopach maps and implications for the estimation of tephra deposit volumes and their uncertainties. *Bulletin of Volcanology*, 77(7), 61. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0942-y>
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcanica Transmexicana durante la ultima decada. *Boletín de La Sociedad Geologica Mexicana*, LIII, 84–92.
- 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>
- 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>



- Ferriz, H., & Mahood, G. A. (1987). Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los humeros, Mexican neovolcanic belt. *Journal of Petrology*, 28(1), 171–209. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.1.171>
- Fierstein, J, Houghton, B., Wilson, C., & Hildreth, W. (1997). Complexities of plinian fall deposition at vent: an example from the 1912 N ovarupta eruption (Alaska). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76, 215–227. Retrieved from [https://biblos.ipicyt.edu.mx:2517/S0377027396000819/1-s2.0-S0377027396000819-main.pdf?\\_tid=0d67075e-be83-11e7-9a86-00000aab0f02&acdnat=1509485753\\_9872a7bc81381caaac92469ee5b75ea7](https://biblos.ipicyt.edu.mx:2517/S0377027396000819/1-s2.0-S0377027396000819-main.pdf?_tid=0d67075e-be83-11e7-9a86-00000aab0f02&acdnat=1509485753_9872a7bc81381caaac92469ee5b75ea7)
- Fierstein, Judy, & Nathenson, M. (1992). Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology*, 54(2), 156–167. <https://doi.org/10.1007/BF00278005>
- Giordano, G. (1998). Facies characteristics and magma-water interaction of the White Trachytic Tuffs (Roccamonfina Volcano, southern Italy). *Bulletin of Volcanology*, 60(1), 10–26. <https://doi.org/10.1007/s004450050213>
- 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., & Drake, R. E. (1992). Volcán Quizapu, Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 54(2), 93–125. <https://doi.org/10.1007/BF00278002>
- Jorge E. Romero, Jorge E. Bustillos, J. G. V. (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/>
- Kim, Y., Clayton, R. W., & Keppie, F. (2011). Evidence of a collision between the Yucatán Block and Mexico in the Miocene. *Geophysical Journal International*, 187(2), 989–1000. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05191.x>
- Koloskov, A. V., & Khubunaya, S. A. (2013). New petrological data on the volcanic rocks of the Chichinautzin region: The sources of the magmatic melts and the origin of the Trans-Mexican volcanic belt. *Russian Journal of Pacific Geology*, 7(4), 247–261. <https://doi.org/10.1134/S1819714013040052>
- Liu, E. J., Cashman, K. V, Rust, A. C., & Höskuldsson, 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>
- Newhall, C. G., & Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87(C2), 1231. <https://doi.org/10.1029/JC087iC02p01231>
- Norini, G., GropPELLI, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P., Pellicoli, C., ... 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, GropPELLI, G., Sulpizio, R., Carrasco-Núñez, G., Dávila-Harris, P.,

- Pelliccioli, C., ... 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, Gianluca, Carrasco-Núñez, G., Corbo-Camargo, F., Lermo, J., Rojas, J. H., Castro, C., ... 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>
- Pablo Dávila-Harris, G. C.-N. (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.
- Pardo, N., Cronin, S. J., Palmer, A. S., & Németh, 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>
- Pedrazzi, D., Aguirre-Díaz, G. J., Sunyé-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>
- Pindell, J., & Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *The Geology and Evolution of the Region between North and South America*, 1–55.
- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bull Volcanol*, 51, 1–15. Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2F01086757.pdf>
- Pyle, D. M. (1995). Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(3–4), 379–382. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00038-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00038-0)
- Riggs, N., & Carrasco-Nunez, G. (2004). Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 66(4), 322–335. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0313-y>
- Rojas Ortega, E. (2016). Litoestratigrafía, petrografía y geoquímica de la toba Llano, y su relación con el cráter el Xalapazco, Caldera de Los Humeros, Puebla. Retrieved from <https://colecciondigital.cemiegeo.org/xmlui/handle/123456789/509>
- Rose, W. I., Bonis, S., Stoiber, R. E., Keller, M., & Bickford, T. (1973). Studies of volcanic ash from two recent Central American eruptions. *Bulletin Volcanologique*, 37(3), 338–364. <https://doi.org/10.1007/BF02597633>
- Rosi, M. (1996). Quantitative Reconstruction of Recent Volcanic Activity: A Contribution to Forecasting of Future Eruptions. In *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (pp. 631–674). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0\\_19](https://doi.org/10.1007/978-3-642-80087-0_19)
- Rust, A. C., & Cashman, K. V. (2011). Permeability controls on expansion and size

- distributions of pyroclasts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(11), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008494>
- 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%2F00430779.pdf>
- Sparks, R. S. J. (Robert S. J., 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/volcanic-plumes\(05bb5e85-0d12-4ca4-8e17-ff1ba6dff82e\).html](https://research-information.bristol.ac.uk/en/publications/volcanic-plumes(05bb5e85-0d12-4ca4-8e17-ff1ba6dff82e).html)
- 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](https://doi.org/10.18940/kazanc.18.2_47)
- Urbani, S., Giordano, G., Lucci, F., Rossetti, F., Acocella, V., & Carrasco-Núñez, G. (2019). Estimating the depth and evolution of intrusions at resurgent calderas: Los Humeros (Mexico). *Solid Earth Discussions*, 1–22. <https://doi.org/10.5194/se-2019-100>
- Verma, S. P., & Lopez, M. (1982). Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico. *Bulletin Volcanologique*, 45(1), 63–79. <https://doi.org/10.1007/BF02600390>
- Verma S.P. (1987). Mexican Volcanic Belt: present state of knowledge and unsolved problems. *Geofísica Internacional*, 26(2). Retrieved from <http://www.revistas.unam.mx/index.php/geofisica/article/view/39363/35801>
- Verma, Surendra P. (1983). Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico—Nd and Sr isotope data. *Nature*, 302(5903), 52–55. <https://doi.org/10.1038/302052a0>
- Verma, Surendra P. (2002). Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth? *Geology*, 30(12), 1095–1098. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1095:AOCPSR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1095:AOCPSR>2.0.CO;2)
- Verma, Surendra P. (2015). Origin, evolution, and tectonic setting of the eastern part of the Mexican volcanic belt and comparison with the central American volcanic arc from conventional multielement normalized and new multidimensional discrimination diagrams and discordancy and s. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24(2), 111–164. <https://doi.org/10.3906/yer-1412-31>
- Verma, Surendra P. (2000). Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *Chemical Geology*, 164, 35–60. Retrieved from [www.elsevier.com/locate/chemgeo](http://www.elsevier.com/locate/chemgeo)
- Walker, G. P. L., Wilson, L., & Bowell, 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, G.P.L. (1980). The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*,

- 8(1), 69–94. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(80\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(80)90008-6)
- Walker, G P L. (1981). Plinian Eruptions and Their Products. *Bull. Volcanol*, 44(2). Retrieved from <https://biblos.ipicyt.edu.mx:2089/content/pdf/10.1007%2F02600561.pdf>
- 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>
- Willcox, C. (2012). 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>
- Wilson, L. (1972). Explosive Volcanic Eruptions-II The Atmospheric Trajectories of Pyroclasts. *Geophysical Journal International*, 30(4), 381–392. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1972.tb05822.x>
- Wilson, L. (1976). Explosive Volcanic Eruptions-111. Plinian Eruption Columns, 45, 543–556. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1958.tb05342.x>
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C., & Watkins, N. D. (1978). The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4), 1829–1836. <https://doi.org/10.1029/JB083iB04p01829>
- Wilson, L., & Walker, G. P. L. (1987). Explosive volcanic eruptions - VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties, 89, 657–679. Retrieved from [https://watermark.silverchair.com/89-2-657.pdf?token=AQECAHi208BE49Ooan9kkhW\\_Ercy7Dm3ZL\\_9Cf3qfKAc485ysgAAAbIwggGuBqkqhkiG9w0BBwagggGfMIIBmwlBADCCA ZQGCSqGS1b3DQE HATAeBglghkgBZQMEAS4wEQQMFu0thvCfGEux0UZaAgEQgIIBZapA6mPWD1\\_LkgRGhYGvaDGeTWGWrfekUiP94KPGElWHos](https://watermark.silverchair.com/89-2-657.pdf?token=AQECAHi208BE49Ooan9kkhW_Ercy7Dm3ZL_9Cf3qfKAc485ysgAAAbIwggGuBqkqhkiG9w0BBwagggGfMIIBmwlBADCCA ZQGCSqGS1b3DQE HATAeBglghkgBZQMEAS4wEQQMFu0thvCfGEux0UZaAgEQgIIBZapA6mPWD1_LkgRGhYGvaDGeTWGWrfekUiP94KPGElWHos)