

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

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**Litoestratigrafía, petrografía, y geoquímica de la  
Toba Llano, y su relación con el cráter El  
Xalapazco, Caldera de Los Humeros, Puebla.**

Tesis que presenta

**Edgar Rojas Ortega**

Para obtener el grado de

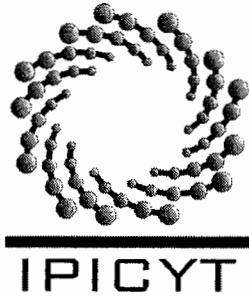
**Maestro(a) en Geociencias Aplicadas**

**Director (Codirectores) de la Tesis:**

**Dr. Pablo Dávila Harris.**

**Dr. Gerardo Carrasco Núñez**

San Luis Potosí, S.L.P., Julio 2016



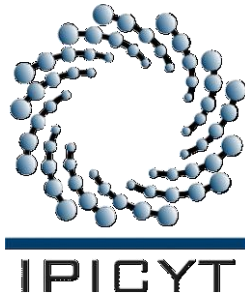
## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis *“Litoestratigrafía, petrografía y geoquímica de la Toba Llano y su relación con el cráter El Xalapazco, Caldera de Los Humeros, Puebla.”* presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Edgar Rojas Ortega** y aprobada el **catorce de julio del dos mil dieciséis** 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. José Alfredo Ramos Leal**  
Miembro del Comité Tutorial

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

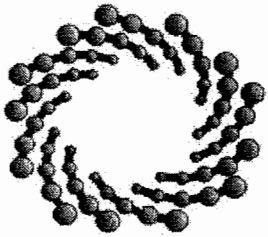


## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Petrografía de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección de los doctores Pablo Dávila Harris y Gerardo Carrasco Núñez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (No.337495) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

El presente estudio recibió apoyo económico, logístico e instrumental por parte del proyecto P-05 “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”, que forma parte del consorcio CeMie-GEO No. 207032 financiado por el Fondo de Sustentabilidad SENER-CONACYT. Así mismo, el autor recibió una beca de apoyo durante los meses Abril-Julio 2016.



**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 018 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 14 días del mes de julio del año 2016, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

**Dr. José Alfredo Ramos Leal**

**Presidente**

**IPICYT**

**Dr. Sanjeet Kumar Verma**

**Secretario**

**IPICYT**

**Dr. Pablo Dávila Harris**

**Sinodal**

**IPICYT**

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

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó el C.

**Edgar Rojas Ortega**

sobre la Tesis intitulada:

***Litoestratigrafía, petrografía y geoquímica de la Toba Llano y su relación con el cráter El Xalapazco, Caldera de Los Humeros, Puebla.***

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. Pablo Dávila Harris**

**Dr. Gerardo Carrasco Núñez (UNAM)**

El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLO**

Dándose por terminado el acto a las 13:45 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 14 días del mes de julio de 2016.

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

**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico



*Dedicada con mucho cariño para la querida tía Puyita  
(QEPP) y a mi madre.*

## **Agradecimientos.**

A Mí madre Silvia Ortega, por darme todo el apoyo tanto moral como económico durante mi desarrollo profesional, además de tratar de impulsarme siempre a mejorarme, no me alcanzarían las hojas para escribir todo lo que debo de agradecerle, ¡gracias mamá! A mis hermanos, Alejandra y Miguel, por su fraternidad y apoyo incondicional durante esta etapa de mi carrera, y por haberme acompañado siempre en los momentos más importantes. A mi tío Inocencio Noyola, por su apoyo, consejos y enseñanzas durante toda mi vida, además de su interés y preocupación en mi bienestar. Un agradecimiento especial a mi tía Puyita (QEPD) quien en todo momento se preocupó e interesó en mi desarrollo integral y profesional, donde quiera que estés, ¡Gracias Puyita!

A familiares y amigos, por su motivación y buenos deseos para conmigo durante esta etapa.

A mi novia Yanet Toriz, quien ha sido la mejor compañía desde que la conocí, quien ha estado conmigo a pesar de las adversidades, y se ha vuelto una motivación más en mi vida ¡muchas gracias Yan, te amo!.

Al doctor Pablo Dávila Harris por aceptarme como su alumno y aguantarme durante todo el lapso de mi maestría, por las invitaciones a campo y sus continuas aportaciones (y exigencias) a mi desarrollo como geólogo. También, al doctor Gerardo Carrasco Núñez, al aceptar integrarme a un proyecto de tales dimensiones, por sus aportaciones a éste trabajo y sus excelentes enseñanzas en campo, fue un honor para mí trabajar con ambos.

Un agradecimiento especial al doctor Ricardo Saucedo Girón, mi primer “*Sensei*” de vulcanología física y quien me motivo a seguir fortaleciendo mis conocimientos y estudios de posgrado, me siento orgulloso y muy afortunado de haber sido su estudiante durante la licenciatura, ¡muchísimas gracias doc!

Al doctor Sanjeet Kumar Verma, por su valiosa ayuda en la parte geoquímica de esta tesis, por sus desinteresados comentarios hacia mi trabajo, gracias doc ¡

A los técnicos del laboratorio de petrografía del IPICYT, Manuel González Piña y Mercedes Zavala Arriaga quienes amablemente me permitieron trabajar en sus instalaciones y se prestaron en todo momento a despejar dudas con respecto a los equipos, además de hacer mi estancia en el IPICYT mucho más amena y divertida. Asimismo, al doctor Miguel Avalos Borja y a la maestra Beatriz Adriana Rivera Escoto del Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnologías (LINAN) por las facilidades otorgadas para el uso del difractómetro y el microscopio electrónico de barrido.

A los miembros del comité tutorial, Doctores: Pablo Dávila Harris, Gerardo Carrasco Núñez, José Alfredo Ramos Leal y Sanjeet Kumar Verma, por sus atinados comentarios y correcciones.

El desarrollo de este trabajo fue financiado con fondos del proyecto P05 CEMIEGeo, denominado: “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”. Responsable: Gerardo Carrasco Núñez.

## Índice

Agradecimientos .....	1
Índice .....	3
Lista de figuras y tablas .....	6
Resumen.....	13
Abstract .....	15
Capítulo I.-Generalidades.....	17
1.1. Introducción. ....	17
1.2. Relevancia e interés del estudio. ....	18
1.3 Justificación. ....	18
1.4. Trabajos Previos .....	19
1.5 Objetivos Generales y Particulares. ....	19
1.6 Metodología.....	20
1.7 Localización y vías de acceso.....	22
1.8. Fisiografía y geomorfología .....	23
Capítulo 2.-Geología Regional .....	26
2.1. Contexto geológico regional. ....	26
2.2.- Cinturón Volcánico Mexicano. ....	27
2.3.- Geología Regional y Tectónica de la caldera de Los Humeros.....	28
2.4.- Estratigrafía de la CLH. ....	31
2.5.- Neotectónica y geología estructural simplificada de la caldera Los Humeros .....	32
Capítulo 3. Marco Teórico.....	35
3.1.- Calderas de colapso vs. cráteres de explosión freatomagmática: diferencias y similitudes.35	
3.2.- Calderas de colapso. ....	35
3.3- Desarrollo y morfologías finales de calderas de colapso .....	39
3.3- Pequeñas calderas de colapso y depósitos asociados: ejemplos documentados. ....	40
3.3- Cráteres de explosión freatomagmática.....	47
3.4- Terminología y morfología de estructuras freatomagmáticas .....	49
Capítulo 4.- Estratigrafía y geología del cráter Xalapazco y alrededores.....	52
4.1.- Estratigrafía local. ....	52
Lavas Maztaloya. ....	54



Toba Llano.....	55
Toba Cuicuiltic.....	55
Lavas andesíticas.....	56
Basaltos Post Xalapazco.....	58
Aluvión y suelo.....	59
4.2.- La Toba Llano: estratigrafía, esquema y distribución de litofacies.....	59
4.3.- Terminología, nomenclatura y descripción de litofacies de la Toba Llano.....	60
Brecha masiva o aglomerado de lavas Xalapazco (mBr-Lv).....	62
Depósito aglomerático masivo de pómez vesicular y escorias (mPAgl).....	64
Depósito masivo de pómez clara (mPLT).....	66
Depósito masivo rico en líticos (l-mLT).....	66
Depósito de lapilli rico en líticos con estratificación difusa (l-dsLT).....	67
Toba de pómez con estratificación difusa (dsPT).....	69
Depósito de lapilli rico en líticos con estratificación cruzada (l-xsLT).....	70
Brecha lítica (mlBr).....	72
Aglomerado masivo (mAgI).....	74
Depósito masivo de lapilli.....	75
4.4- Distribución espacial de litofacies.....	77
4.5- Sedimentología, granulometría y componentes de la toba Llano.....	83
Capítulo 5.- Petrografía y Geoquímica de la Toba Llano.....	90
5.1.-Petrografía.....	90
5.2.-Caracterización geoquímica.....	94
5.2.1.- Elementos Mayores.....	94
5.2.2.- Elementos Traza.....	99
5.2.3.- Alteraciones y cálculos de cristalinidad.....	103
Capítulo 6.- Discusión y conclusiones.....	108
6.1 Volcán Maztaloya.....	108
6.2 Edad, origen y fuente de la toba Llano.....	109
6.3 La toba Llano, ¿Explosión magmática o freatomagmática?.....	111
6.4 Cráter Xalapazco, ¿cráter de explosión o caldera de colapso?.....	113
6.5 Evidencias de un antiguo sistema geotermal.....	115
6.6 Procesos Geodinámicos implicados en la generación de la toba Llano.....	116

6.7 Evolución del cráter Xalapazco y litofacies generadas.....	117
Conclusiones. ....	122
Bibliografía. ....	124

## Lista de figuras y tablas.

Figura 1.1.- Ubicación de la CLH dentro del contexto del CVM (Modificada de Verma 2001) Claves: RI= Fractura de Rivera; FR=Falla de Rivera; CO= Placa de Cocos; ZFO= Zona de fractura de Orozco; TMA= Trincheras Mesoamericana. Las líneas punteadas indican escarpes inferidos. E imagen satelital mostrando los principales rasgos estructurales de la caldera de Los Humeros (modificado de Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).....	23
Figura 1.2.- Mapa de provincias fisiográficas y ubicación de la CLH. Modificado de Raisz (1959) ..	24
Figura 1.3.- Rasgos estructurales principales de la Caldera de Los Humeros (Modificado de Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).....	25
Figura 2.1.- Ubicación de la CLH dentro del contexto tectonoestratigráfico de México. Modificado de Campa y Coney (1983) .....	26
Figura 2.2.- CVM y su división por sectores geográficos. Modificada de Ferrari et al. (2002).....	27
Figura 2.3.- Reconstrucción tectónica del sureste de México propuesta por Kim et al. (2011). a) Modelo esquemático de la colisión entre México y el bloque Yucatán; b) Modelo de rotaciones del bloque Yucatán por Pindell y Kennan (2009).....	28
Figura 2.4.- a) Ignimbrita Xaltipan (Branney y Kokelaar, 2002); b) Formación Faby (Wilcox, 2011)	30
Figura 2.5.- Modelo esquemático de la erupción de la ignimbrita Zaragoza y el colapso de Los Potreros debido a la erupción. Modificado de Carrasco-Núñez y Branney (2005).....	30
Figura 2.6.- Estratigrafía general de la CLH. Modificada de Norini et al. (2015).....	31
Figura 2.7.- Fotografías mostrando: a) Toba Cuicuiltic; b) Toba Llano; c) Basaltos de olivino .....	32
Figura 2.8.- Sectores estructurales de la CLH propuestos por Norini et al. (2015).....	33
Figura 2.9.- Estructuras morfoestructurales circundantes al cráter Xalapazco. ....	34
Figura 3.1.- Tipos genéticos de calderas (Martí y Aguirre-Díaz, 2014) .....	36
Figura 3.2.-Morfoestructuras principales de calderas: a) tipo cima; b) clásica; c) tipo graben (Aguirre-Díaz et al., 2008) .....	36
Figura 3.3. Fases y evolución de una caldera de colapso (Cashman y Giordano, 2014): a) pre erupción y asenso de gases; b) vulcanismo pre caldera; c) desestabilización y subsidencia; d) colapso. ....	38
Figura 3.4. Estilos y geometrías de colapso de calderas. a) Pistón; b) Piecemal; c) Trapdoor; d) Downsag.....	39
Figura 3.5.- Modelo esquemático de la caldera de Fernandina, propuesta por Howard (2010). La evolución implica un colapso debido a desestabilización de la cámara magmática por un antiguo cono de escorias y una subsidencia progresiva. ....	41

Figura 3.6.- Modelo esquemático del colapso de la caldera de Miyakejima (Geshi et al., 2002). a) Fase inicial, comienzo del proceso de retroexcavación debido a la barrera del dique con el material de relleno; b) fase inicial de la subsidencia; c) colapso de la caldera y relleno de material producto del colapso; d) fase final, descompresión y generación de un cono de escorias. ....	42
Figura 3.7.- Modelo de evolución de la caldera del volcán Ceboruco, modificada de Browne y Gardner (2004). ....	43
Figura 3.8.- Esquema propuesto por Allen (2005) para la generación de la pequeña caldera de colapso y la brecha proximal rica en salpicaduras. ....	44
Figura 3.9.- Esquema propuesto por Bear et al. (2008) para la formación de la caldera de Vico: a) fase inicial e inicio de desestabilización; b) comienza el vaciado de magma bajo en Sr (productor de pómez); c) ensanchamiento del conducto; d) incremento en la descarga de magma bajo en Sr e inicio de ascenso del rico en Sr (productor de salpicaduras); e) colapso parcial e inicio de generación de brecha rica en salpicaduras; f) colapso total del edificio y generación de CPDs ricas en salpicaduras y líticos. ....	46
Figura 3.10.- Modelo de evolución del colapso somital del Volcán Caldeira (Pimentel et al., 2015). a) Inicio explosivo por fase freatomagmática; b) fase más seca, generadora de una columna Subpliniana de aproximadamente 14 km de altura; c) Subsidencia y colapso de la cima del volcán, generando brechas líticas y depósitos dominados por CDP. ....	47
Figura 3.11. Representación de la interacción Agua-Magma (“Fuel-coolant interaction”): a) Contacto inicial entre magma fundido agua, formando una película de vapor. b) Incremento de la película de vapor. c) Mezcla de magma con vapor y sedimentos. d) Expansión explosiva del vapor por liberación de energía. Modificado de Wohletz y Heiken (1992) ....	48
Figura 3.12.- Relación de radios y alcance de los depósitos con el tipo de estructuras y la génesis. Tomado de Palladino et al. (2015). ....	49
Figura 3.13. Morfologías de edificios fratomagmáticos: a) Maar; b) Anillo de Tobas y c) Cono de tobas. Modificado de Cas y Wright (1987).....	50
Figura 3.14.- Esquema idealizado de formación de un maar. Tomado de Cas y Wright (1987). ....	51
Figura 4.1.- Mapa geológico de las unidades circundantes al cráter Xalapazco, empleando un modelo digital del terreno a 10 m de resolución. ....	53
Figura 4.2.-Vista panorámica del interior del cráter Xalapazco, y las lavas Maztaloya, y algunas características comunes como la presencia de bandeamiento y juntas de enfriamiento.....	54
Figura 4.3.- Afloramientos de la Toba Llano, a) parte de la secuencia que conforma a la Toba Llano con algunas estructuras sedimentarias; b) relación entre la Toba Llano y la Toba Cuicuiltic. ....	55
Figura 4.4.- Capas de material piroclástico interestratificado en la toba Cuicuiltic, mostrando algunos bloques accidentales (balísticos) en la parte superior, y estructuras de deformación ( <i>bomb/impact sag</i> ). ....	56
Figura 4.5.- Afloramiento de lavas andesíticas afaníticas, porfídicas, en bloques, pertenecientes a la porción E-SE del área de estudio y muestra de mano de lava andesítica en la porción sureste del	

área de estudio. La mineralogía predominantes es de Plagioclasa y algunos piroxenos, con alteración de oxidación. ....	57
Figura 4.6- Afloramientos de basalto, a) morfología del derrame intra-cráter; b) vista de una de las paredes de las fuentes dentro del cráter; c) juntas de enfriamiento y vesículas del afloramiento. ....	59
Figura 4.7.- Distribución de las secciones litoestratigráficas levantadas durante la fase de campo. MDE a una resolución de 10 m facilitado por el Centro de Geociencias de la UNAM, Juriquilla, Qro. ....	60
Tabla 4.1.- Tabla general de códigos, descripción, distribución e interpretación de litofacies ....	61
Figura 4.9.- Columna compuesta (GVS) de las litofacies que componen a la Toba Llano. ....	62
Figura 4.10.- Componentes de la litofacies de autobrecha (mBr-Lv). Nótese la gran cantidad de material de las paredes del cráter, y la casi nula cantidad de matriz. ....	63
Figura 4.11.- Afloramiento de litofacies mBr-Lv subyaciendo al aglomerado masivo de pómez (mPAgl). Nótese la gran cantidad de clastos de lavas Maztaloya. ....	64
Figura 4.12.- Depósito de pómez aglomerático (mpAgl) con presencia de bloques de clastos vítreos ....	65
Figura 4.13.- Depósito de pómez clasto soportada, correspondiente a la litofacie intra-Llano (mPLT). ....	66
Figura 4.14.- Afloramiento de la litofacie lmLT; a) vista panorámica del depósito; b) acercamiento a la secuencia en donde se puede apreciar estructuras de corteza de pan (CP) y la gran cantidad de líticos presentes. ....	67
Figura 4.15.- Fotografía en el interior del cráter Maztaloya de algunas características de la litofacies dsLT; a) afloramiento mostrando estratificación difusa y posición estratigráfica de dicha litofacies, las líneas punteadas resaltan la laminación del depósito; b) clastos imbricados indicando la dirección de paleocorriente (marcadas con flechas). ....	68
Figura 4.16.- Granulometría y componentes de la litofacies dsLT en la sección litoestratigráfica 17. ....	69
Figura 4.17.- Depósito de pómez (dsPLT) y sus respectivos valores de componentes e histograma representativo. ....	70
Figura 4.18.- Fotografías de la litofacies xsLT; a) se observa la laminación cruzada y algunas estructuras cortándose entre sí; b) xsLT subyaciendo a mLT en forma acuñada, también se observan estructuras cruzadas y cortadas; c) rizaduras incompletas a lo largo del depósito; d) clastos imbricados indicando la dirección de paleocorrientes del depósito. ....	71
Figura 4.19.- Fotografía de xsLT con su interpretación (izquierda), porcentaje de componentes e Histograma representativo de la litofacies xsLT ....	72
Figura 4.20.- Afloramientos de mlBr, a) Depósito de brecha lítica en contacto gradacional con otras litofacies; b) Tubos de degasificación; c) clastos alterados hidrotermalmente; d) pómez bandeada observada en algunos depósitos de la litofacies. ....	73

Figura 4.21.- Granulometría y componentes pertenecientes a la litofacie mlBr en la sección litoestratigráfica número 15. ....	74
Figura 4.22.- Aglomerado masivo compuesto principalmente de pómez escorácea. Se encuentra subyaciendo en forma angular a la litofacie mlBr.....	75
Figura 4.18.- Afloramientos de mLT; a) depósito con poca cantidad de líticos sobreyaciendo gradualmente a la litofacie mlBr (nótese como ambas litofacies presentan tubos de degasificación); b) vista general que muestra la gradación inversa del depósito (línea roja); y c) clastos imbricados a la cima del depósito.....	76
Figura 4.24.- Histograma y diagrama de pay de los análisis granulométricos y de componentes (respectivamente) de la litofacie ds/mLT.....	76
Figura 4.25.- Sección de correlación A-A' mostrando la distribución de litofacies en la porción W-NNW del lóbulo. La línea sólida en el mapa indica la dirección de la traza de sección. ....	78
Figura 4.26.- Sección de correlación B-B' delimitando la porción NNE-E del lóbulo. La línea sólida en el mapa indica la dirección de la traza de sección. ....	79
Figura 4.27.- Correlación de secciones con orientación E-SE (C-C') a partir del cráter. Nótese como en zonas proximales predomina la litofacie mBr-Lv, mientras que a zonas distales, aparece en mayor medida (y espesor) la brecha lítica (mlBr). La línea sólida en el mapa indica la dirección de la línea de correlación.....	80
Figura 4.28.- Correlación lateral de litofacies en dirección SSE-NE. La línea sólida en el mapa indica la dirección de correlación. ....	81
Figura 4.28.- Mapa de distribución de litofacies (por predominancia). Nótese que el patrón de distribución espacial obedece a rasgos geomorfológicos. Las etiquetas en los puntos de sección indican la predominancia de litofacies en las mismas. ....	82
Figura 4.29.- Mapa de paleocorrientes (promedio) generado a partir de rumbos de imbricación en clastos líticos de la toba Llano. Se puede observar como las corrientes se imbrican en dirección radial al cráter el Xalapazco y al lóbulo.....	83
Figura 4.30.- Valores promedio de fragmentación F1 (< 0Φ) calculados para algunas litofacies. ...	84
Tabla 4.2.- Parámetros físicos calculados para cada muestra de granulometría, de acuerdo al programa Gradistat. ....	85
Figura 4.31.- Columna litoestratigráfica general compuesta (GVS) con las litofacies analizadas para conteo de componentes, y su variación en %. Para mayor facilidad, los porcentajes de clastos líticos (andesitas, líticos alterados, líticos blancos, clastos vítreos, escorias rojizas y lavas Maztaloya fueron agrupados en una sola sección.....	86
Tabla 4.3.- Componentes para cada una de las muestras de la toba Llano.....	87
Figura 4.33.- Mapas de distribución probabilística de componentes, nótese como la mayoría de clastos líticos (lavas Maztaloya, andesitas, escorias, alterados) siguen un patrón muy similar, concordante con la distribución espacial de la litofacie mlBr. Los colores indican el grado de	

probabilidad de encontrarse dichos clastos; rojo es muy alto, amarillo a naranja es intermedio, y azul es bajo.....	89
Figura 5.1.- Microfotografía de Pómez juvenil; a) detalle a la matriz donde se observa una gran cantidad de vesicularidad y microcristales de feldespato; b) clastos asimilados y borde de asimilación vistos en luz polarizada (nicoses cruzados); c) clastos asimilados vistos en detalle al microscopio óptico (luz natural). .....	90
Figura 5.2.- Microfotografía vista en nicoses cruzados (luz polarizada) de muestras de la lava Maztaloja, se puede observar la asimilación de clastos líticos ricos en plagioclasa y sanidino, así como alteraciones de arcillas y clorita en las cercanías al borde. Fp=Peldespato; Arg= Argilización; C=cloritización. ....	91
Figura 5.3.- Microfotografía de escorias rojizas a) detalle de muestra de mano en la cual se pueden ver hilos de bandeamiento y algunos líticos asimilados; b) lámina delgada de escoria rojiza con alteración hidrotermal y bandeamiento, la línea punteada indica la dirección preferencial de orientación de los minerales. ....	92
Figura 5.4.- Lítico andesítico: a) detalle a muestra de mano en el que se pueden observar trazas de oxidación, y una matriz de aspecto vítreo; b) lítico asimilado visto en sección delgada y matriz de grano fino envolvente. ....	92
Figura 5.5.- Muestra de clasto vítreo a) ejemplar de mano de clasto vítreo en el que se pueden observar algunas franjas cristalinas (fcr) y pocos fenocristales; b) Microfotografía que muestra la inequigranularidad de la muestra y la disposición sobre una matriz de grano fino (microcristalina). ....	93
Figura 5.6.- Líticos blancos en detalle: a) vista al microscopio binocular mostrando la presencia de alteraciones silíceas de cuarzo vuggy; c) lámina delgada que muestra una apertura (vugg) relleno de calcedonia y rodeado por fragmentos de cuarzo. vQz= Cuarzo vuggy; Bio=biotita; Caol=Caolinita .....	94
Figura 5.7.- Microfotografía de clastos alterados mostrando: a) matriz argilizada con microcristales de feldespato y microlitos de plagioclasa); b) mineralogías de alteración como clorita, argilización y sulfuros; c) sericitación, argilización y zonas de oxidación. ....	94
Figura 5.8.- Diagrama de clasificación Total Alkali-Silica (TAS) de muestras representativas de clastos en la toba Llano. ....	95
Tabla 5.1.- Porcentajes de óxidos mayores de algunas litologías presentes en la toba Llano. ....	96
Tabla 5.2.- Porcentajes de minerales normativos calculados para algunos clastos líticos de la toba Llano, a partir de la norma CIPW. ....	96
Figura 5.9.- Diagramas tipo Harker de clastos juveniles y líticos de la toba Llano: a) Potasio, Sodio y Aluminio en función del contenido de sílice, nótese el pequeño pero notorio enriquecimiento de dichos elementos en litologías vítreas, asociado principalmente con el contenido mineralógico de plagioclasa; b) Hierro, Magnesio y Calcio contra sílice en donde se puede observar un	

empobrecimiento de estos elementos en clastos vítreos, esto asociado a la composición mineralógica más pobre en piroxenos y anfíboles. ....	98
Figura 5.10.- Diagramas multielementos de las muestras líticas de la toba Llano; a) Diagrama multielementos de tierras raras normalizado a valores de condrita (Sun y McDonough, 1989) en el cual se observa un notorio enriquecimiento de tierras raras ligeras (elementos incompatibles); b) Diagrama tipo araña (spidergram) multielementos normalizado a valores de manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) en el cual se puede distinguir algunas anomalías positivas de U-Pb y negativas de Sr-Nb-Ta. ....	99
Tabla 5.3.- Base de datos con los valores en ppm de elementos traza en muestras de clastos de la toba Llano.....	100
Tabla 5.3.- (continuación) base de datos de elementos traza .....	101
Tabla 5.4.- Reporte de resultados del programa TecDia (Verma y Verma, 2013) y su asociación a ambientes tectónicos. IA= Intra arco; CA= Arco continental; CR= Rift Continental; OI= Isla oceánica. ....	103
Figura 5.11.- Gráfica de resultados de discriminación tectónica de las muestras de la Toba Llano, nótese cómo la mayoría caen en el campo de colisión. Col= colisión; IA+CA= intra arco+ arco continental; CR+OI= Rift continental+ Basaltos de Isla Oceánica. ....	103
Figura 5. 12.- Alteraciones identificadas vía Difracción de rayos X (DRX) de una muestra de pómez, y una fotografía de energía retrodispersada ( <i>Backscattered</i> (MEB) con los EDS puntuales y sus respectivos resultados. ....	104
Figura 5.13.- Difractograma e imagen de energía retrodispersada ( <i>backscattered</i> ) de una muestra de lavas Maztaloya. Nótese como en la fotografía se observa textura de reemplazamiento en la parte superior del Cuadro A.....	105
Figura 5.14.- Imagen Backscattered vía MEB de clasto alterado, en el que se realizaron EDS, la franja blanca a los alrededores del recuadro A, contiene trazas de azufre.....	105
Tabla 5.5.- Cristalinidad observada (relativa; Cr) mediante DRX, y corregida para 1s y 3s mediante el método de Rowe et al. (2012), usando las siguientes fórmulas: $C(\%)_{3s}=1.2185*(Cr)-19.378$ ; $C(\%)_{1s}=1.21373*(Cr)-13.065$ . ....	106
Figura 5.15.- Algunas erupciones alrededor del mundo en función de su grado de cristalinidad y comparada contra algunas muestras de la toba Llano, modificada de Wall et al. (2014). Nótese como las cristalinidades en la toba Llano son similares a erupciones de ignimbritas. Las claves a la izquierda de los nombres en la gráfica indican el tipo de erupción de la siguiente manera: 1= freatomagmáticas; 2= Estrombolianas; 3= Plinianas; 4= Lavas; *= Ignimbritas. ....	107
Figura 6.1.- Diagrama de proyecciones estereográficas de rumbos e inclinaciones de las lavas Maztaloya en las paredes del cráter, y dibujo esquemático del volcán Maztaloya. ....	108
Figura 6.2.- Paleosuelo a la cima de la toba Llano (separándolo de la toba Cuicuiltic) y los resultados arrojados por el fechamiento de edad mínima.....	109



Figura 6.3.-Mapa de paleocorrientes y distribución de litofacies circundantes al Xalapazco, prueba del vínculo entre el cráter y la toba Llano.....	110
Figura 6.4.- Gráfico bivariado de cristalinidad de muestra de mano (Cgm) vs cristalinidad de matriz (Cwr), en el cual se puede notar una discriminación entre campos magmáticos y freatomagmáticos. Nótese como los valores de la toba Llano, caen en el campo magmático. Valores de cristalinidad de otra erupciones y metodología tomadas de Wall et al. (2014).....	112
Tabla 6.1.- Diferencias entre las dos hipótesis más viables para la génesis del cráter El Xalapazco, y su comparativa entre cada una.....	115
Figura 6.5.- Evidencias de alteración hidrotermal en algunos clastos líticos de la toba Llano. ....	115
Figura 6.7.- Diagramas tipo Spider mostrando anomalías típicas de contaminación cortical, y resultados de la discriminación tectónica asociados con firmas posiblemente provenientes del basamento.....	117
Figura 6.8.-Modelo esquemático de evolución de la erupción del cráter El Xalapazco, y principales litofacies asociadas a cada fase. La posición y profundidad de la cámara magmática es ilustrativa, .....	121

## Resumen.

Debido a la situación energética actual, a nivel global hay un gran interés por la migración a energías más limpias. Tal es el caso de la energía geotérmica, la cual se aprovecha a partir del calor procedente del interior de la tierra y que generalmente está asociado con estructuras volcánicas mayores, cámaras magmáticas jóvenes o zonas con tectonismo activo. México ocupa actualmente el cuarto lugar a nivel mundial en capacidad instalada y aprovechamiento de la energía geotérmica. Es por esto, que en 2014 se aprobó la conformación del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIEGeo) en una colaboración de la Secretaría de Energía con el CONACYT, y con la finalidad de generar mayor conocimiento tanto de exploración como de explotación de recursos geotérmicos.

Una de las estructuras volcánicas más importantes en México para la generación de energía geotérmica es la caldera de Los Humeros, en Puebla, un campo geotérmico activo actualmente. Dicha caldera presenta en su interior algunas estructuras volcanotectónicas poco estudiadas. Una de estas es el cráter El Xalapazco, el cual se encuentra hacia la porción sur de Los Humeros, y que se ha asociado tanto a freatomagmatismo como a procesos de colapso (caldera).

El Xalapazco tiene una morfología elíptica elongada hacia el NW-SE, sus dimensiones son 2.1 Km de largo por 1.4 Km de ancho y 100 m de profundidad. Al norte del cráter se observa un rasgo geomorfológico de forma lobular. Dicho lóbulo está formado por lavas rosáceas, subyaciendo a un depósito piroclástico no soldado, de color rojizo a café; compuesto de clastos líticos y pómez, que corresponde estratigráficamente a una unidad definida como la Toba Llano.

El objetivo de este trabajo se enfocó a determinar la estratigrafía de El Xalapazco así como a dilucidar su posible asociación genética con la Toba Llano. Se utilizaron técnicas de sedimentología y vulcanología de campo, análisis petrográficos, geoquímicos y fechamientos, para comprender la geología local.

La Toba Llano es un depósito de composición mayormente traqui-andesítica ( $\text{SiO}_2$  58-66%) de hasta 14 metros de espesor y está expuesto a 4 km<sup>2</sup> alrededor del cráter. Se le determinó una edad mínima calibrada de AMS C<sup>14</sup> de 28,000 años BP. Los resultados del análisis de litofacies, texturales y de granulometría refuerzan la hipótesis del vínculo de la Toba Llano y el cráter El Xalapazco, mientras se demuestra que la actividad freatomagmática durante la erupción fue relativamente baja.

La evolución geológica del cráter El Xalapazco reconstruida a partir del estudio de los depósitos piroclásticos incluye 5 fases eruptivas: 1) Condiciones pre-caldera con acenso de magma y posible formación de cámara magmática somera bajo un edificio volcánico ancestral; 2) inestabilidad del paleo-edificio, el cual generó lavas y flujos de escoria; 3) fase de subsidencia y colapso, que dio lugar a la formación de corrientes piroclásticas de densidad (CPD) ricas en líticos y la generación de depósitos estratificados y brechas líticas; 4) fases explosivas finales que generaron material muy fragmentado (escorias y depósitos de toba masiva pobre en líticos); y 5) eventos efusivos post-colapso que generaron derrames de lava basáltica en el piso del Xalapazco.

Con este estudio se enriquece la estratigrafía del Cuaternario en la caldera de Los Humeros y se aporta información relevante para el conocimiento geológico y vulcanológico de la misma, en el esfuerzo conjunto de comprender mejor el sistema geotérmico de Los Humeros.

## Abstract

Due to the problems with the use of non-renewable energy globally, a great interest and economical support has been delivered for studies in alternative energy, mainly renewable resources. That is the case of geothermal energy, which takes advantage from the heat inside the earth; this heat is generally associated with volcanic regions or active tectonic settings. Despite having relatively few years of scientific and technological relevance in the country, Mexico now ranks fourth position worldwide in installed geothermal capacity and in the use of geothermal energy.

One of the most important volcanic structures in Mexico for geothermal energy generation is Los Humeros caldera, in Puebla, also known as Los Humeros geothermal field. This geological structure has very interesting scientifically unsought volcanotectonic structures. One of those structures is the Xalapazco Crater, which is at the southern edge of Los Humeros, and it has been associated both for phreatomagmatism or as a collapse-process related structure (collapse caldera).

The Xalapazco crater has a quasicircular morphology elongated to the NW-SE, its dimensions are 2.1 km long and 1.4 km wide and 100 m deep. There is geomorphic feature of a lobular form at the north of the crater, which seems to be directly related to the formation of El Xalapazco. The lobular feature consists of a red lava underlying a reddish pyroclastic deposit, non-welded, composed of lithic and pumice clasts. These deposits stratigraphically correspond to the Llano Tuff. The aim of this work is to provide new stratigraphy and geology data from the surrounding areas of El Xalapazco Crater, and clarify the possible link of the Llano tuff with the evolution of the crater.

The results of the lithofacies, grain size-componentry analysis, geochemistry, dating, stratigraphy, sedimentology, amongst other techniques, supports the hypothesis of a link between the emplacement of the Llano tuff and the eruption that generated El Xalapazco crater. On the other hand, the geochemical and textural data shows that phreatomagmatic activity in the crater was very limited.

The geological evolution of El Xalapazco crater was constructed from the detailed study of eruptive pyroclastic deposits which include 5 stages: 1) pre-Llano conditions that involve magma ascent and probably shallow magma chamber forming inside an ancient volcanic edifice; 2) instability of a paleo-edifice, that generates a series of scoria flows; 3) subsidence phase and collapse, which led to the formation of lithic-rich pyroclastic density currents (DPCs) and the generation of stratified deposits and lithic breccias; 4) final phases that generated highly

fragmented (scoria flows and lithic-poor massive deposits) materials; and 5) post-collapse effusive events that generated basaltic lava flows on the floor of El Xalapazco.

This work contributes for the Quaternary stratigraphy data of Los Humeros and relevant information is provided for geological and volcanological knowledge of it, in effort to better understand the geothermal system Los Humeros Geothermal Field.

## Capítulo I.-Generalidades

### 1.1. Introducción.

Al Sur de La caldera de Los Humeros, en la porción oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (límites de Puebla y Veracruz), se encuentra una estructura semicircular, conocida como “Cráter Xalapazco”. Dicha estructura no ha sido estudiada a detalle y su origen es aún materia de debate. Interpretaciones previas son contrastantes, desde un origen freatomagmático (referencia), hasta una hipótesis que defiende su origen como colapso vertical (Ferriz y Mahood, 1984).

El cráter Xalapazco tiene una morfología quasicircular elongada hacia el NW-SE, sus dimensiones son 2.1 Km de largo por 1.4 Km de ancho y 100 m de profundidad. Las paredes internas del cráter están conformadas por lavas traquiandesíticas conocidas informalmente como “lavas Maztaloya”, y un depósito con apariencia brechoide que sobreyace a dichas lavas. Rellenando el fondo del Xalapazco, afloran derrames basálticos post-colapso, de textura afanítica y vesicular.

Al norte del cráter se observa un rasgo geomorfológico de forma lobular, identificable en modelos digitales de elevación (MDE) e imágenes satelitales, el cual parece estar relacionado directamente con la formación del Xalapazco o remanentes de un antiguo edificio volcánico. Dicho lóbulo está formado por lavas rosáceas denominadas por Ferriz (1984) como “lavas Maztaloya”, subyaciendo a la Toba Llano, que se trata de un depósito piroclástico no soldado, de color rojizo a café, de hasta 14m de espesor, compuesto por clastos que van de lapilli grueso a bloques, con alto contenido de líticos y pómez, así como fragmentos vítreos, salpicaduras y aglomerados.

En los depósitos de la Toba Llano se realizaron análisis de litofacies, granulométricos, de componentes, petrográficos y geoquímicos, así como un estudio geológico-estructural en el área del cráter.

La estructura volcánica cráter Xalapazco así como los depósitos circundantes no muestran evidencia alguna de freatomagmatismo, sin embargo, presentan similitudes con algunos casos de calderas de colapso y sus productos, especialmente los casos de Tanna (Vanuatu; Allen, 2005) y Vico (Italia; Bear et al., 2008). Los resultados del presente trabajo apoyan la hipótesis de un colapso vertical, posiblemente producido por descompresión progresiva de magma en una estructura volcánica previa. Dicho colapso generó explosividad y se acompañó de material juvenil generando un depósito de brecha poco convencional formada por escorias, líticos y material vítreo. Posteriormente el flujo piroclástico fue dominado por clastos líticos el cual formó un depósito semi-radial de poco alcance (< 2.6 Km)

elongado hacia el NE-E, que evolucionó a un flujo más heterogéneo compuesto por líticos, pómez y salpicaduras.

### *1.2. Relevancia e interés del estudio.*

México se ha caracterizado por poseer un vasto número de recursos energéticos, la industria petrolera y minera (recursos no renovables) son las de mayor interés y las que más aportan a la economía del país. Sin embargo, México no sólo ha destacado a nivel mundial por la producción y explotación de recursos/energías no renovables, sino que también ocupa un lugar privilegiado dentro de la generación de energías alternas, particularmente en la generación de energía geotérmica. Actualmente, México ocupa el 4to lugar a nivel mundial en capacidad geotérmica instalada y aprovechamiento de la energía geotérmica con 1,017 MW (Santoyo and Barragán, 2010; Ordaz Méndez et al. 2011; Gutiérrez-Negrín, 2012; CEMIEGEO, 2015). La importancia de generar energía geotérmica se debe a su bajo impacto negativo al ambiente, su función como energía “renovable” y al ahorro de energía que la geotermia representa para su generación en comparación otros combustibles.

En ese sentido, estudiar cierto tipo de estructuras volcánicas recientes se vuelve de vital importancia tanto en la exploración como en la producción e innovación de métodos que mejoren la producción.

La relevancia del presente estudio reside particularmente en proporcionar un modelo evolutivo para para la construcción de este tipo de estructuras vulcanotectónicas (pequeñas calderas de colapso), basado en el estudio detallado de su estratigrafía y su importancia en relación a la evolución de la caldera de Los Humeros.

### *1.3 Justificación.*

A pesar de haber mucha controversia en cuanto al origen del cráter Xalapazco, dicha estructura no ha sido estudiada a detalle con el fin de saber su origen. La mayoría de los trabajos previos, se han centrado en la actividad explosiva producto de los colapsos de las calderas mayores, y la efusión de lavas pre y post colapso de la caldera de Los Humeros (CLH), principalmente en análisis regionales. Por tanto, entender el origen del Xalapazco no solo ayuda a comprender esta estructura vulcanotectónica y su evolución genética, sino que nutre el conocimiento del vulcanismo post colapso de la CLH y contribuye al conocimiento de una estratigrafía más detallada.

Por otro lado, es común tener en mente que las calderas de colapso son estructuras de diámetro considerable, discriminando algunos cráteres de poca

longitud, y es justamente por esta razón, que, en la literatura, hay muy poca información acerca de pequeñas calderas de colapso. Este estudio se centra en dilucidar el mecanismo de generación de estas estructuras.

#### *1.4. Trabajos Previos*

La caldera de Los Humeros ha sido estudiada por muchos autores, la mayoría de ellos, han abarcado diferentes disciplinas y escalas de la geología regional (ninguno de ellos centrándose en la génesis del Xalapazco; Viggiano y Robles, 1988; Cedillo, 1997; Barragán-Reyes et al., 2008; Izquierdo et al., 2008). Los trabajos más importantes sobre geología regional y evolución de la CLH definen de manera general la evolución de la caldera y los depósitos asociados a cada fase explosiva (Yáñez y García, 1982; Ferriz y Mahood, 1984). Verma (1983) enfocándose más en la parte geoquímica (particularmente en isotopos de Nd y Sr), propuso la génesis y los procesos de la cámara magmática que generó el colapso de la CLH, el resultado fue bastante controvertido, ya que argumenta que los magmas de Los Humeros fueron generados en el manto superior, con muy poca o nula contribución de corteza oceánica subducida, lo cual hacía dudar del contexto tectónico de la parte este del Cinturón Volcánico Mexicano asociado a un arco.

Trabajos más recientes se han enfocado en mejorar el conocimiento de la estratigrafía intracaldera (Wilcox, 2011) así como el mecanismo eruptivo de algunas unidades ya conocidas como la ignimbrita Zaragoza (Carrasco-Núñez y Branney, 2005; Carrasco et al., 2012), en donde se encontró un zoneamiento composicional, y la Toba Cuicuiltic (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014) en el cual se encontraron unidades con diferencias en composición, haciendo de esta una erupción bimodal poco común.

Norini et al. (2015) realizaron un análisis estructural regional de la caldera, que permite proponer algunas zonas potenciales de interés geotérmico, además de las que corresponden al propio campo geotérmico.

#### *1.5 Objetivos Generales y Particulares.*

- Generales

1.- Determinar la génesis y evolución del cráter El Xalapazco.

- Particulares:

1.- Generar un mapa geológico del cráter Xalapazco y zonas aledañas.



- 2.- Realizar un estudio estructural del Xalapasco.
- 3.- Definir las Litofacies en la Toba Llano
- 4.- Caracterizar petrográfica, geoquímica y granulométrica de la Toba Llano.
- 5.- Determinar las condiciones de emplazamiento, distribución, deposición y posible relación de la Toba Llano con el Xalapasco.

### *1.6 Metodología.*

Para la realización de este estudio, se establecieron diferentes fases, comenzando por la recopilación de la información antecedente de la zona, trabajos de campo y trabajos de laboratorio e interpretación de resultados. A continuación se describe cada uno de los procesos de manera detallada:

Recopilación y análisis de la información antecedente:

Se buscó la bibliografía existente de cualquier disciplina de la geología que tuviera que ver con la CLH, haciendo énfasis en estudios de geología regional, estructural, estratigrafía intracaldera, geoquímica y modelos eruptivos de algunas unidades. Asimismo, se buscaron artículos relacionados con calderas de colapso, estructuras intracaldera (principalmente post colapso) y modelos conceptuales y análogos de pequeñas calderas y cráteres freatomagmáticos.

Trabajo de campo:

Se dividió en 5 fases durante 2014-2015 resultando en un total de 26 días efectivos de campo (16-19/Jun/2014; 14-17/Nov/2014; 10-19/Dic/2015; 12-15/Mar/2015; 22-26/Feb/2016). Durante todas estas salidas, se realizaron recorridos cruzando la estructura del Xalapasco y barrancas aledañas, con el fin de generar un mapa a detalle de la estratigrafía circundante, así como de levantar perfiles (logs) estratigráficos de la Toba Llano, siguiendo el esquema de litofacies en rocas volcánicas propuesto por Branney y Kokelaar (2002). Además de esto, se realizó un estudio geológico-estructural de las paredes del cráter, así como la recolección de muestras para geoquímica y petrografía.

Análisis de laboratorio.

Las muestras recolectadas en campo fueron tamizadas en seco para su análisis granulométrico. Este método consistió en secar las muestras utilizando un horno

eléctrico, para posteriormente pesarlas en una báscula electrónica (marca Trooper). Posteriormente, se realiza la separación granulométrica utilizando tamices de acero en intervalos de  $1 \Phi$  (de  $-6$  a  $+3 \Phi$ ), a partir del material retenido en los tamices que se pesa individualmente y se guarda en bolsas selladas y etiquetadas, al final de todo este proceso la suma de las fracciones de cada tamiz debe ser igual al peso inicial de la muestra. Una vez finalizado el análisis granulométrico y obtenidos los porcentajes en peso de la fracción media, se procedió a realizar los histogramas y curvas acumulativas respectivas, así mismo se calcularon los parámetros estadísticos mediante el uso del programa Gradistat V.8.0 (Blott y Pye, 2001), se usaron estos dos programas solo con el fin de hacer una comparación y comprobar los resultados, aunque los datos estadísticos utilizados y reportados en este estudio son los obtenidos con Gradistat. Este proceso se realizó con la ayuda de los laboratorios de Geotecnia de la facultad de ingeniería de la UASLP, el laboratorio de Polímeros de la división de materiales avanzados del IPICYT y el laboratorio de petrografía de la división de Geociencias aplicadas del IPICYT.

Una vez realizada la granulometría, se procedió a hacer el análisis de componentes, el cual consiste en determinar las litologías más abundantes dentro del depósito, y obtener un porcentaje aproximado de cada una de ellas. Este análisis se realizó usando las fracciones de  $-3$  a  $3 \Phi$  con el propósito de obtener una mejor resolución de la distribución de las litologías en el depósito. Después de tener seleccionadas las fracciones, éstas pasan por un proceso de limpieza, donde cada una de éstas se vacía en vasos de precipitados con agua destilada y se colocan dentro de un limpiador ultrasónico, el tiempo que se debe dejar cada muestra puede variar, pero a manera general se limpió las muestras en varios ciclos de entre 5-10 minutos.

Posteriormente, para cada fracción se realizó un conteo de 500 partículas (dependiendo de la muestra) en la que se reconocieron 8 clases principales: Pómez juvenil, Líticos de: andesitas, lavas Xalapasco, ígneas intrusivas, clastos alterados, escoria, clastos vítreos y cristales. Una vez finalizado el conteo se obtiene el porcentaje individual de cada clase. Este proceso se realizó en el laboratorio de petrografía de la división de Geociencias Aplicadas del IPICYT.

De los componentes con mayor tamaño, se escogieron los que no tuvieran alteración, con el fin de obtener láminas delgadas así como de polvos para llevar a cabo la geoquímica de roca total. La generación de láminas delgadas se hizo tanto en el laboratorio de petrología del área de ciencias de la tierra de la UASLP como en el laboratorio de Petrografía del IPICYT. Para la geoquímica de roca total, se obtuvieron 16 polvos con sus respectivos duplicados y testigos, las cuales fueron analizadas por fluorescencia de rayos X (XRF) para elementos mayores en el

Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM, mientras que sus duplicados fueron analizados por elementos traza vía ICP-masas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias, UNAM, campus Juriquilla. También, se realizaron análisis de difracción de rayos x (DRX) para obtener datos de alteraciones y valores de cristalización. Este proceso se realizó utilizando el difractómetro Rigaku de la división de materiales avanzados del IPICYT.

Trabajo de Gabinete.

En este proceso, se digitalizaron y procesaron los datos obtenidos en campo. Para la cartografía, se utilizó el programa ArcGis 10.1, se definió una escala de 1:40,492 . Por otro lado, para digitalizar los perfiles estratigráficos (logs) se usó el programa Corel Draw X6.

Los datos granulométricos y de componentes fueron manejados en Excel, mientras que los diagramas de geoquímica así como los datos obtenidos se procesaron en los softwares PetroGraph (Petrelli, 2005) e IgRoCs (Verma y Rivera-Gómez (2013). Por otro lado, los diagramas de discriminación tectónica se realizaron en el software TecDia (Verma y Verma, 2013).

Para los cálculos de cristalinidad, se utilizó la metodología de Wall et al. (2014), el cual a grandes rasgos consiste en obtener cristalinidades aparentes, a partir de los conteos del difractómetro, o bien, de la forma del área bajo la curva del difractograma. Una vez teniendo los valores, estos se corrigen mediante valores de una curva de calibración, para dicha corrección, éste trabajo utilizó valores de normalización previamente utilizados por (Rowe et al., 2012)

### *1.7 Localización y vías de acceso.*

La caldera de Los Humeros (19.700, -97.475°; 19.635°, -97.440°), se localiza en la porción oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, específicamente en los límites del estado de Puebla con Veracruz (Figura 1.1).

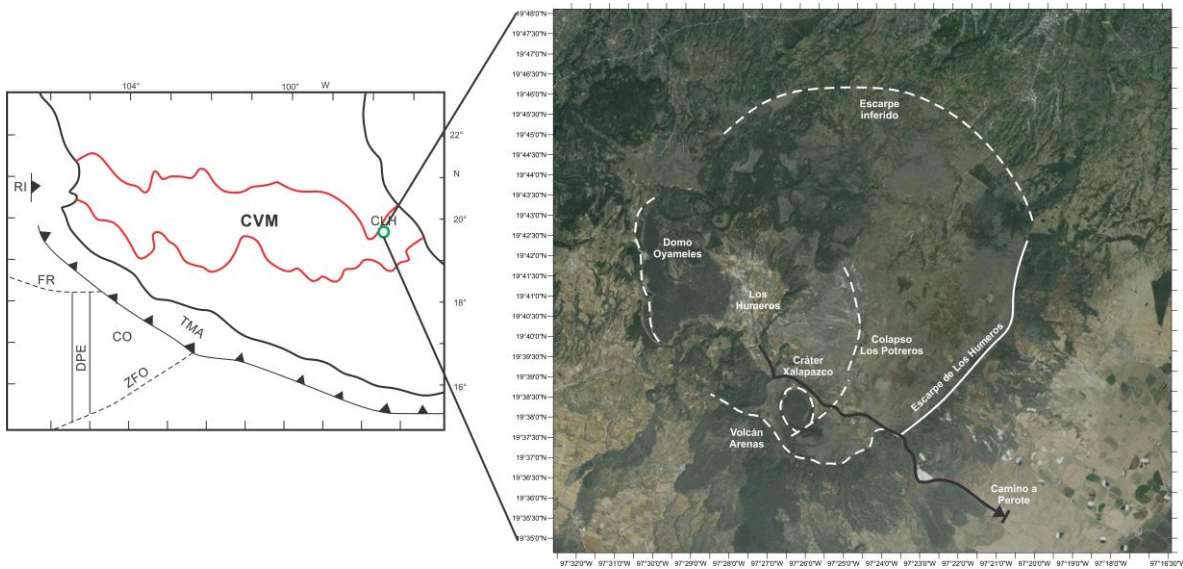


Figura 1.1.- Ubicación de la CLH dentro del contexto del CVM (Modificada de Verma 2001) Claves: RI= Fractura de Rivera; FR=Falla de Rivera; CO= Placa de Cocos; ZFO= Zona de fractura de Orozco; TMA= Trinchera Mesoamericana. Las líneas punteadas indican escarpes inferidos. E imagen satelital mostrando los principales rasgos estructurales de la caldera de Los Hornos (modificado de Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).

Las principales vías de comunicación hacia la caldera son desviaciones de la autopista Xalapa-Perote (140D) y la carretera Teziutlán-Perote (131), en general son caminos asfaltados y algunos tramos de terracería de fácil acceso.

Las 3 vías de acceso principales son:

1. Desviación hacia el oeste de la autopista Xalapa-Perote (140D) a la altura del cruce autopista Perote-Banderilla. Se toma el camino asfaltado hacia el poblado Frijol Colorado. Usando esta vía de acceso se llega a la caldera en la porción SSE (Figura 1.1).
2. Sobre la autopista Xalapa-Perote (140D) se encuentra un cruce a aproximadamente 2.8 km del Cerro Pizarro, se toma la desviación hacia el poblado de Guadalupe Sarabia. Este tramo es de terracería y la llegada a la caldera es en su parte sur.
3. Camino de terracería a la altura del poblado Vicente Guerrero, sobre la carretera Teziutlán-Perote (131). Se toma el tramo hacia el poblado de Orilla del Monte. El acceso a la caldera es por la parte E-W.

### 1.8. Fisiografía y geomorfología

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), es una provincia fisiográfica que se destaca por la concentración de volcanes en dicha provincia, así como por su

orientación de aproximadamente 1000 km de largo, abarcando desde Veracruz hasta Nayarit (Verma, 1987; Ferrari et al., 2012; Figura 1.2).

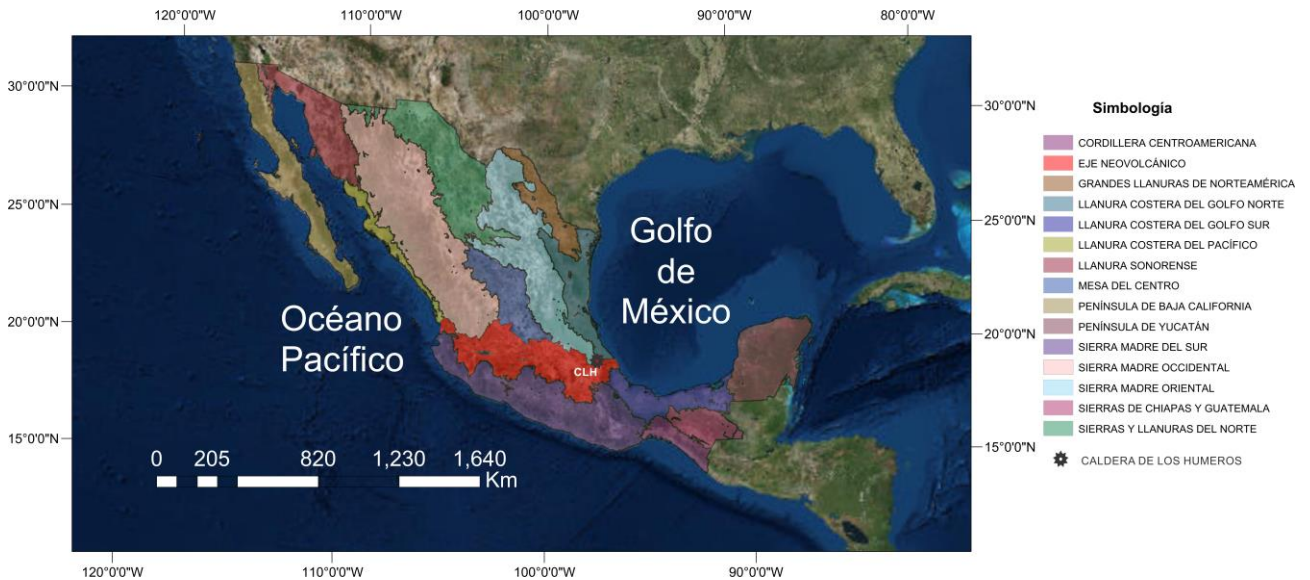


Figura 1.2.- Mapa de provincias fisiográficas y ubicación de la CLH. Modificado de Raisz (1959).

Esta provincia no es una franja uniforme, su parte más ancha mide 200 km en el estado de Michoacán, mientras que su parte más delgada, tiene 65 km entre Chapala y Morelia (Ferrari et al., 2000, 2012). Mosser (1972) denota que esta estructura muestra un comportamiento de zigzag, debido a los desplazamientos SW-NE ocasionados por un fallamiento regional.

Ferrari et al. (2000, 2012) divide en tres sectores al CVTM: sector occidental, sector central y sector oriental.

- El sector occidental, limitado al este por el rift de Colima, al norte con el bloque Jalisco y el límite meridional con la Sierra Madre Occidental.
- El sector central ubicado entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende.
- El sector oriental se extiende hasta las costas de Veracruz, y es notable la ausencia de fallamiento en ésta parte.

Fisiográficamente la caldera de Los Humeros se ubica en la porción oriental del CVM. Está constituida por una estructura semicircular de 21 x 15 Km (Carrasco y Branney, 2005). Su geomorfología es típica de un sistema montañoso con nivel de erosión joven (debido a los pocos años entre los procesos explosivos y la erosión). Las pendientes del margen son moderadas. El rango de altitudes varía entre los 1800 y casi los 3000 msnm.

Dentro de la estructura mayor (colapso principal) se encuentran otros dos rasgos semicirculares correspondientes a colapsos centrales o intracaldera, el primero es el sector conocido como Los Potreros, en el cual se aprecia un ligero escarpe con inclinación cercana a la vertical. El segundo es una estructura quasicircular de 2.1 x 1.4 Km conocida como El Xalapazco, dicho cráter tiene pendientes casi a la vertical y una diferencia de alturas de 100 m (Figura 1.3). La cota más alta en esta zona es aproximadamente de 3000 msnm.

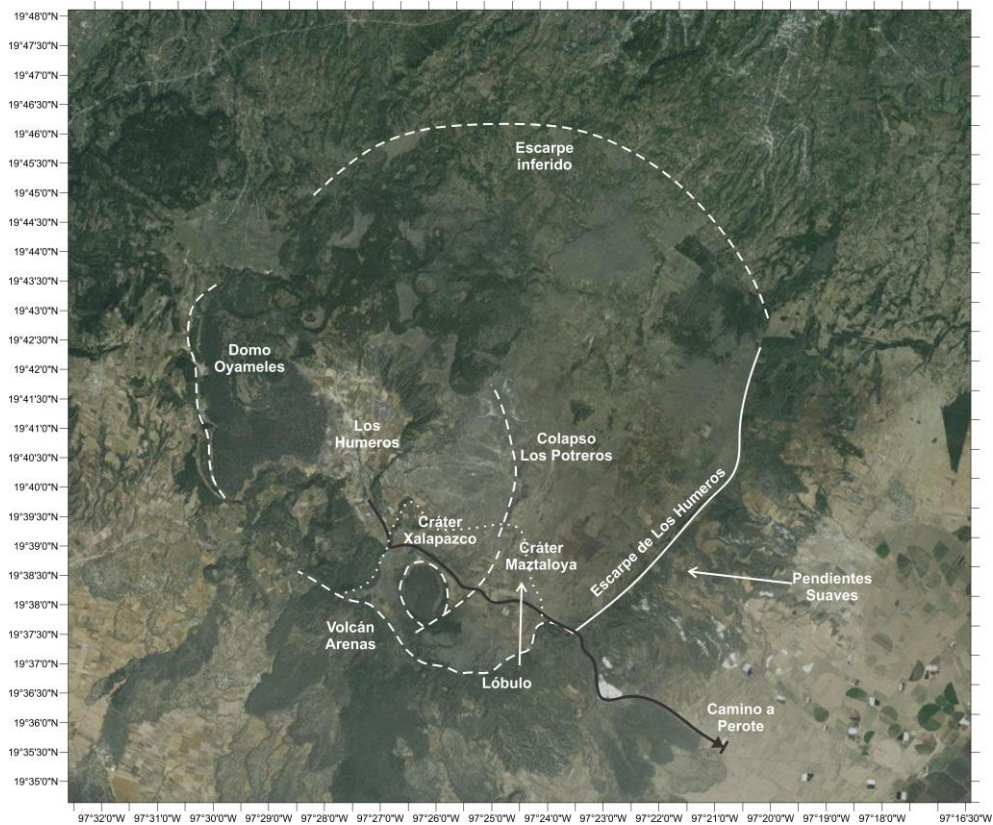


Figura 1.3.- Rasgos estructurales principales de la Caldera de Los Humeros (Modificado de Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).

## Capítulo 2.-Geología Regional

### 2.1. Contexto geológico regional.

La caldera de Los Humeros se encuentra ubicada en una amplia franja volcánica denominada Cinturón Volcánico Mexicano, también conocida fisiográficamente como Faja Volcánica Trans-Mexicana (Raisz, 1959) y denominada como eje volcánico transmexicano dentro de las provincias de Campa y Coney (1983; Figura 2.1). Dicha provincia cruza desde las costas del pacífico hasta el Golfo de México y se caracteriza además de por la gran cantidad de centros volcánicos presentes en ella, por su complejidad tectónica y estructural. A continuación se describen los aspectos más importantes dentro de la geología regional y su posible influencia en la caldera de Los Humeros.

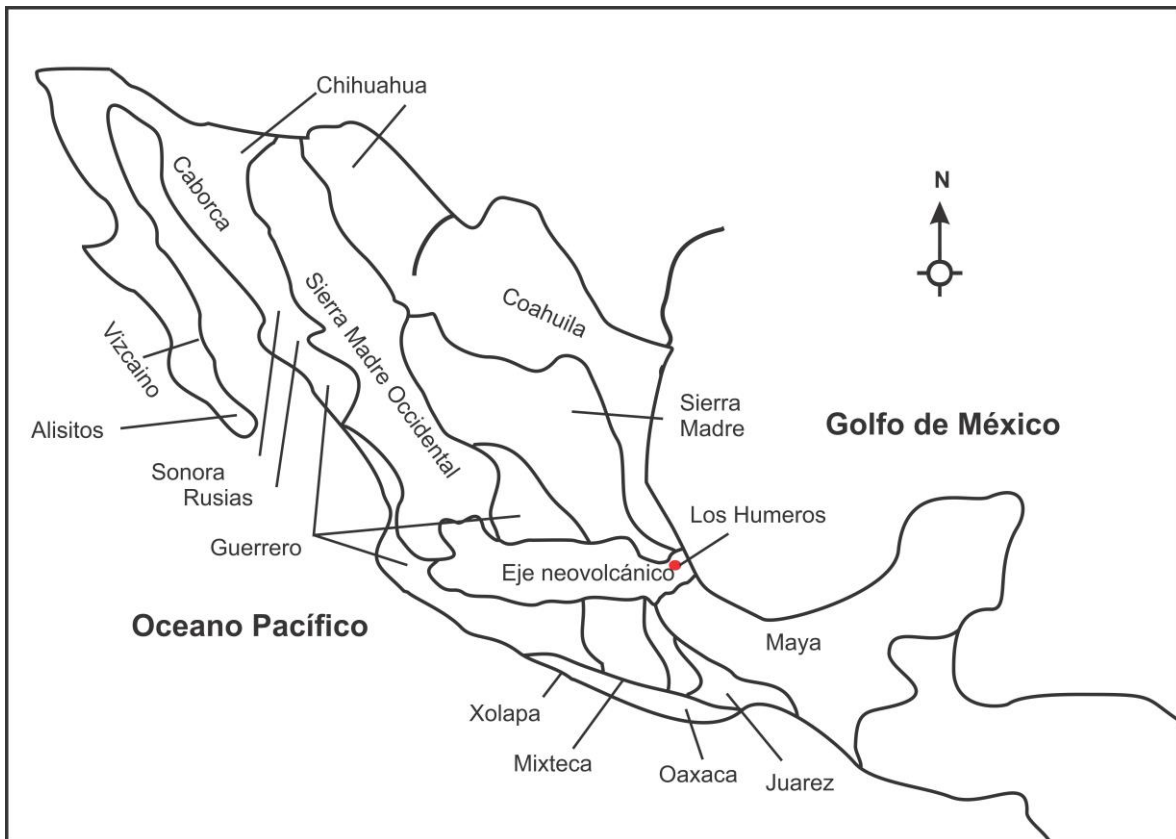


Figura 2.1.- Ubicación de la CLH dentro del contexto tectonoestratigráfico de México. Modificado de Campa y Coney (1983)

## 2.2.- Cinturón Volcánico Mexicano.

Las primeras definiciones del CMV como la de Demant (1978) refieren a esta provincia geológica como un arco magmático continental, constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y unos cuantos cuerpos intrusivos.

Esta provincia tiene aproximadamente 1000 km de longitud y un ancho de forma irregular que va de 80 km a 230 km, con una distribución E-W en su parte oriental, central y WNW-ESE en la porción occidental con un ángulo de  $16^\circ$  con respecto a la orientación de la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena et al., 2005; Figura 2.2). Este arco continental del Neógeno es el más largo en Norte América y muestra una gran variación tanto en composición como en estilo de vulcanismo, además de una tectónica extensional intra arco (Ferrari et al., 2012).

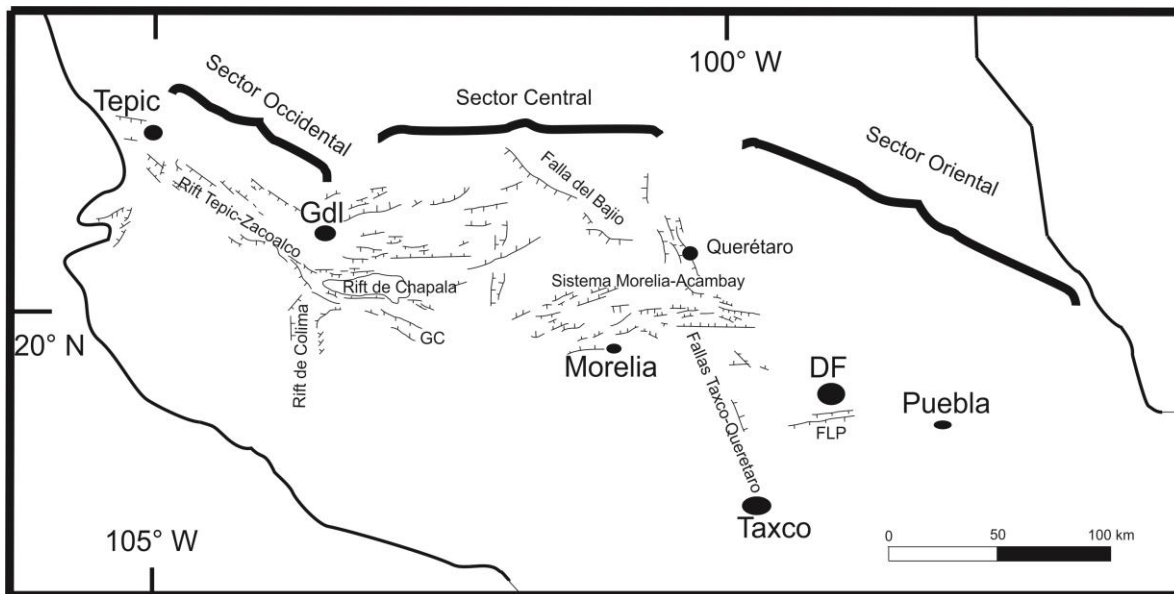


Figura 2.2.- CVM y su división por sectores geográficos. Modificada de Ferrari et al. (2002)

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) sobreyace a provincias magmáticas Cretácicas y Cenozoicas, así como a un basamento heterogéneo de terrenos tectonoestratigráficos de diferentes edades y litologías (Ferrari et al., 2000; 2012). Comparado con otros arcos volcánicos, el CVM muestra algunas peculiaridades, Ferrari et al (2012), enumeran dichas particularidades de la siguiente manera: 1) La mayoría de los estratovolcanes están alineados oblicuamente a la orientación general del arco; 2) Los productos ígneos son composicionalmente variables, con algunas lavas que muestran una firma geoquímica de intraplaca (conocidos también como "Ocean Island Basalt"-OIB) yuxtapuestas con los productos magmáticos predominantes típicos de un proceso de subducción; 3) Las placas de subducción frente al arco son jóvenes (10 a 19 Ma en la trinchera); 4) La



sismicidad asociada a la subducción de la placa de Cocos termina alrededor de los 100 km de profundidad y es ausente bajo el arco (Pardo y Suárez, 1995).

Investigaciones recientes de Verma (2002; 2004; 2009; 2015; 2016) y Verma et al. (2016) han generado una polémica con respecto al ambiente tectónico del CVM, el cual durante años se ha aceptado como un arco continental originado a partir de la subducción de la placa de Cocos y la placa Norteamericana (Demant, 1978; Pardo y Suárez, 1995; Gómez-Tuena et al., 2005; Carrasco-Núñez et al. 2005; Ferrari et al., 2000; Ferrari et al., 2002; 2012). Dichos estudios, basados principalmente en evidencias geoquímicas (y ausencia de pruebas físicas válidas para la geometría de la subducción y su posible arco) proponen que el CVM debe su origen a mecanismos de tipo rift contintental en la parte occidental y central, mientras que en la porción oriental, debido a procesos de asimilación de corteza, se producen firmas de tipo colisional (Verma, 2009, 2015; 2016), con el argumento de que el basamento (corteza) podría tener relación con la colisión del bloque Yucatán con México en el Mioceno (Kim et al., 2011; Figura 2.3).

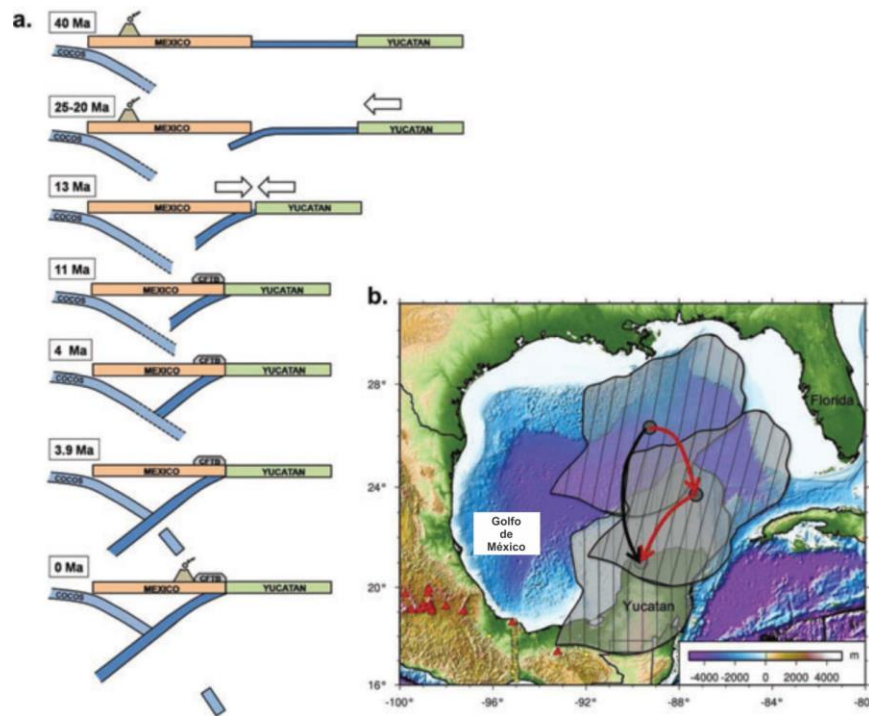


Figura 2.3.- Reconstrucción tectónica del sureste de México propuesta por Kim et al. (2011). a) Modelo esquemático de la colisión entre México y el bloque Yucatán; b) Modelo de rotaciones del bloque Yucatán por Pindell y Kennan (2009).

### 2.3.- Geología Regional y Tectónica de la caldera de Los Humeros.

La caldera de Los Humeros (CLH) es un centro volcánico silícico de edad Pleistocénica, ubicada en el extremo oriental del CVM, Se emplazó sobre una

sucesión sedimentaria Mesozoica, de aproximadamente 3,000 m de espesor, principalmente formada por calizas y lutitas, que fueron plegadas y afalladas durante la compresión Laramidica, e intrusionadas por cuerpos de granodiorita y sienita correspondientes al Terciario temprano. Esta sucesión se piensa que sobreyace al basamento cristalino metamórfico paleozoico e intrusivo, que aflora en el macizo Teziutlán, al noreste de Los Humeros (Viniestra 1965). Las rocas sedimentarias del Mesozoico están cubierta por lavas andesíticas y ferrobásicas (datadas en 3.5 Ma, por Yáñez y García 1982, y 1.55 Ma, por Ferriz y Mahood 1984).

El área de la CLH se caracteriza por dos estilos estructurales: el primero, de tipo compresional desde el Cretácico tardío hasta el Paleoceno (Orogenia Laramide). La máxima compresión se dio al NW-SE, afectando la secuencia sedimentaria y el basamento cristalino (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; López-Hernández, 1995). Este proceso orogénico ocasionó un metamorfismo de bajo grado que afectó a la secuencia sedimentaria (Campos-Enríquez and Garduño-Monroy, 1987; López-Hernández, 1995; English y Johnston, 2004; Gutiérrez-Negrin e Izquierdo-Montalvo, 2010).

El segundo, no está muy bien definido pero se cree que se debe a un periodo extensional-transtensional del Eoceno-Plioceno que produjo fallas normales con rumbo preferencial N-S con buzamiento al NE (Campos-Enríquez and Garduño-Monroy, 1987; López-Hernández, 1995; Norini et al., 2015). Dichas fallas sirvieron como medio de ascenso de magma en el emplazamiento de algunas estructuras volcánicas como la cadena volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Campos-Enríquez and Garduño-Monroy, 1987; López-Hernández, 1995; Gutiérrez-Negrin e Izquierdo-Montalvo, 2010; Norini et al., 2015).

Ferriz y Mahood (1984) proponen una evolución de la CLH mediante tres etapas principales:

La primera (~460 ka) correspondiente a la generación de Lavas riolíticas y domos con alto contenido de sílice, seguido por la que probablemente sea la erupción explosiva más grande del Cuaternario en México, con el emplazamiento de la ignimbrita Xaltipan y el colapso que formó la caldera de los Humeros (Ferriz y Mahood, 1984; Carrasco-Núñez y Branney, 2005; Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014; Figura 2.4a)

La segunda etapa (~360-240 ka) se inició con la extrusión de un domo Riolítico rico en sílice, y riolitas a lo largo de una fractura en forma de arco, continuó con una serie de erupciones explosivas Plinianas y subplinianas, cuyos depósitos de

caída fueron definidos como Toba Faby por Ferriz y Mahood (1984) y cómo Formación Faby por Wilcox (2011; Figura 2.4b).

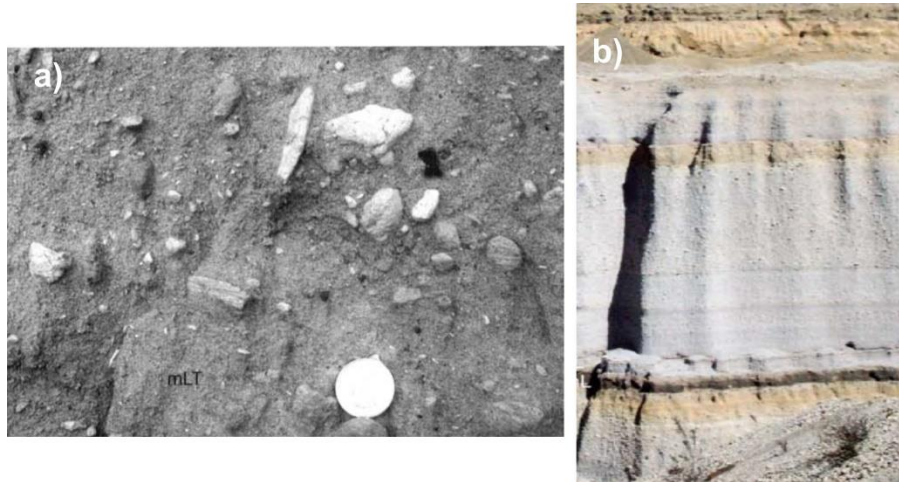


Figura 2.4.- a) Ignimbrita Xaltipan (Branney y Kokelaar, 2002); b) Formación Faby (Wilcox, 2011)

La tercera etapa comenzó entre los 60-100 ka con los 15 km<sup>3</sup> (DRE) de la erupción de la ignimbrita Zaragoza, a la cual se le atribuye el colapso de la caldera de Los Potreros, ubicada en el sector central de la caldera de Los Humeros. Dicha ignimbrita ha sido estudiada recientemente por Carrasco-Núñez y Branney (2005) y Carrasco-Núñez et al. (2012), identificando un zoneamiento normal a inverso en la erupción (Figura 2.5).

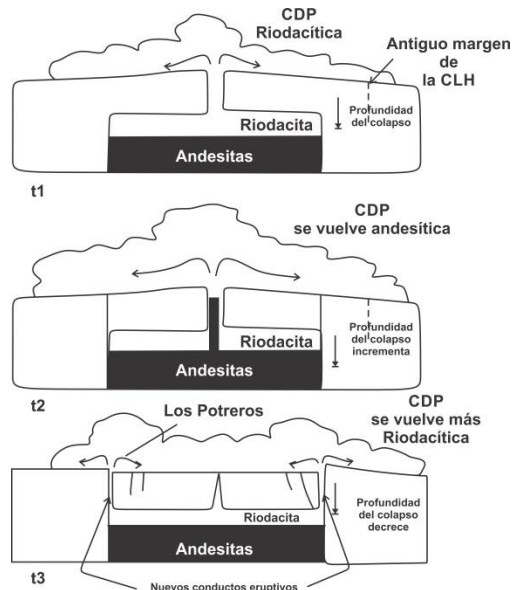


Figura 2.5.- Modelo esquemático de la erupción de la ignimbrita Zaragoza y el colapso de Los Potreros debido a la erupción. Modificado de Carrasco-Núñez y Branney (2005)

## 2.4.- Estratigrafía de la CLH.

Dado la gran cantidad de actividad explosiva y efusiva que la caldera de Los Humeros ha tenido a lo largo de su historia, el comprender su arreglo estratigráfico se ha vuelto un reto de vital importancia. A continuación se describe de manera muy generalizada las unidades más relevantes de la CLH.

El basamento pre-volcánico consiste de rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico, así como una secuencia de rocas sedimentarias del Mesozoico que fueron intrusionadas por granodioritas y Sienitas de hace 31-14 Ma (Yáñez y García, 1982; Figura 10).

Posteriormente, la actividad volcánica más antigua comenzó a los 10.5 Ma y culminó a los 1.5 Ma, con la generación de las lavas Cuyuaco y Alseseca, la toba Humeros (solo expuesta en datos de pozo) y las lavas Teziutlán (Yáñez y García, 1982).

La fase de caldera se dio entre los 0.46 y 0.1 Ma, iniciando con una fase de efusión de riolitas pre-caldera (470 ka), que precedió a la explosión de la ignimbrita Xaltipan (460 ka) y a la Toba Faby (220-350 ka). Este proceso culminó con la generación de la ignimbrita Zaragoza hace 100 ka (Ferriz-Mahood, 1984; Figura 2.6).

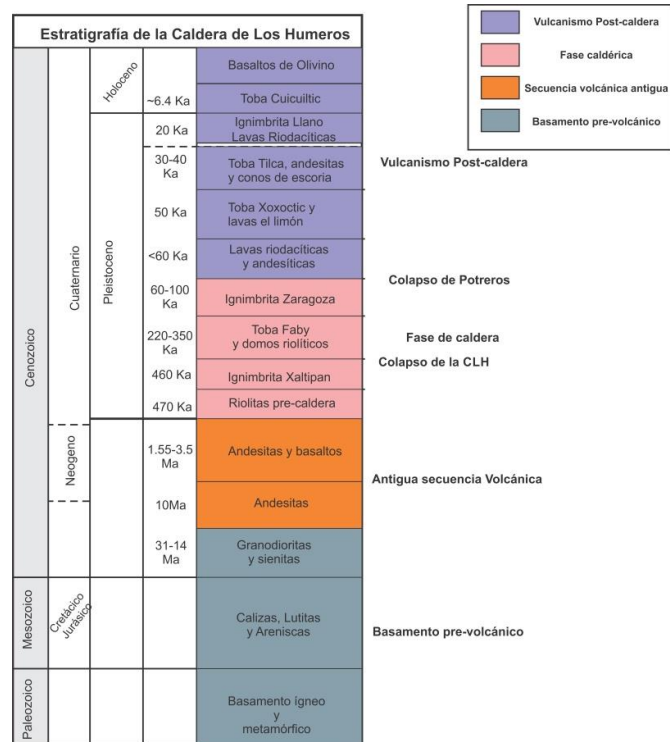


Figura 2.6.- Estratigrafía general de la CLH. Modificada de Norini et al. (2015)

Por último, el vulcanismo post-caldera tuvo lugar hace aproximadamente 50 ka. Comenzó con la erupción de lavas riodacíticas y andesíticas, así como lavas andesíticas y la toba Xoxoctic. Posteriormente, entre los 40-20 ka, se dio la explosión que dio lugar a la toba Tilca, con evidencias de freatomagmatismo y reducida exposición, y la generación de conos de escoria y andesíticos. En este periodo también ocurrió la erupción de la Toba Llano (a discutir en capítulos posteriores; Figura 2.7a) y la formación de lavas riodacíticas (Ferriz-Mahood, 1984). La actividad post-caldera culminó con el evento explosivo que generó a la Toba Cuicuiltic hace 6.4 ka (Dávila Harris y Carrasco-Núñez, 2014; Figura 2.6 y 2.7b) con productos de química bimodal y de actividad coeval dentro del sector central de la cladera, así como múltiples bocas eruptivas basáltico-andesíticas, muchas de ellas asociadas a fracturas anulares del borde sur de la caldera. Finalmente la efusión de lavas Dacíticas (El Pájaro) y basálticas ricas en olivino (Norini et al., 2015; Figura 11c).



Figura 2.7.- Fotografías mostrando: a) Toba Cuicuiltic; b) Toba Llano; c) Basaltos de olivino

### 2.5.- Neotectónica y geología estructural simplificada de la caldera Los Humeros

Norini et al. (2015) describen de manera detallada la geología estructural de la CLH. En ese estudio, se proponen tres zonas morfoestructurales, con características estructurales diferentes que se reflejan en la distribución de las condiciones favorables para el campo geotérmico. La zona a la que pertenece cráter Xalapazco se definió como la S3, en la cual se encuentran los pozos geotérmicos no productivos o menos productivos. Probablemente se deba a que la actividad postcaldera en este sector fue mucho menos permeable que en las otras dos zonas (Figura 2.8).

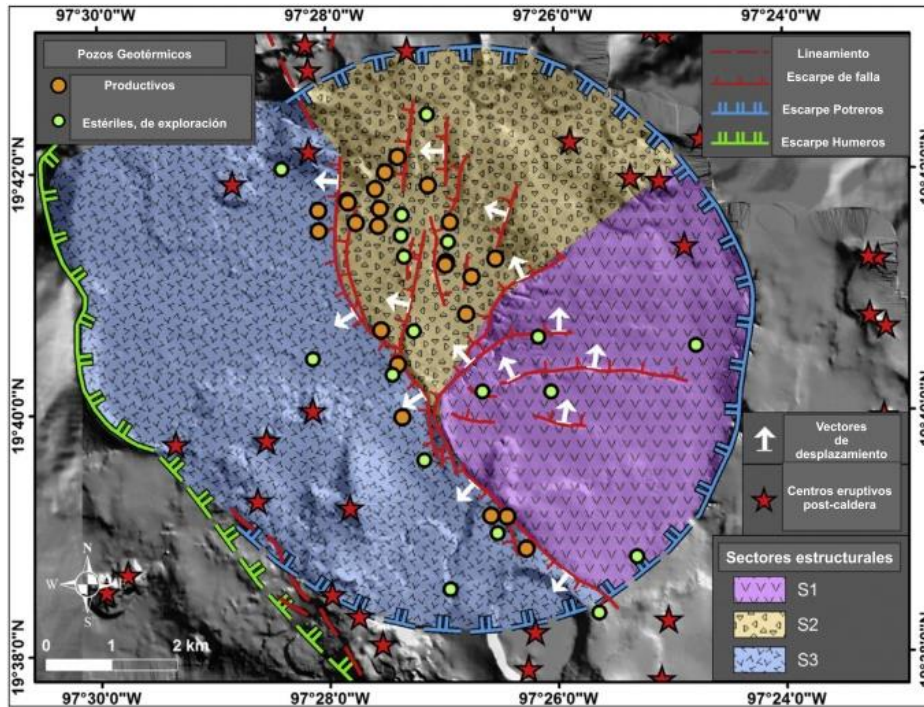


Figura 2.8.- Sectores estructurales de la CLH propuestos por Norini et al. (2015)

El cráter Xalapazco se encuentra intersectado localmente por algunas fallas de mediana-corta longitud. La más destacable corta el cráter en la porción media (Figura 2.8), ésta falla corresponde al borde de la caldera de Los Potreros y su buzamiento es hacia el NNW. Por otro lado, en los límites NNE el Xalapazco se ve afectado por la falla Maztaloya, dicha falla incluso corta un pequeño cráter de aproximadamente 240x150 m denominado informalmente en este estudio como cráter de Maztaloya. Asimismo, en la zona N-NW, el cráter parece intersectar con la falla Los Humeros, e incluso, en el interior del Xalapazco, se identificaron algunas fallas de tipo normal, que presentan alteraciones muy particulares (ver capítulo 4).

El Xalapazco en sí, no tiene una estructura circular perfecta, sino que su geometría es más bien de tipo quasicircular, con una elongación preferencial hacia el N-NW. Este mismo patrón se observa en un lóbulo circundante al cráter, sin embargo, en dicho lóbulo, la elongación preferencial es hacia el NNE. Estas geometrías podrían ser efecto tanto de eventos tectónicos como por la evolución genética propia del Xalapazco (Figura 2.9). Esta información se discutirá en los capítulos sucesivos de esta tesis, en los capítulos 4, 5 y 6.

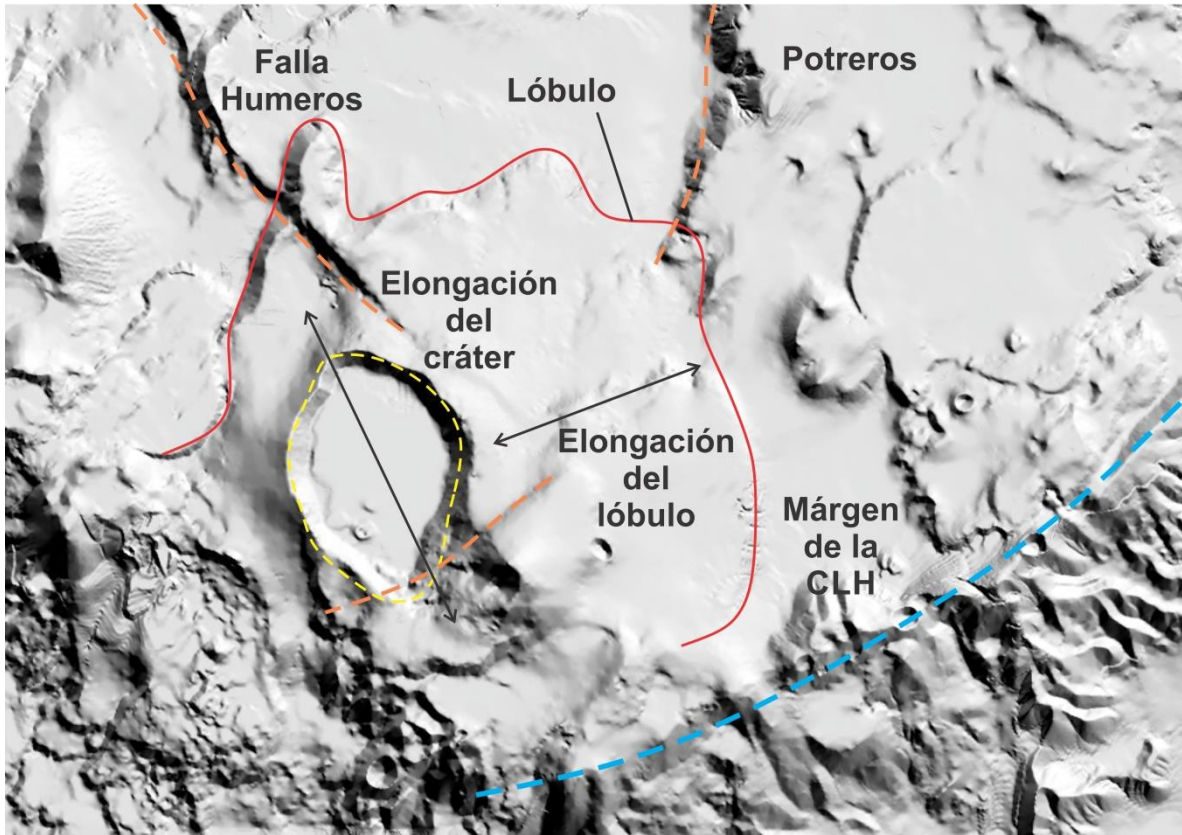


Figura 2.9.- Estructuras morfoestructurales circundantes al cráter Xalapazco.

## Capítulo 3. Marco Teórico.

### 3.1.- *Calderas de colapso vs. cráteres de explosión freatomagmática: diferencias y similitudes.*

En términos generales, las calderas volcánicas de colapso y los cráteres de explosión freatomagmática son parecidos en morfología, principalmente en la geometría “circular” o quasicircular de ambas estructuras. El tamaño no es un criterio para discriminar entre ambas estructuras ya que existen pequeñas calderas de colapso, o bien en grandes cráteres freatomagmáticos (Sheridan y Wholetz, 1983), por tanto, es necesario conocer las similitudes y diferencias entre los mecanismos de generación y sus correspondientes depósitos.

La subsidencia y formación de calderas de colapso lleva consigo un enorme riesgo, debido a la actividad explosiva que se produce durante todo el proceso, por tanto, es muy difícil tener casos documentados en donde la humanidad haya presenciado tales eventos, a excepción de Indonesia (Krakatoa; Simkin y Fiske, 1983), Filipinas (Monte Pinatubo; de Guzmán, 2004) y Santorini (Cultura Minoana; Druitt et al., 1999). El estudio de calderas volcánicas de colapso entonces se vuelve de vital importancia para poder entender los mecanismos eruptivos así como el potencial riesgo y peligro que representan para la población expuesta.

### 3.2.- *Calderas de colapso.*

Una caldera de colapso, es una depresión volcánica grande, de forma más o menos circular, en la cual el diámetro en la mayoría de las veces es superior que la de los conductos alimentadores. La mayoría de las erupciones que involucran a los volúmenes magmáticos superiores a unos pocos kilómetros cúbicos se han interpretado como el resultado de algún tipo de colapso del techo de un reservorio de magma dando lugar a la formación de calderas (Lipman, 2000; Cole et al., 2005; Cashman y Giordano, 2014).

Mediante modelos análogos y experimentales, se han reconocido dos tipos genéticos más comunes de colapso de caldera (Figura 3.1; Martí et al., 1994; Martí y Aguirre-Díaz, 2014): El primero tiene que ver con sobrepresión, la cual se forma gracias a la presencia de una estructura previa. Generalmente hay una fase explosiva antes de este colapso y comúnmente son de tipo andino (Komuro, 1987; Acoccela, 2007; Martí et al., 1994). El segundo se forma por descompresión progresiva, la cual por lo general no tiene una estructura previa, más bien el magma la genera por diferencias de presión entre la cámara y la roca encajonante. En ambos tipos, existe sobrepresión en la fase inicial (Acocella, 2007; Martí et al., 1994; Martí y Aguirre-Díaz, 2014).



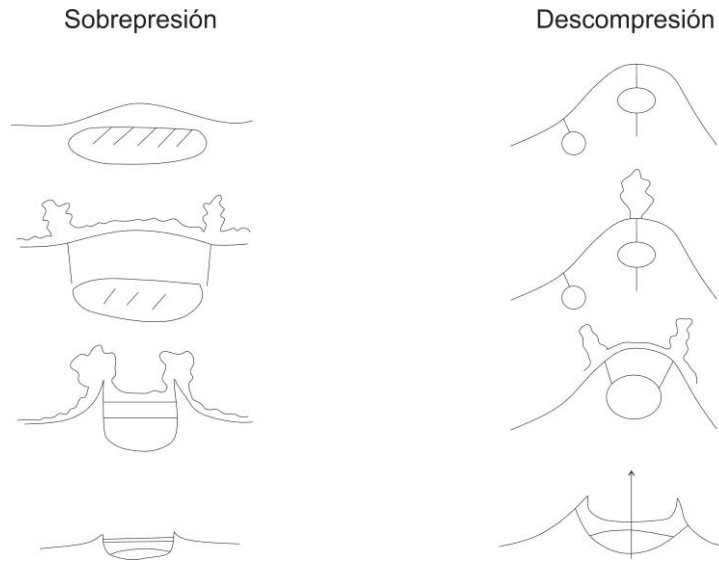


Figura 3.1.- Tipos genéticos de calderas (Martí y Aguirre-Díaz, 2014)

Morfoestructuralmente, se han clasificado a las calderas en tres grandes grupos: tipo cima (Figura 3.2a), clásica (Figura 3.2b) y tipo graben (Figura 3.2c; Lipman, 2000; Acocella, 2007; Cole et al., 2005; Cashman y Giordano, 2014; Martí y Aguirre-Díaz, 2014; Figura 15). Las calderas tipo graben, propuestas recientemente por Aguirre-Díaz et al. (2008) tienen condiciones eruptivas bastante similares a las calderas semicirculares, sin embargo su genética está directamente ligada a un fuerte control estructural.

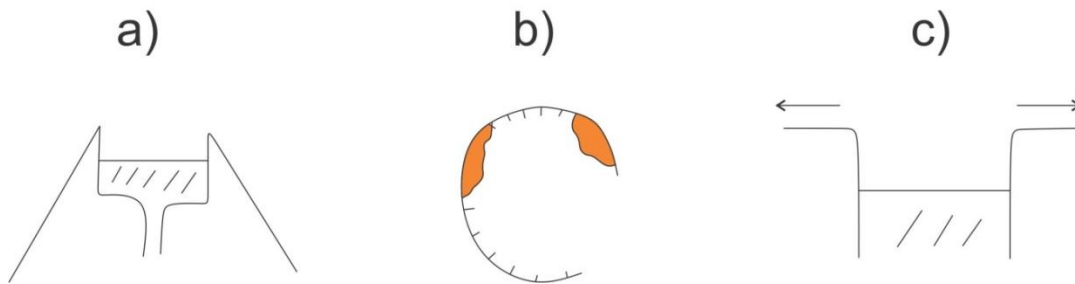


Figura 3.2.-Morfoestructuras principales de calderas: a) tipo cima; b) clásica; c) tipo graben (Aguirre-Díaz et al., 2008)

La formación de calderas pequeñas ( $\leq 2.5$  km de diámetro) asociadas a erupciones de lava son comunes en las crestas de volcanes andesíticos y basálticos; por otro lado, las calderas de dimensión  $\geq 75$  km son producto de grandes erupciones de ignimbritas y flujos de ceniza. En general, aumenta el diámetro de la caldera en proporción al volumen de la erupción asociada (Lipman, 2000).

Las calderas y los complejos caldéricos se encuentran en todos los ambientes volcánicos de la tierra e incluso el sistema solar (Cole et al., 2005), la caldera de

mayor diámetro en el sistema solar es la del Monte Olimpo, en Marte, la cual incluye rasgos de al menos seis colapsos intra caldera y un diámetro de 80 x 65 Km (Mouginis-Mark y Robinson, 1992).

A manera general se ha encontrado que las calderas siguen un patrón de desarrollo y evolución general (Lipman 1984; 1992; 2000; Cashman y Giordano, 2014; Figura 3.3):

- i) Volcanismo pre-colapso.- El cual se manifiesta en superficie frecuentemente acompañado de tumescencia, la cual no es muy común que se preserve, por lo que la formación de domos y pequeñas explosiones precaldera son el único registro de acumulación de magma y migración del mismo a niveles corticales (Figura 3.3 b).
- ii) Subsistencia: Colapso debido a inestabilidad de la roca encajonante sobre una cámara magmática, en muchos casos, la erupción de material comienza en un conducto central, que después se va propagando de forma anular (siguiendo la geometría del colapso; Bacon, 1983; Cole, 2000; Cole et al., 2005; Figura 3.3 c).
- iii) Magmatismo Post-colapso y resurgencia: Se trata de vulcanismo después del colapso, normalmente este se emplaza o asciende gracias al fracturamiento intarcaldera, el cual facilita el ascenso de magma. Dicho magma, en algunas ocasiones eleva o levanta la porción central de la caldera, generalmente, gracias a la formación de complejos de Sill, este proceso es denominado resurgencia (Lipman, 1984; 1992; 2000; Cole et al., 2005; Figura 3.3 c).
- iv) Actividad hidrotermal y mineralización: Se desarrolla a lo largo de todo el periodo de existencia de la caldera, principalmente desarrollando sistemas geotermales que pueden o no conllevar mineralización (Cole et al., 2005)

Es imposible restringir un ambiente volcánico típico o preferencial para las calderas, ya que estas ocurren en todos los ambientes volcánicos (Lipman, 2000; Cole et al., 2005). Sin embargo, su composición geoquímica parece guardar cierta relación con la distribución de ambientes volcánicos.

Las calderas basálticas son características de hotspots oceánicos intraplaca como lo es el caso de Hawaii (Walker, 1988), por otro lado, este tipo de calderas también ocurren en bordes divergentes como la cordillera oceánica (Pacífico este, Fornari et al., 1984; Gudmundsson, 1995).

Las calderas andesíticas-dacíticas son típicas de bordes convergentes, de vulcanismo tipo arco de isla (Baker et al., 1971), y de arcos continentales (Bacon,

1983; Nelson et al., 1994). Mientras que las calderas riolíticas (de mayor explosividad) son típicas de márgenes continentales, en donde ocurre una ligera extensión continental, asimismo, también ocurren en bordes convergentes, zonas de rifting, e incluso lugares de hotspot continental (Elston, 1984; Hildreth et al., 1984; Wilson et al., 1995). Recientemente se han encontrado calderas riolíticas en arcos submarinos y tras arco (Wright y Gamble, 1999; Wright et al., 2003).

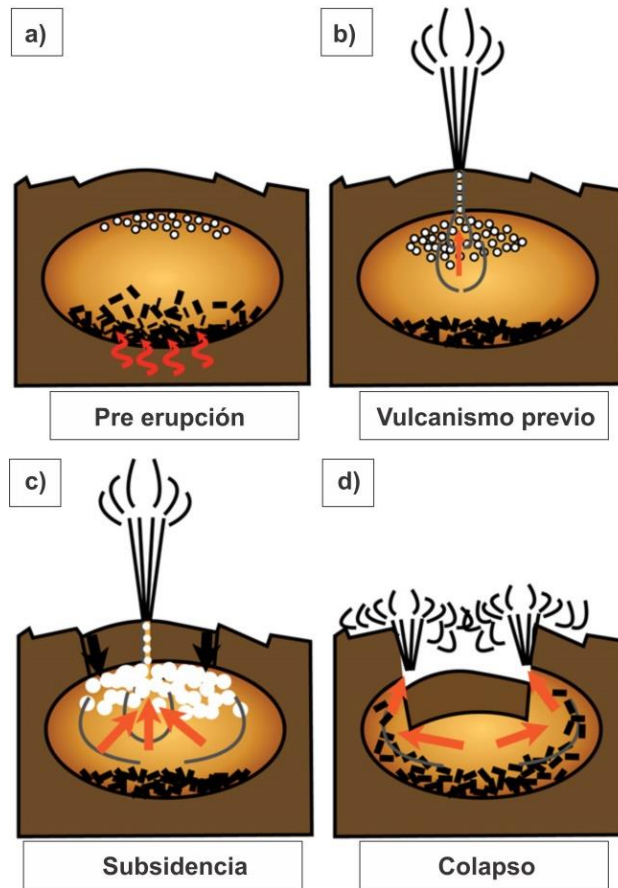


Figura 3.3. Fases y evolución de una caldera de colapso (Cashman y Giordano, 2014): a) pre erupción y asenso de gases; b) vulcanismo pre caldera; c) desestabilización y subsistencia; d) colapso.

Los depósitos asociados a calderas de colapso son de gran interés debido al riesgo que representan tanto para los asentamientos humanos como para cambios climáticos y desastres naturales (Lipman, 2000; Tilling y Lipman, 1993). Generalmente, el colapso de una caldera representa la generación de corrientes piroclásticas de densidad (CPD) de gran volumen y movilidad, principalmente compuestas por mezclas inhomogéneas de partículas y gas, que se desplazan a velocidades muy altas sobre la superficie de la tierra controladas principalmente por la gravedad de la tierra (Carey, 1991; Druitt, 1998; Freundt y Bursik, 1998;

Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008, Sulpizio et al., 2010; Lube et al 2011; Komorowski et al., 2013; Doulliet et al., 2013).

### 3.3- Desarrollo y morfologías finales de calderas de colapso

En función de la geometría de las fallas, y la morfología del colapso, se han clasificado diferentes estilos finales de calderas. Lipman (2000), propone 5 estructuras finales de colapso: Pistón, Trap-Door, Downsag, Piecemeal, y Funnel, mientras que Cole et al. (2005) concluyen en sólo 4 tipos coincidentes con la clasificación anterior, pero descartando las tipo funnel ya que se pueden asociar (o explicar) por otros tipos de colapso. A continuación se detallan las características de cada tipo de colapso:

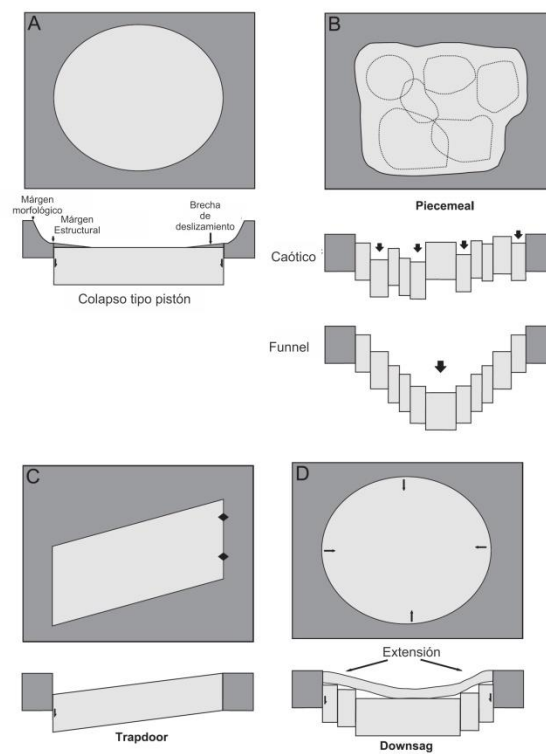


Figura 3.4. Estilos y geometrías de colapso de calderas. a) Pistón; b) Piecemeal; c) Trapdoor; d) Downsag.

- **Pistón:** Son los colapsos más típicos de calderas, y se asocian a estructuras con un gran volumen de explosión. Las fallas del rim, tienden a ser de cientos de kilómetros de extensión, se cree que los eventos explosivos asociados a este tipo de colapsos son simples, es decir, un solo evento (Lipman 2000; Cole et al., 2005; Figura 3.4a).
- **Piecemeal (en pedazos):** Modelos numéricos y análogos han probado que la subsidencia de un cuerpo genera fracturamiento/fallamiento en diferentes direcciones que generan bloques independientes (Acocella et al., 2000;

Lipman; 1997; Martí et al., 1994; Roche et al., 2000). En este caso, al momento del colapso, la sobrepresión de la masa al momento de la subsidencia genera fallamiento a lo largo del piso. En muchos de los casos, este fallamiento sirve como conducto para el vulcanismo post-colapso (y/o resurgencia) de algunas calderas (Lipman, 2000; Acocella et al., 2001; Cole et al., 2005; Troll et al., 2002). La interpretación de los productos piroclásticos de este tipo de colapso se han interpretado como multicíclicos (Lipman, 2000; Cole et al., 2005; Figura 3.4b).

- Trap-Door (bisagra): Se da debido a que la falla anular del colapso no se desarrolla, es decir, está incompleta. Por tanto el colapso es asimétrico (Cole et al., 2005; Heiken et al., 1986; Figura 3.4c).
- Downsag: Este tipo de colapso ocurre debido a que las fallas anulares (o del ring) no se desarrollan por completo, o bien, no penetran lo suficiente. Normalmente, este tipo de estructuras están asociadas a otras previas con diferente estilo de deformación (Branney, 1995; Lipman 2000; Milner et al., 2002; Roche et al., 2000; Figura 3.4d).

### *3.3- Pequeñas calderas de colapso y depósitos asociados: ejemplos documentados.*

El rango de tamaño de las calderas volcánicas de colapso es muy variado, pueden formarse con diámetros  $\geq 1$ km hasta de 40x75 km (Lipman, 2000; Cole et al., 2005; Poppe et al., 2015), esto significa entonces, que el tamaño no es un factor para discriminar y/o clasificar a este tipo de estructuras vulcanotectónicas con otras. Sin embargo, aunque en la literatura se mencionan diámetros de hasta 1 km, existen pocos registros o documentación de pequeñas calderas de colapso, y por consiguiente, tampoco se tiene una idea muy clara de los productos piroclásticos y los procesos evolutivos de dichas estructuras.

Los primeros reportes de calderas volcánicas de colapso pequeñas fueron realizados por Simkin y Howard (1970), quienes plantean la formación de una estructura de 1.5 Km de diámetro denominada Caldera Fernandina en Galapagos. La formación de esta caldera implicó una estructura basáltica previa, que se desestabilizó y por consiguiente colapsó. El inicio estuvo marcado por la expulsión de material freatomagmático y, posteriormente, debido al descenso en la cantidad de agua del sistema, se transformó en material más magmático (seco), posteriormente, ocurrió una erupción freatomagmática pre-cono de tobas (formado al interior de la caldera como vulcanismo post colapso), que culminó con la efusión de algunas lavas. Recientemente, la geometría del colapso ha sido estudiada por Howard (2010), quién mediante modelos análogos encuentra que la formación de fallas del ring (anulares) es bastante similar a la de algunas calderas de mayor diámetro, e incluso calderas en otros planetas como Marte (Figura 3.5).

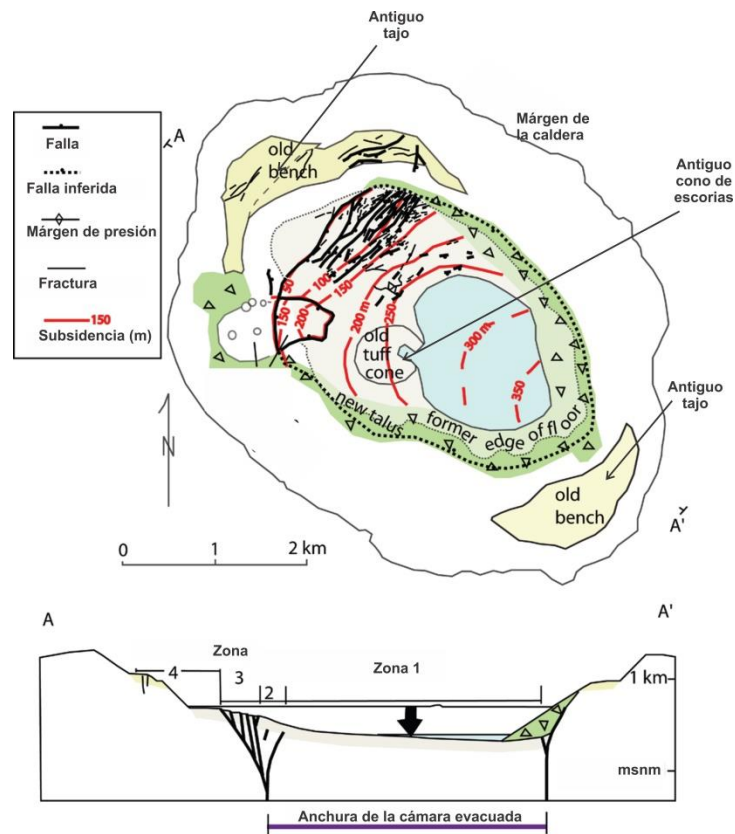


Figura 3.5.- Modelo esquemático de la caldera de Fernandina, propuesta por Howard (2010). La evolución implica un colapso debido a desestabilización de la cámara magmática por un antiguo cono de escorias y una subsidencia progresiva.

Guttman (1976) hizo un estudio geológico del cráter El Elegante (Sonora, México) en el que identificó depósitos piroclásticos producto de interacción agua-magma, así como una brecha lítica masiva, la cual asoció al colapso del cráter. Sus fundamentos se basaron principalmente en las características de la brecha lítica y las diferencias de las capas freatomagmáticas comparadas con otros depósitos clásicos de estructuras claramente freatomagmáticas. Su conclusión además estuvo soportada por la geometría del cráter y la distribución de los depósitos. Al final, el cráter El Elegante se propuso como una pequeña caldera de colapso formada a partir de una estructura volcánica previa, y la explicación de los depósitos freatomagmáticos lo resolvió con el argumento de que las interacciones agua-magma no son exclusivas de estructuras freatomagmáticas

Geshi et al. (2002) también reportan una pequeña estructura volcánica de colapso en Japón (Miyakejima) de 1.6 km de diámetro, al igual que en los estudios descritos anteriormente, también se formó en una estructura volcánica previa (de composición basáltica-andesítica). El desarrollo de esta caldera es un tanto atípica

según los autores, ya que no hubo explosión asociada a fase inicial, por tanto, el inicio de la subsidencia se dio asociado a la extrusión de magma hacia la periferia, lo que ocasiona un déficit de masa y una consecuente subsidencia, el proceso es más como un *pit cráter* (cráter formado por desestabilidad, no asociada exclusivamente a eventos vulcanotectónicos) que como una caldera (Figura 3.6), la fase dos estuvo acompañada de explosiones freatomagmáticas que fueron contenidas por el relleno dentro del cráter, estas sirvieron como barrera y por tanto el freatomagmatismo sirvió como retroexcavador a profundidad del conducto, la fase final también fue de tipo freatomagmática y aunque en teoría se trataba de vulcanismo post-colapso, fue la etapa eruptiva más explosiva durante todo el periodo de formación de la caldera (Geshi y Oikawa, 2008).

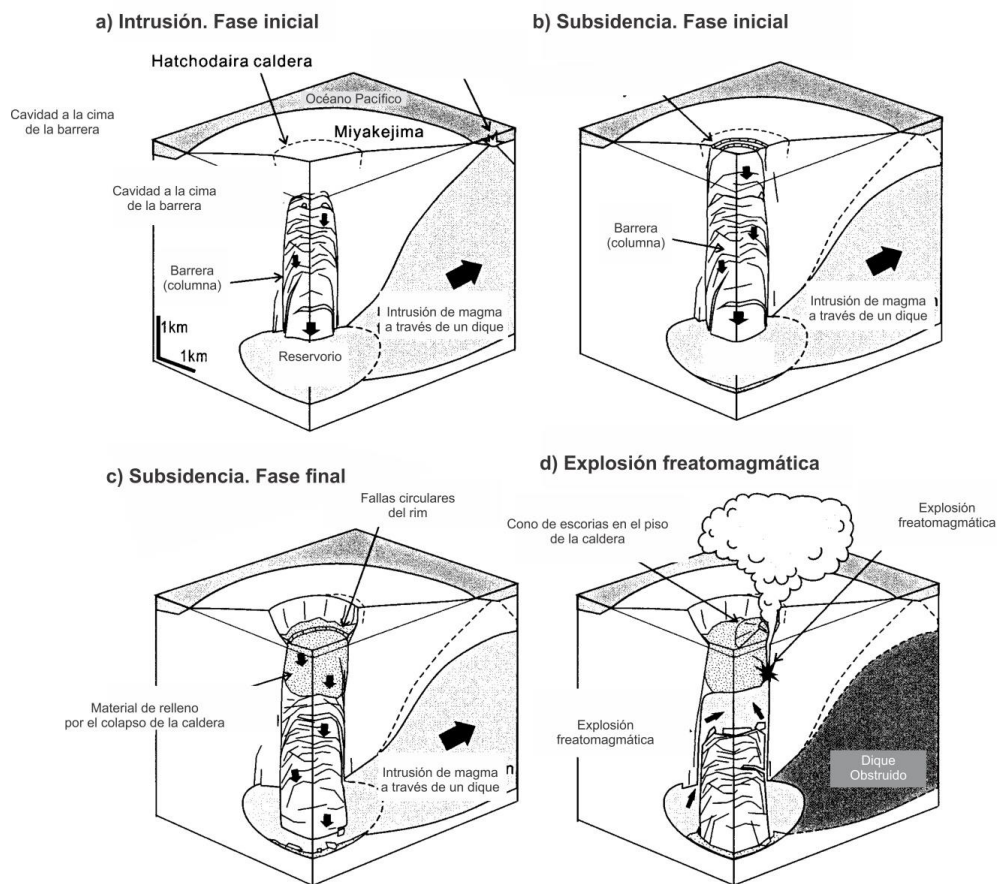


Figura 3.6.- Modelo esquemático del colapso de la caldera de Miyakejima (Geshi et al., 2002). a) Fase inicial, comienzo del proceso de retroexcavación debido a la barrera del dique con el material de relleno; b) fase inicial de la subsidencia; c) colapso de la caldera y relleno de material producto del colapso; d) fase final, descompresión y generación de un cono de escorias.

Con el fin de ver las diferencias entre las actividades explosivas de calderas “grandes” contra calderas pequeñas, Browne y Gardner (2004) hicieron un análisis

cuantitativo detallado de los depósitos piroclásticos asociados a colapsos caldericos del Volcán Ceboruco (Nayarit, México), con diámetros de 1.5 y 4 km. Sus resultados proponen tres fases eruptivas (Figura 3.7), las cuales inician con la erupción de una columna pliniana por un solo conducto al NE del volcán. La segunda fase involucra una explosión freatomagmática que es expulsada por la zona SW, y está asociada a la formación de un nuevo conducto. Por último, la fase tres, está directamente relacionada con el colapso de la estructura, debido a la generación de las dos fallas, generando un depósito rico en líticos (hasta 60%).

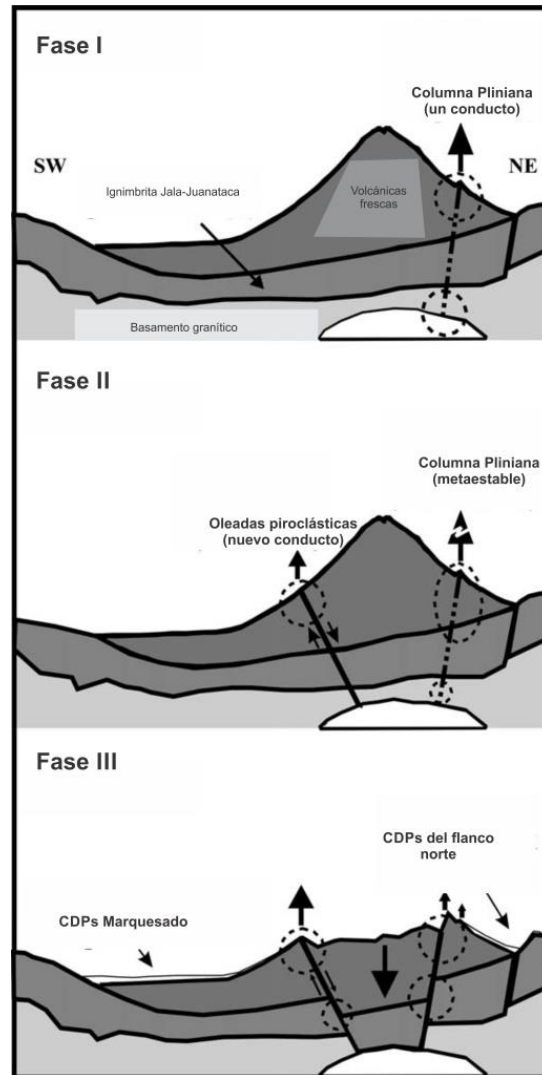


Figura 3.7.- Modelo de evolución de la caldera del volcán Ceboruco, modificada de Browne y Gardner (2004).

En Vanuatu, se reporta una secuencia ("Kiwi") asociada al colapso de una pequeña caldera de 4 km de diámetro. Allen (2005) propone un modelo eruptivo basado en la caracterización de las secuencias (litofacies). Con base en el análisis



vulcanológico, la autora describe el colapso como atípico debido a las fases iniciales, ricas en escorias (spatters / aglomerados) las cuales parecen haber sido las culpables de la desestabilización de un edificio previo (Figura 3.8). Dichos depósitos generaron una brecha lítica rica en escorias en facies proximales, y que en secuencias posteriores, está presente en menor porcentaje. La subsidencia del edificio está relacionada directamente con una brecha rica en líticos, masiva, con alto contenido de clastos alterados hidrotermalmente.

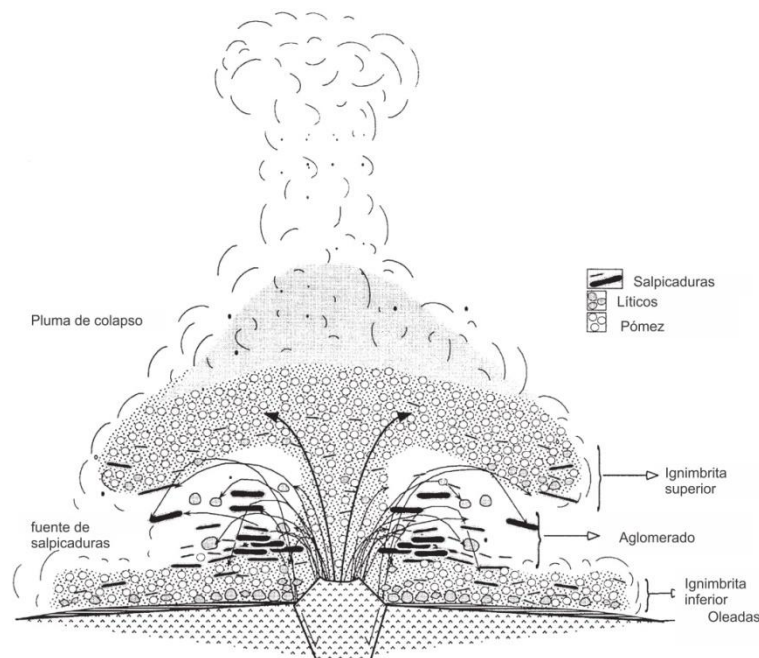


Figura 3.8.- Esquema propuesto por Allen (2005) para la generación de la pequeña caldera de colapso y la brecha proximal rica en salpicaduras.

Giordano et al (2006) describen una caldera de colapso, también producto de la desestabilización de una estructura volcánica previa. Esta estructura parece más un complejo caldérico, con 8 km de diámetro y varios estratovolcanes al interior, además de una gran cantidad de actividad hidrotermal. La secuencia piroclástica en dicha caldera es bastante compleja ya que al menos hay 4 edificios volcánicos que interrumpen los depósitos de la subsidencia con el vulcanismo post-colapso asociado a los edificios volcánicos intra-caldera.

Michon et al. (2007), reportan la formación por pasos de una pequeña caldera de colapso (1 km de diámetro) que se generó durante 2007 en Piton de la Fournaise. Este estudio fue más enfocado en el análisis de imágenes y los depósitos piroclásticos asociados. Las conclusiones de los autores mencionan que el

colapso se debió a una intrusión, sin embargo, la erupción de material piroclástico en las primeras etapas ayudó a reducir la presión de la roca encajonante sobre la cámara magmática.

Otro modelo que también involucra un edificio previo, es el propuesto por Bear et al (2008) en la caldera formada dentro del volcán Vico (10 km de diámetro; Italia). Al igual que en los estudios de Allen (2005), los autores encontraron un depósito “anómalo” rico en escorias y que representa la base de la secuencia piroclástica de los alrededores. En este estudio, se proponen fases iniciales plinianas con bajo contenido de Sr y alto Nb asociados a la generación de escorias (Figura 3.9 a), posteriormente, el emplazamiento de un depósito rico en líticos asociado a la fase coignimbrítica de la columna pliniana (Figura 3.9b). Por último, las fases asociadas al colapso representadas por una brecha lítica rica en escorias y otra con menor contenido de escorias (Figura 3.9 e-f), esto debido a que la cámara magmática se separó en dos partes (zoneamiento composicional?), una con menor contenido de Sr, alto Nb (asociada a spatters) y otra con alto contenido de Sr (Figura 3.9).

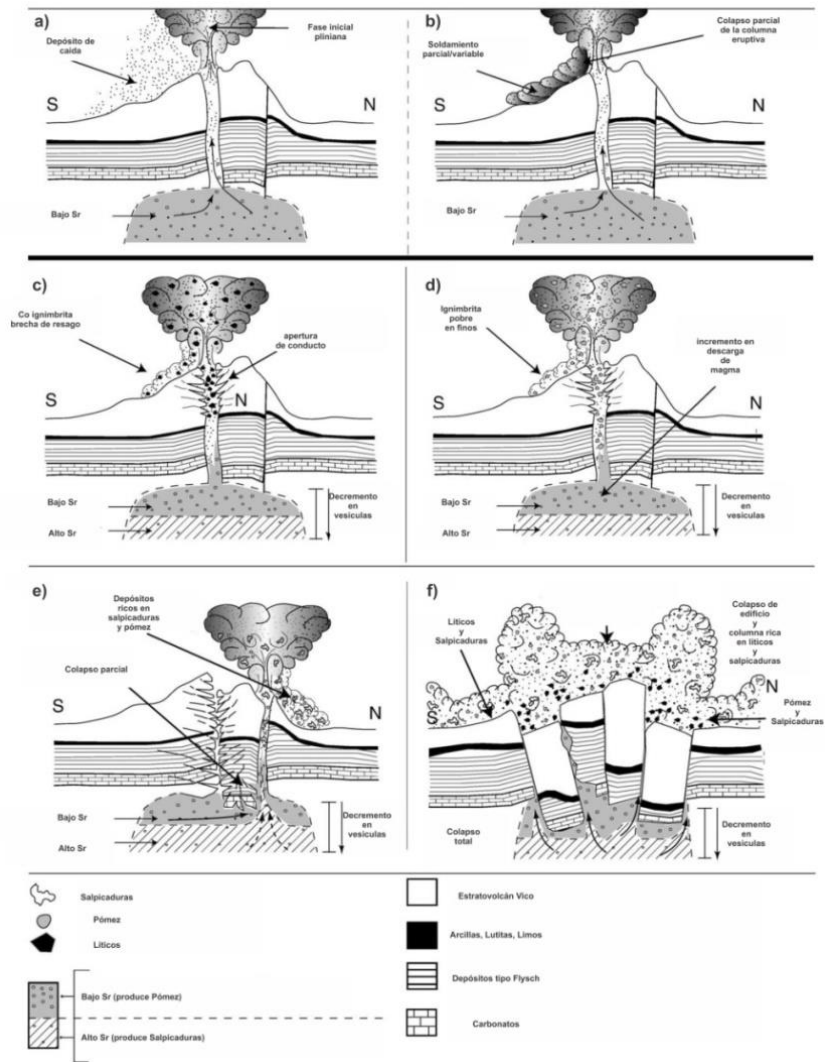


Figura 3.9.- Esquema propuesto por Bear et al. (2008) para la formación de la caldera de Vico: a) fase inicial e inicio de desestabilización; b) comienza el vaciado de magma bajo en Sr (productor de pómez); c) ensanchamiento del conducto; d) incremento en la descarga de magma bajo en Sr e inicio de ascenso del rico en Sr (productor de salpicaduras); e) colapso parcial e inicio de generación de brecha rica en salpicaduras; f) colapso total del edificio y generación de CPDs ricas en salpicaduras y líticos.

Di Vito et al. (2011), describe una estructura de alrededor de 2 km de diámetro (Campi Flegrei, Italia), las secuencias piroclásticas asociadas a la evolución de la caldera son mayormente freatomagmáticas, asociadas a la gran cantidad de agua en el sistema, y una brecha lítica, presumiblemente producto de la subsidencia de la caldera. Lo interesante de esta estructura es la migración de los conductos y las fallas del borde, lo cual no queda del todo claro el por qué.

Pimentel et al. (2015), describen la formación de una caldera en un edificio previo (Volcán Caldeira, Portugal) de 2 km de diámetro. En este estudio, se propone una

fase inicial freatomagmática (asociada a la desestabilización del volcán y la apertura del conducto; Figura 3.10a). La segunda fase es de tipo subpliniana, que provoca el ensanchamiento del conducto y desestabiliza aún más el edificio (Figura 3.10b). Por último, la fase tres, asociada directamente al colapso, con la generación de CPDs masivas y brechas ricas en líticos (Figura 3.10c).

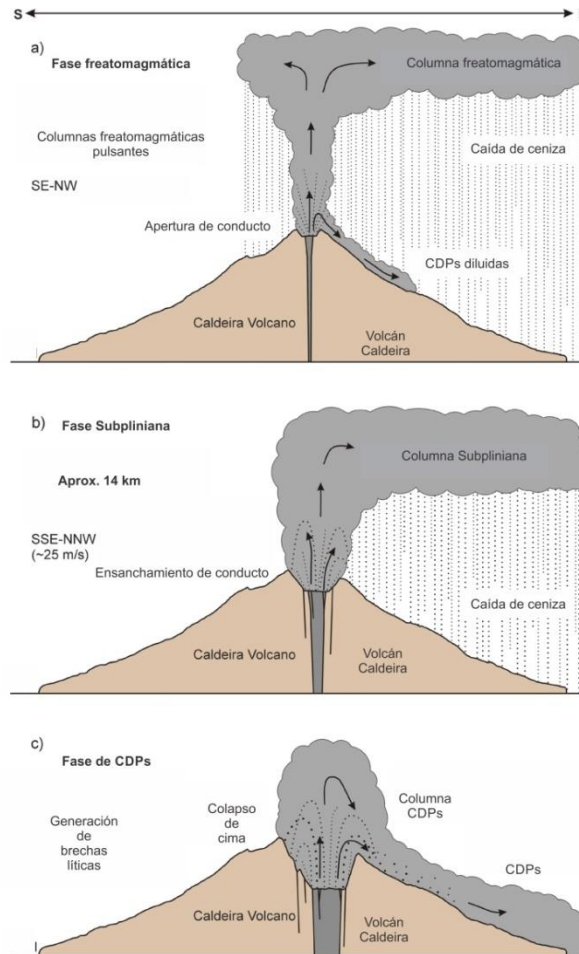


Figura 3.10.- Modelo de evolución del colapso somital del Volcán Caldeira (Pimentel et al., 2015).

a) Inicio explosivo por fase freatomagmática; b) fase más seca, generadora de una columna Subpliniana de aproximadamente 14 km de altura; c) Subsistencia y colapso de la cima del volcán, generando brechas líticas y depósitos dominados por CDP.

### 3.3- Cráteres de explosión freatomagmática.

Las erupciones freatomagmáticas son genéticamente diferentes a las de una caldera de colapso, ya que si bien el mecanismo de generación de algunas calderas también es de tipo explosivo (aunque mayormente se da por colapso), en los procesos freatomagmáticos dicha explosividad se debe a un fenómeno de interacción agua-magma (FCI por sus siglas en inglés “fuel-coolant interaction”; Figura 3.11) el agua generalmente es de una fuente externa; la cual produce una

gran cantidad de vapor y gases que fragmentan la roca encajonante y culmina en erupciones violentas de alto grado de explosividad (Macdonald, 1972; Sheridan y Wholetz, 1981; Palladino et al., 2015). La intensidad y violencia de la erupción, da como resultado diferentes morfologías de cráteres freatomagmáticos, todas estas son preferentemente de tipo circular, y difieren en estilo e intensidad de explosión, así como en los procesos deposicionales (Sheridan y Wholetz, 1983). Es muy común pensar que estos cráteres son monogenéticos, pero, estas estructuras involucran múltiples episodios eruptivos (Valentine et al., 2010).

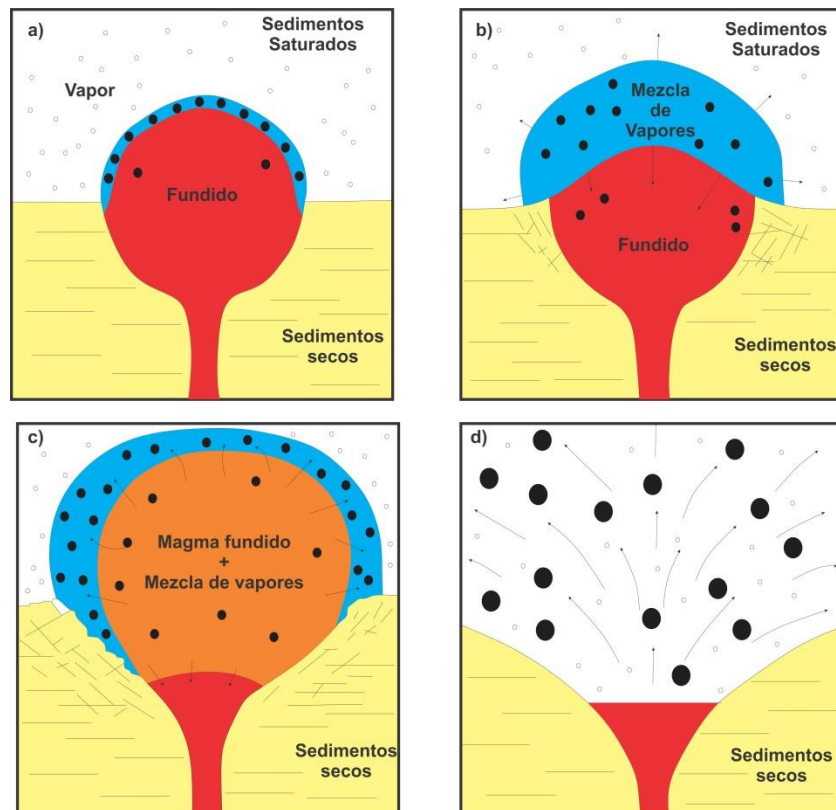


Figura 3.11. Representación de la interacción Agua-Magma ("Fuel-coolant interaction"): a) Contacto inicial entre magma fundido agua, formando una película de vapor. b) Incremento de la película de vapor. c) Mezcla de magma con vapor y sedimentos. d) Expansión explosiva del vapor por liberación de energía. Modificado de Wohletz y Heiken (1992)

Palladino et al. (2015) proponen que la intensidad explosiva de los eventos freatomagmáticos pueden incluso tomarse como un rango dentro de un espectro de explosividad, el cual culmina con la generación de una caldera (no de colapso sino por explosión; Figura 3.12); sin embargo, las evidencias de campo y vulcanológicas no son muy claras y dejan en el aire algunas preguntas sin responder.

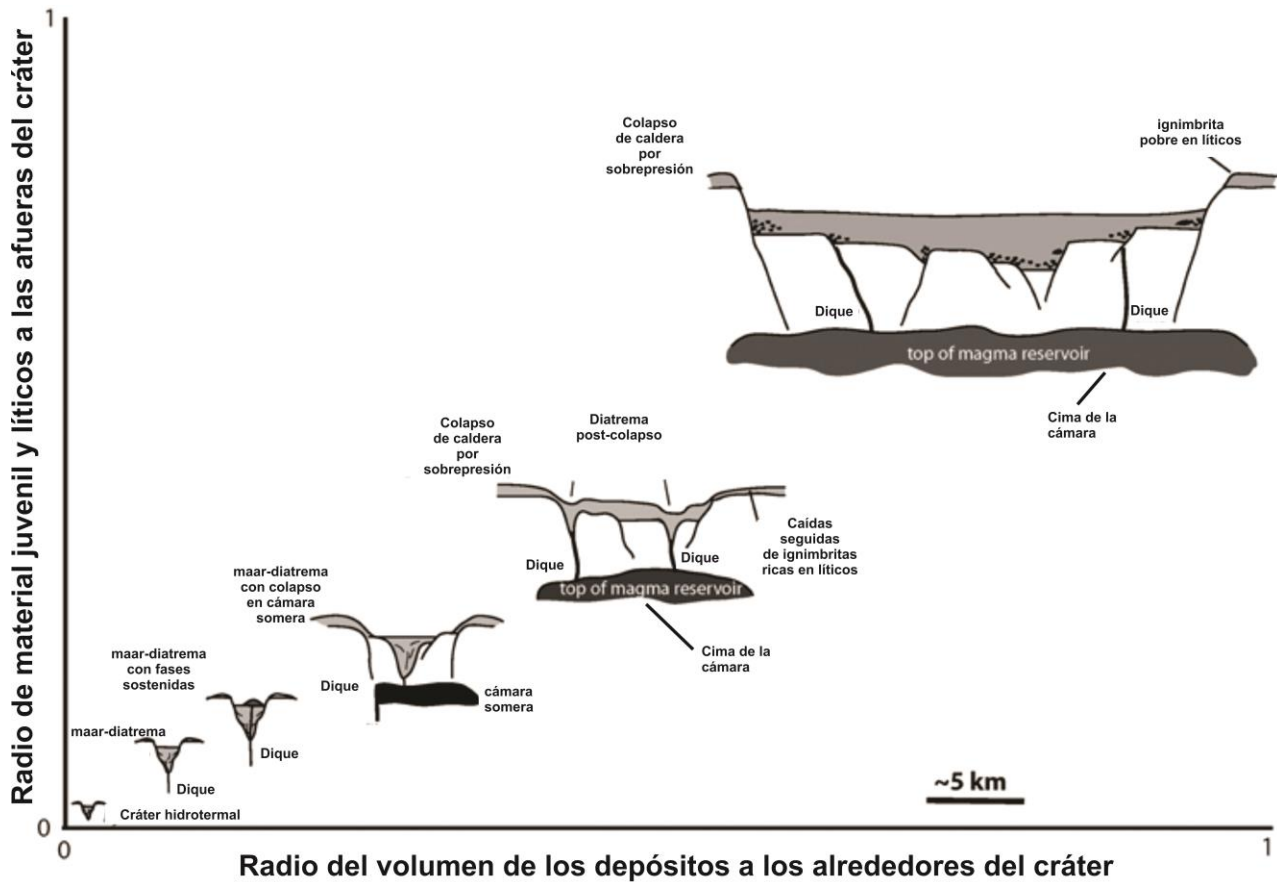


Figura 3.12.- Relación de radios y alcance de los depósitos con el tipo de estructuras y la génesis. Tomado de Palladino et al. (2015).

Los depósitos piroclásticos que se forman por freatomagmatismo son generalmente de espesores milimétricos a pocos centímetros (a nivel individual), producto de múltiples erupciones con un lapso corto de tiempo entre ellas. Este material se forma por una fracción de partículas juveniles y por clastos de la roca encajonante relativamente húmedos, lo cual produce que la deformación en las capas sea mayormente de tipo dúctil (Zimanowski et al., 1986). Los depósitos Hidrovolcánicos (freatomagmáticos) se caracterizan por ser depósitos de grano fino que en la mayoría de las veces presentan lapilli acrecional, además de muchas otras estructuras que revelan condiciones de humedad (Zimanowski et al., 1986; Cas y Wright; 1987; Morresey et al., 2000; Brown et al., 2010).

### 3.4- Terminología y morfología de estructuras freatomagmáticas

Las formas volcánicas que se desarrollan en la superficie por fenómenos de interacción agua-magma (FCI) se resumen a tres tipos: anillos de tobas, conos de tobas y maares (conocidos informalmente en México como Xalapazcos), los cuales se caracterizan por ser de tipo monogenéticos y de cualquier composición,

aunque por lo general están asociados a magmas basálticos. (Cas y Wright, 1987; Figura 3.13)

Los anillos de tobas (Figura 3.13b) se forman por la superposición de brechas de explosión, cambiando hacia una etapa de oleadas piroclásticas que se van depositando en capas delgadas (Sheridan, 1981). Este tipo de edificio volcánico se forma al mismo nivel de la superficie y son rodeados por material piroclástico en forma de anillo. Sus pendientes son muy suaves y de diámetro similar a los maares, aunque con mucho menor profundidad debido a que la relación entre el agua y el magma es más débil (Lorenz, 1986).

Por otro lado, los conos de tobas son bastante parecidos a los anillos de tobas, ya que ambos se encuentran al nivel de la superficie terrestre, sin embargo, estos alcanzan alturas de más de 300m., presentando pendientes de 20 a 25° (Figura 3.13c). Su formación transcurre con una etapa inicial de brechas de explosión seguida por oleadas basales o “base surge” su característica definitoria son piroclastos cuyo origen se debe a oleadas de alta energía junto con fragmentos balísticos de caída. (Sheridan y Wohletz, 1981)

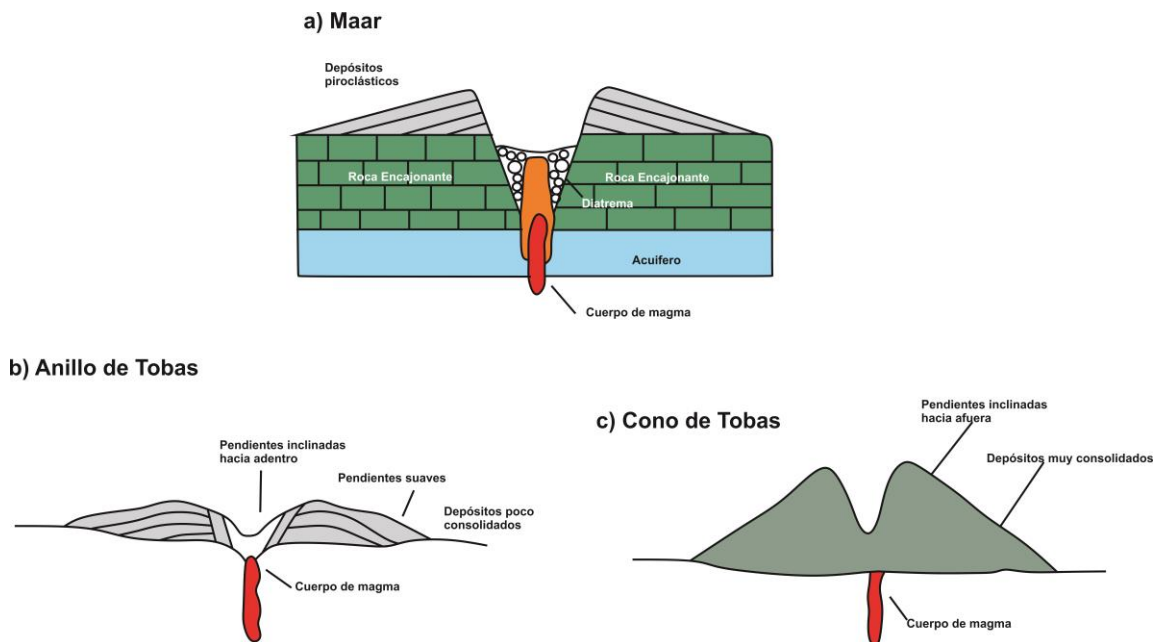


Figura 3.13. Morfologías de edificios fratomagmáticos: a) Maar; b) Anillo de Tobas y c) Cono de tobas. Modificado de Cas y Wright (1987)

Un maar o Xalapazco (Figura 3.13a), es definido como una forma de relieve que generalmente es negativa, caracterizada por tener un cráter cuya forma varía de circular a elíptica, que tiene su base debajo de la elevación que lo rodea y bordes de piroclastos acumulados a su alrededor. Los maares tienen diámetro variable de entre 100 y 3000m con profundidades entre 100 y 500m, sus paredes son casi

verticales y los estratos normalmente son casi horizontales (Valentine, 2010; Palladino et al., 2015). El rasgo distintivo de un maar es que en el interior de su cráter quedan expuestas las rocas encajonante subyacente sobre la cual se construyó este tipo de volcán.

Los maares generalmente incluyen estructuras subterráneas de colapso, conocidas como diatremas. Estas tienen una forma cónica invertida, con profundidades de hasta 2.5 km y 2 km de diámetro (Figura 3.14). Estas estructuras rellenan los espacios generados por las explosiones a niveles profundos en donde se presentan las rocas preexistentes y probablemente estas se extiendan como diques a profundidad (Valentine, 2010; Valentine et al., 2014; Palladino et al., 2015).

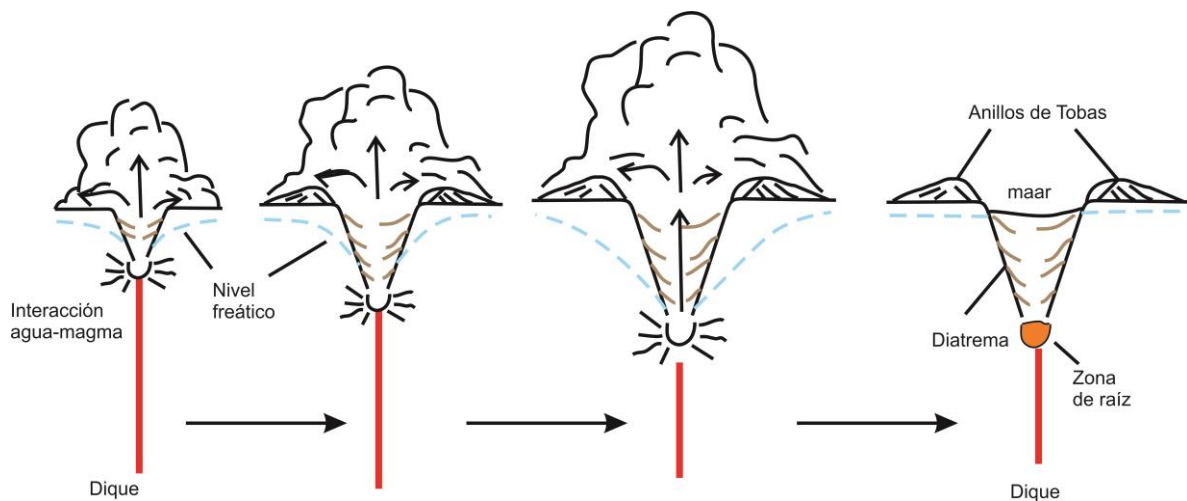


Figura 3.14.- Esquema idealizado de formación de un maar. Tomado de Cas y Wright (1987).



## **Capítulo 4.- Estratigrafía y geología del cráter Xalapazco y alrededores.**

Con el fin de descifrar el origen y la evolución del Xalapazco, se realizó un mapeo geológico para determinar la extensión de cada una de las unidades circundantes y así poder entender cuáles podrían tener alguna relación directa con la formación del cráter. Por medio de un análisis de imágenes satelitales y MDE, fue posible distinguir un rasgo geomorfológico muy marcado en los alrededores de la estructura, dicho rasgo parece tener una forma lobular elongada hacia el NNE y alargada hacia el E, justamente coincidente con la morfología elongada y ensanchada en las mismas direcciones del Xalapazco. El lóbulo está cubierto en superficie por la toba Cuicuiltic, descrita a detalle por Dávila-Harris y Carrasco-Núñez (2014) y que había sido relacionada por Ferriz y Mahood (1984) con la formación del Xalapazco. Sin embargo, dichos autores demostraron que la toba Cuicuiltic está asociada a diferentes bocas eruptivas, localizadas tanto en el centro de la caldera como en el sector oriental del interior de la misma, y fueron generadas en forma contemporánea. En barrancas y arroyos es posible observar que a la base se encuentra un depósito piroclástico color café a rojizo de hasta 14 m de espesor, con granulometrías predominantemente del tamaño de Lapilli y bloques, su posición estratigráfica se encuentra subyaciendo a la toba Cuicuiltic y sobreyaciendo a la toba Xoxoctic.

Este depósito corresponde tanto en aspecto como en posición estratigráfica a la toba Llano, descrita y reportada brevemente por Ferriz y Mahood (1984) y que también es asociada directamente al origen del cráter Xalapazco por dicho autor. Con el antecedente anteriormente planteado de la posibilidad de que la toba Llano podría tener relación directa con el cráter Xalapazco y el probable vínculo entre la estructura y el lóbulo, se realizó un análisis estratigráfico, de litofacies, granulométrico y de componentes en las facies correspondientes de dicha toba, bajo la hipótesis de que en sus depósitos contiene clastos accidentales de la misma litología que las paredes del cráter El Xalapazco (Lavas Maztaloya).

### *4.1.- Estratigrafía local.*

En base al mapeo geológico realizado en los alrededores e interior del cráter, se pudieron diferenciar 7 unidades principales, tomando en cuenta las litologías de las barrancas, ya que en superficie, sólo afloran 6 unidades (Figura 4.1). En el mapa solo fue posible plasmar las unidades aflorantes, por lo cual en estratigrafía volcánica es de suma importancia definir las columnas estratigráficas puntuales, para con ello tener una idea más certera de la evolución geológica asociada. A continuación se describen por unidades y posición estratigráfica, las características más relevantes de cada unidad litológica.

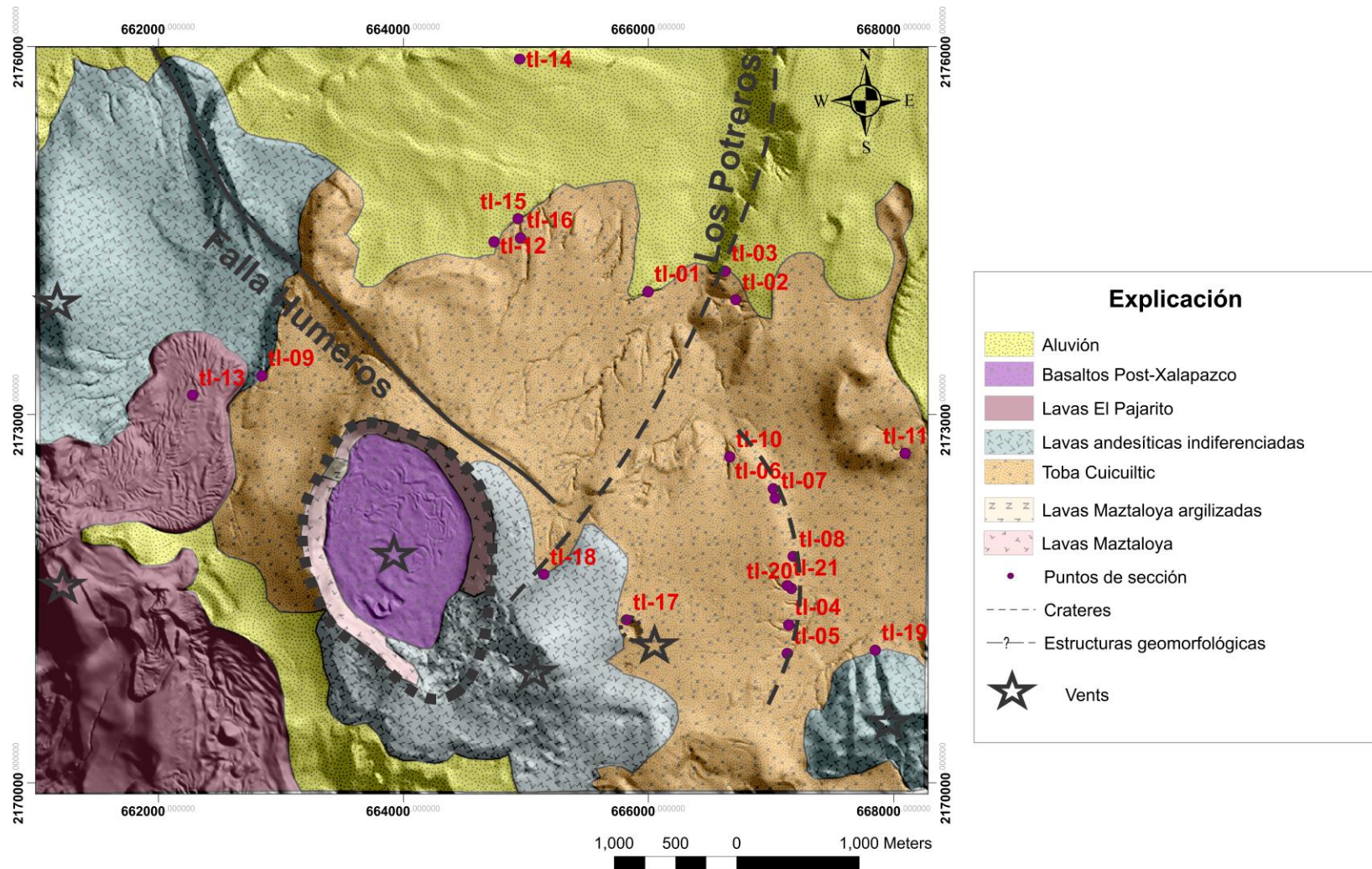


Figura 4.1.- Mapa geológico de las unidades circundantes al cráter Xalapazco, empleando un modelo digital del terreno a 10 m de resolución.

## Lavas Maztaloya.

Ferriz y Mahood (1984) definen a las “Lavas Maztaloya” como un paquete de lavas y aglomerados andesíticos y riódacíticos que se asocian a una posible estructura volcánica antigua denominada Volcán Maztaloya, la cual se encuentra cubierta por vulcanismo reciente y material aluvial.

La distribución espacial de dichas lavas se observa a lo largo del lóbulo circundante al cráter Xalapazco, así como en las paredes de dicho cráter (con espesores de aproximadamente 80 m; Figura 4.2).

Se trata de lavas masivas de color rojizo, con tonalidades rosáceas, muy duras y con estructuras de bandeamiento. En muestra de mano se observa una textura afanítica, con esporádicos fenocristales de plagioclasa, piroxeno, así como una gran cantidad de líticos asimilados. Hacia la cima, se observa que la lava se vuelve menos masiva y más brechoide, presentando clastos rojizos a gris oscuro, sub-angulares, de tamaño de bloques, con mayor porosidad y de aspecto más escoráceo. Se interpretó este depósito como la parte superficial de la lava, como resultado de un proceso de autobrechamiento.



Figura 4.2.-Vista panorámica del interior del cráter Xalapazco, y las lavas Maztaloya, y algunas características comunes como la presencia de bandeamiento y juntas de enfriamiento.

## Toba Llano.

Denominada por Ferriz (1984) como ignimbrita Llano, fue descrita como una ignimbrita andesítica parcialmente soldada, compuesta por material piroclástico (principalmente pómez andesítica y líticos), en tamaños que van de bloques y bombas, a lapilli y ceniza. Con un volumen aproximado de  $\sim 0.1 \text{ km}^3$ .

En el presente trabajo se describe como un depósito piroclástico no soldado, de color rojizo a café, de hasta 14m de espesor, compuesto de clastos de líticos y pómez que van de lapilli grueso a bloques, así como fragmentos vítreos y de lavas rojizas (Figura 4.3a). En zonas proximales al cráter, se encuentra sobreyaciendo a las Lavas El Xalapazco y subyace a la Toba Cuicuiltic, mientras que en zonas distales al cráter, sobreyace a una secuencia piroclástica de pómez de caída denominada como Toba Xoxoctic (Wilcox, 2011), y subyace de igual manera a la Toba Cuicuiltic, siendo separadas por un suelo café de aprox. 50 cm de espesor (Figura 4.3b).

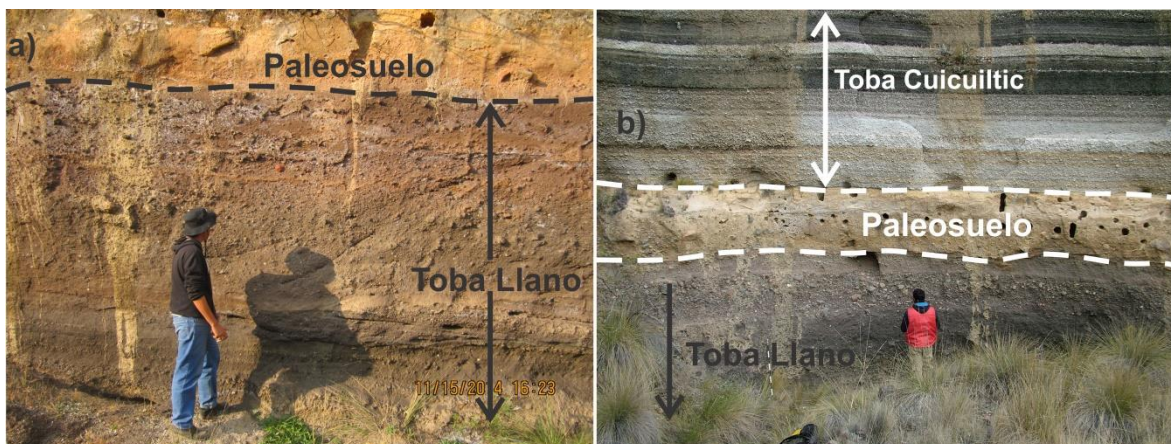


Figura 4.3.- Afloramientos de la Toba Llano, a) parte de la secuencia que conforma a la Toba Llano con algunas estructuras sedimentarias; b) relación entre la Toba Llano y la Toba Cuicuiltic.

## Toba Cuicuiltic.

Cubre la mayor parte del territorio de la zona de estudio, incluyendo prácticamente todo el lóbulo circundante al cráter El Xalapazco. Esta secuencia está asociada a la última actividad más explosiva que tuvo la Caldera de Los Humeros (Ferriz, 1984; Ferriz y Mahood, 1985; Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014), y que Ferriz (1984) asocia directamente con el colapso de la caldera del Xalapazco. Consta de una serie de intercalaciones de pómez de caída claras y oscuras las cuales han sido interpretadas como el producto de un vulcanismo bimodal a lo largo de la caldera. Estudios recientes en este depósito muestran mediante el uso de

isopacas e isopletas, la ausencia de relación entre el cráter Xalapazco y dicha Toba (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014; Figura 4.4).

Su posición estratigráfica está bien definida, sobreyaciendo a las Lavas el Xalapazco y subyaciendo a lavas andesíticas y a las lavas de El Pájaro. En las barrancas que atraviesan el lóbulo de los alrededores del cráter, la toba Cuicuiltic, se encuentra sobreyaciendo a la Toba Llano. Se le ha asignado a la Toba Cuicuiltic una edad máxima de ~6,400 (cal. C<sup>14</sup>) años antes del presente (Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).

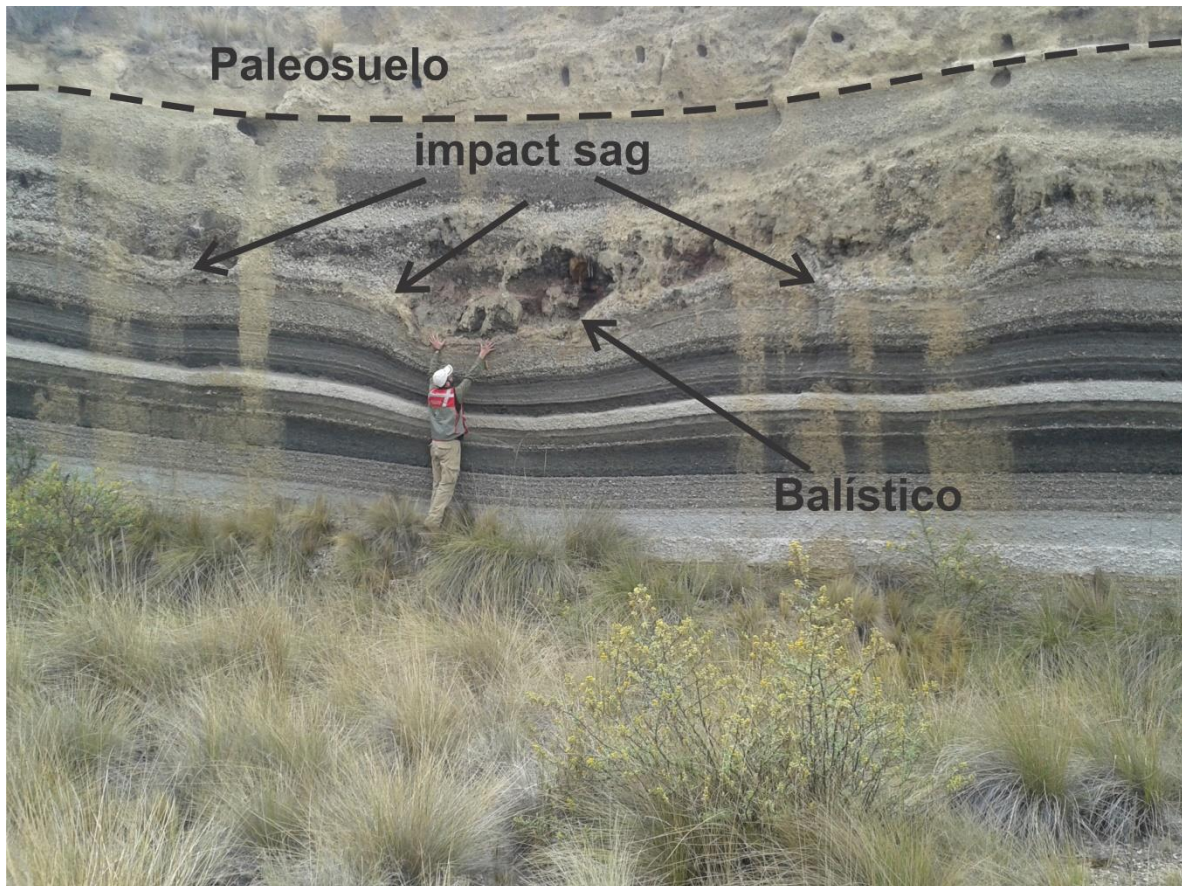


Figura 4.4.- Capas de material piroclástico interestratificado en la toba Cuicuiltic, mostrando algunos bloques accidentales (balísticos) en la parte superior, y estructuras de deformación (*bomb/impact sag*).

### **Lavas andesíticas.**

Los afloramientos de andesita se encuentran en las zonas NW, S y SE del área de estudio. Dado que la relación estratigráfica en algunas zonas es prácticamente inobservable, se agruparon todos los afloramientos como lavas andesíticas indiferenciadas. En la zona noroeste, las lavas pertenecen al denominado volcán

Arenas y se trata de rocas ricas en plagioclasa y piroxeno con edades menores a 7 k.a (Carrasco-Núñez et al., 2012).

Hacia la zona sur del área de estudio, las andesitas sobreyacen a las lavas Xalapazco, e incluso penetran la parte sur del cráter el Xalapazco, aflorando en la pendiente casi a ras del piso del cráter. Los afloramientos muestran lavas en bloques (Figura 4.5) afaníticas de color gris oscuro, con poco contenido de fenocristales, principalmente plagioclasas y piroxenos.



Figura 4.5.- Afloramiento de lavas andesíticas afaníticas, porfídicas, en bloques, pertenecientes a la porción E-SE del área de estudio y muestra de mano de lava andesítica en la porción sureste del área de estudio. La mineralogía predominantes es de Plagioclasa y algunos piroxenos, con alteración de oxidación.

La posición estratigráfica no es muy clara en esta parte, además que la distribución espacial en zonas circundantes parece tener relación con el lóbulo y el cráter. Por tanto se interpretó como un derrame similar a las lavas Maztaloja, pero con alteración y aspecto diferente. Además de esto, la morfología parece delimitar una fuente (estructura volcánica) hacia el sureste del cráter, la cual podría estar relacionada con un edificio ancestral (Volcán Maztaloja).

En la parte sureste, también aparecen algunos derrames andesíticos, color gris oscuro, con pocos fenocristales de plagioclasa y piroxeno (Figura 4.5). La morfología al igual que en la zona sur, hace pensar en un posible edificio volcánico. La posición estratigráfica tampoco es muy clara, pero parece sobreyacer a la Toba Cuicuiltic.

Para mayor facilidad en la descripción, y dada la poca cantidad de datos estratigráficos que permitan comprobar realmente la procedencia y fuente de esta lavas, se manejan como unidad estratigráfica independiente, sin embargo, como ya se mencionó anteriormente, la posibilidad de estar ligadas directamente con la formación del volcán Maztaloja y las lavas Maztaloja, es muy probable, y se deberá de tener en consideración para futuros trabajos.

### **Lavas El Pajarito.**

Las lavas dacíticas se encuentran únicamente en la porción suroeste de la zona de estudio, y al igual que las andesíticas de esa parte, pertenecen a derrames del volcán Arenas. Su posición estratigráfica se puede ver en una de las barrancas al sur del cráter el Xalapazco, donde se puede observar que sobreyace a la toba Cuicuiltic.

### **Basaltos Post Xalapazco.**

Se observan únicamente en el fondo del cráter El Xalapazco, siguiendo una morfología de derrame de tipo aa y llenando parcialmente el fondo de la estructura (Figura 4.7a). Se identificaron al menos dos centros en forma cónica, los cuales podrían corresponder a algunas bocas eruptivas (Figura 4.6b).

Dichos derrames son de color gris oscuro, textura afanítica, con poco contenido de fenocristales, mayormente olivino, algunos piroxenos y plagioclasa. Tiene un aspecto escoráceo, con un gran contenido de vesículas (Figura 4.6c).

Dada la posición y distribución de los basaltos, se infiere que estos derrames corresponden a la fase final post-cráter del Xalapazco.

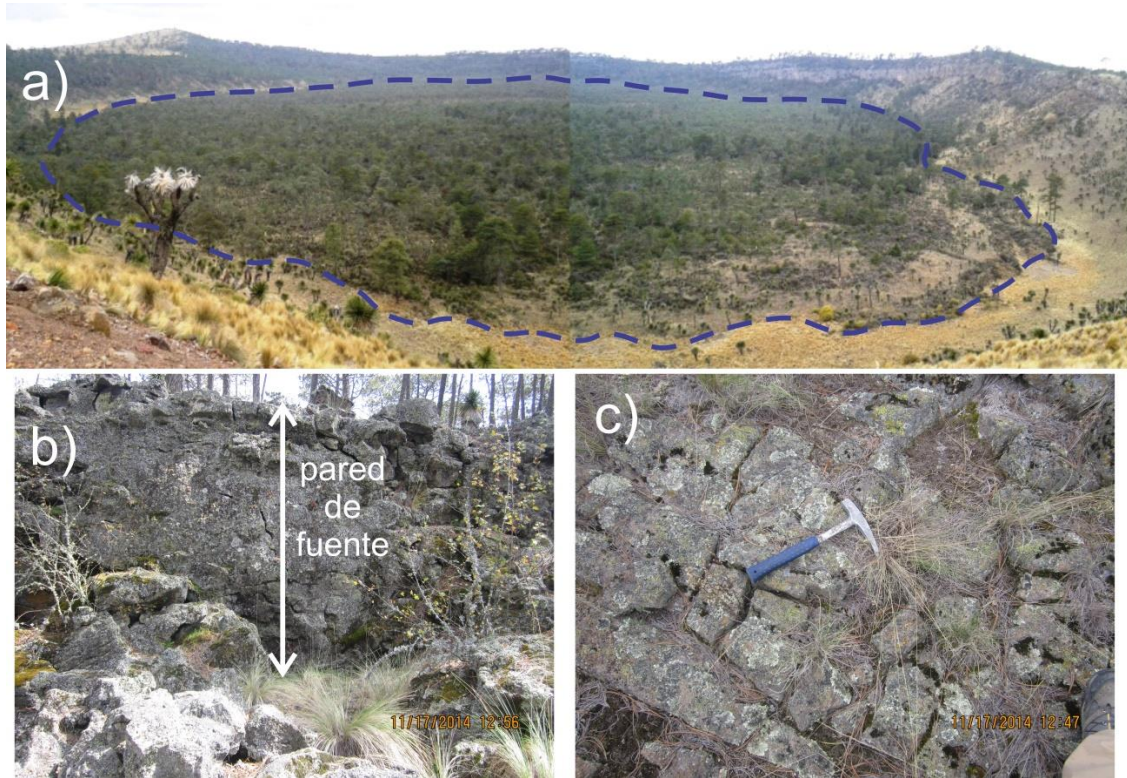


Figura 4.6- Afloramientos de basalto, a) morfología del derrame intra-cráter; b) vista de una de las paredes de las fuentes dentro del cráter; c) juntas de enfriamiento y vesículas del afloramiento.

### **Aluvión y suelo.**

Se observa prácticamente en toda la zona de estudio, principalmente en la zona norte y sur. Su espesor es variable según la zona, pero en general es cercano a 1.5 m. Se compone principalmente de fragmentos de pómez y piroclastos retrabajados, con arcillas y poca materia orgánica.

#### *4.2.- La Toba Llano: estratigrafía, esquema y distribución de litofacies.*

Como ya se mencionó anteriormente, los afloramientos de este depósito sólo fueron observables en barrancas circundantes (aproximadamente a 2 km al cráter) al Xalapazco. Debido a dicha distribución, este trabajo hace énfasis particular en esta secuencia para tratar de dilucidar el posible vínculo entre la toba Llano y la formación del cráter Xalapazco.

Un total de 23 columnas litoestratigráficas fueron levantadas durante la fase de campo, con el fin de profundizar en la distribución del depósito, así como el arreglo de las secuencias piroclásticas que conforman a la toba (Figura 4.7).



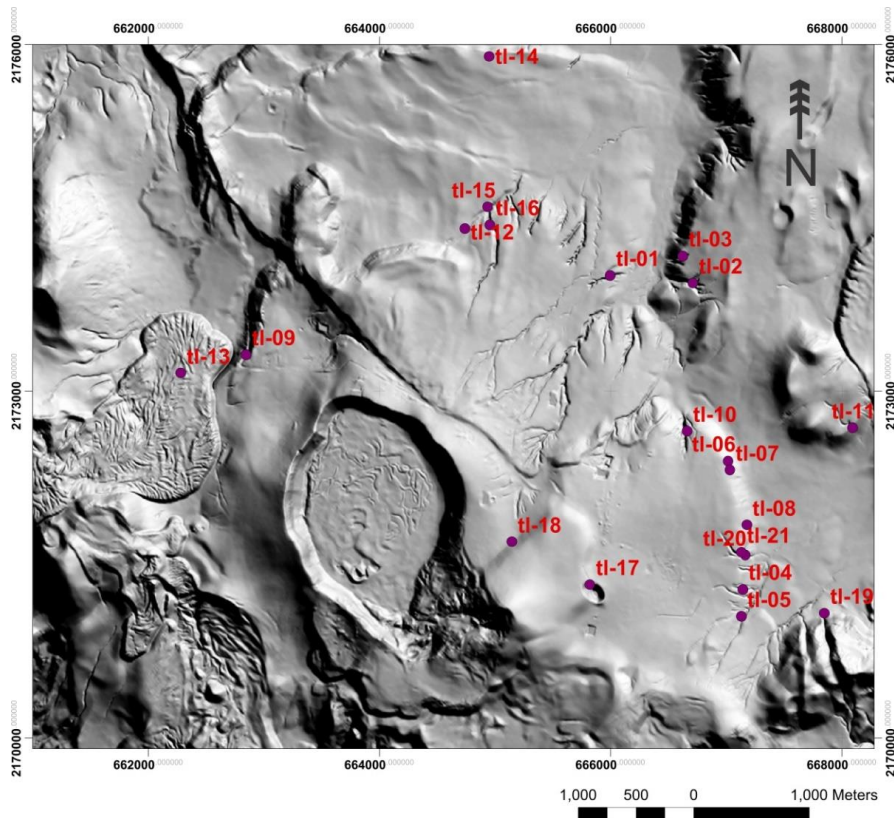


Figura 4.7.- Distribución de las secciones litoestratigráficas levantadas durante la fase de campo. MDE a una resolución de 10 m facilitado por el Centro de Geociencias de la UNAM, Juriquilla, Qro.

#### 4.3.- Terminología, nomenclatura y descripción de litofacies de la Toba Llano.

Las descripciones presentadas en este trabajo, son meramente referentes al carácter físico de las litofacies, basadas en estructuras sedimentarias, granulometría, componentes líticos presentes, entre otras características, y no con implicaciones genéticas. Para dicha descripción, se tomaron como guía las metodologías de Branney y Kokelaar (2002; Tabla 4.1); Brown et al. (2007); Smith y Kokelaar (2013) y Kim et al. (2014). La nomenclatura para reportar granulometrías y componentes utilizada en este estudio es la propuesta por Cas et al. (2008) para depósitos volcánicos.

Mediante la fase de campo, se pudieron identificar 10 litofacies predominantes (tabla 4.1), en dos de las cuales no se logró identificarlas en más localidades, por lo que su continuidad lateral fue escasa, por tanto se infieren como ajenas (Figura 4.9). A continuación se describen las características de cada litofacies a manera general.

<b>Codigo de litofacies</b>	<b>Descripción de litofacies</b>	<b>Distribución</b>	<b>Interpretación</b>
mBr-Lv	Depósito rojizo, clasto soportado (10-15% matriz), del tamaño de lapilli grueso a bloques. Clastos con textura fluidal y corteza de pan. En algunas secciones se encontraron clastos imbricados	En las zonas NNE-SE de los alrededores del cráter	Autobrecha superior de Lavas Xalapazco
mPAgl	Capa gris oscuro de pomez escoracea color gris, del tamaño de lapilli grueso. Poco contenido de líticos rojizos y vítreos	NNE-E del lóbulo circundante	Depósito de pómez escoracea asociado a un flujo de escorias
mPLt	Depósito de pómez color gris claro, masivo, con estratificación paralela. Granulometría del tamaño de lapilli. Presenta gradación inversa a la base y poco contenido de líticos rojizos y vítreos.	E-SE del área de estudio, y en el cráter de Maztloya	secuencia interfiriendo a la toba Llano
l-mLT	Depósito masivo color café, del tamaño de lapilli grueso-bloques, clasto soportado (5-10% matriz). Contiene material vítreo, pómez e intrusivo. Los clastos vítreos presentan estructura de corteza de pan.	En el márgen E del área de estudio	secuencia interfiriendo a la toba Llano
l-dsLT	Intercalaciones de lapilli-ceniza gruesa. Estratificación difusa, gradación inversa y clastos imbricados. A la cima presenta laminación cruzada.	Alrededores del cráter	Asociado a una corriente piroclástica de densidad con alto contenido de líticos. Generalmente la presencia de clastos imbricados indican procesos de aceleración, o cambios en el régimen de flujo.
dsPT	Depósito de pómez subredondeadas, clastosoportadas, con poco contenido de clastos vítreos y estratificación difusa	En las zonas NNE-SE de los alrededores del cráter	El hecho de no tener matriz, la subredondeadas y la estratificación difusa podrían ser indicadores de que este depósito se emplazó a manera de caída
xsLT-Br	Depósito del tamaño de lapilli, rico en líticos. Laminación difusa a la base y cruzada a la cima. Presenta lentes de material de salpicadura a la base	Alrededores del cráter	Ligado genéticamente a una CPD de alta energía. La laminación cruzada indica procesos de cambio en el régimen de flujo a uno de mayor velocidad, el cual da inicio con la explosión de un flujo de alta energía.
mLbr	Brecha rica en líticos, soportada en matriz (30%). Fallas afectando al depósito, clastos imbricados, pipas de degasificación y estructuras de hojuelas en algunos clastos. En varios afloramientos se observó alteración hidrotermal.	Alrededores del cráter	Generalmente las brechas ricas en líticos están asociadas con eventos altamente explosivos (destrucción de edificios, colapsos, etc.). Además de ser producto de una fase de CDP de alta energía (clastos imbricados) también fue una corriente de alta temperatura (pipas y hojuelas), la cual ayudó al comportamiento plástico (fallas).
mAgl	Aglomerado masivo, clasto soportado (5-10% matriz). Rico en material vítreo, pómez y salpicaduras. Tamaño de lapilli grueso a bloques. El contacto con mLbr es acuñaado	NNE-E del lóbulo circundante	Depósito de pómez escoracea asociado a un flujo de escorias subsecuente a la erupción de brecha lítica. Probablemente esté asociada a eventos finales del vaciado de la cámara magmática.
dsLT-mLT	Depósito café, soportado en matriz (40-45%). Laminación difusa, gradación inversa (no en todos los afloramientos) y clastos del tamaño de lapilli-ceniza gruesa	Alrededores del cráter	Se asocia este depósito a la parte final explosiva de un posible vaciado final de los residuos de la cámara magmática. La poca exposición de estratificación difusa y su comportamiento masivo, hacen alusión a un posible régimen granular de menor energía.

Tabla 4.1.- Tabla general de códigos, descripción, distribución e interpretación de litofacies

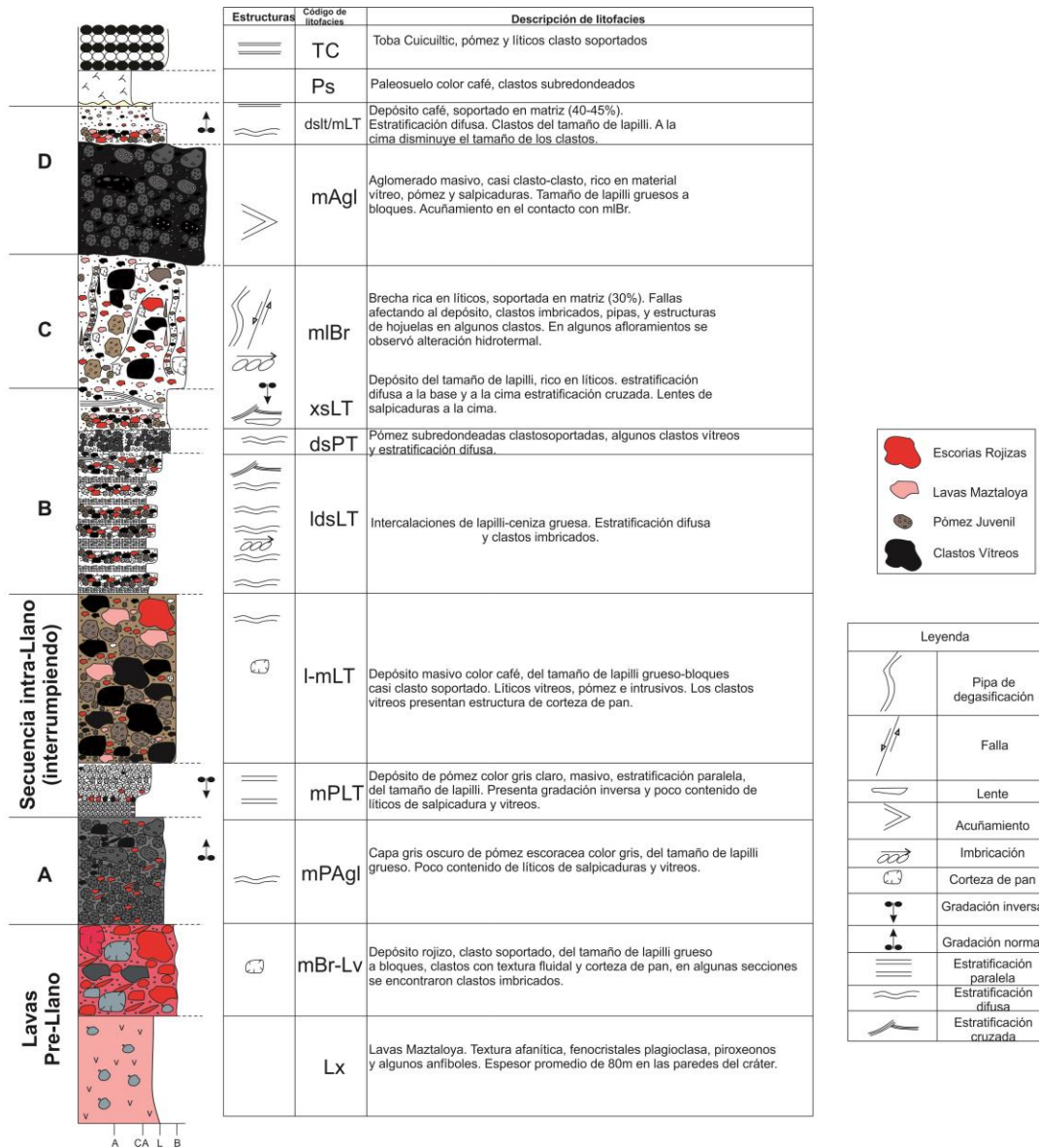


Figura 4.9.- Columna compuesta (GVS) de las litofacies que componen a la Toba Llano.

## Brecha masiva o aglomerado de lavas Xalapazco (mBr-Lv)

### Descripción

Depósito masivo, rojizo brechoide, clasto soportado (menor a 10% de matriz en algunas secciones), del tamaño de lapilli grueso a bloques, con espesores de hasta 2.5 m. Monolitológica, los clastos presentan textura fluidal y afanítica, con algunos fenocristales principalmente de plagioclasa, piroxeno y fragmentos con corteza de pan. También se encontraron clastos asimilados dentro de algunos

bloques de este depósito, y en algunas secciones se observaron clastos imbricados.

Su distribución espacial está restringida mayormente a la parte NNE-E del cráter, formando el lóbulo circundante al Xalapazco, se cree que puede estar presente también en la parte noroccidental del área de estudio (sin aflorar u observarse en barrancas). Estratigráficamente, se encuentra sobreyaciendo a las lavas Maztaloya.

En esta litofacies, el componente predominante son los clastos de lavas rosáceas (42.10%) seguido de algunas pómez escoraceas rojizas (29.88%), líticos alterados (6.21%), clastos andesíticos (5.78%), pómez juvenil subredondeada (5.58%), cristales (4.97%), clastos vítreos (2.76%) y líticos blancos (2.69%). A grandes rasgos se trata de un depósito polimodal, mal seleccionado, con granulometría de bloques a lapilli grueso (Figura 4.10).

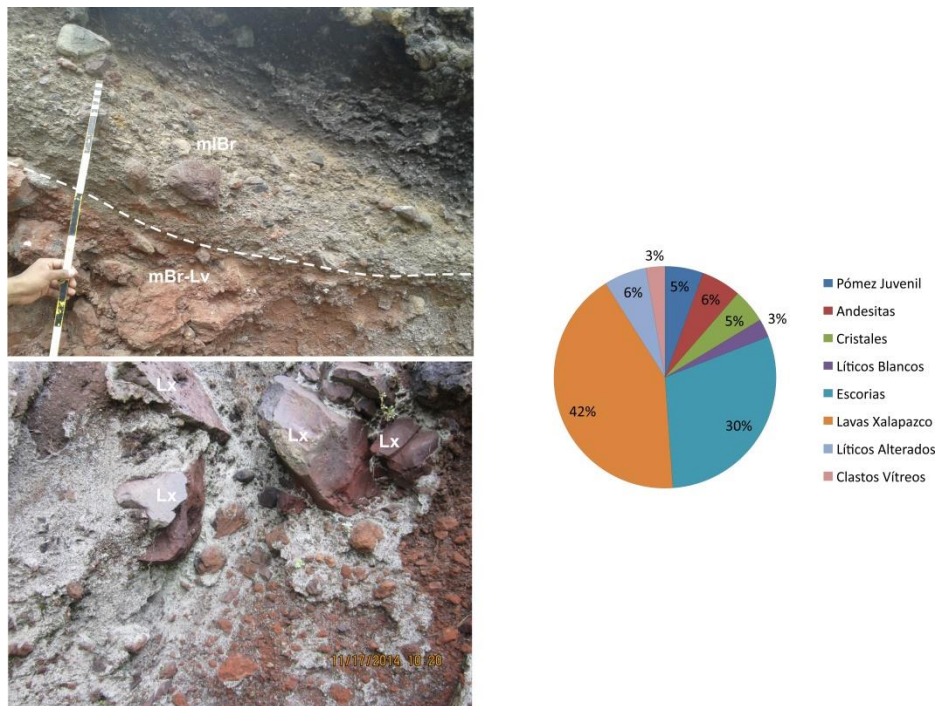


Figura 4.10.- Componentes de la litofacies de autobrecha (mBr-Lv). Nótese la gran cantidad de material de las paredes del cráter, y la casi nula cantidad de matriz.

*Interpretación.*

La mayoría de los clastos de este depósito constan de lavas rosáceas tipo andesíticas, la poca presencia de matriz, el predominio de una misma litología, además del aspecto brechoide, hace suponer que este depósito corresponde a la autobrecha de la parte superior del flujo de lavas (Lavaz Maztaloja; Figura 4.11).

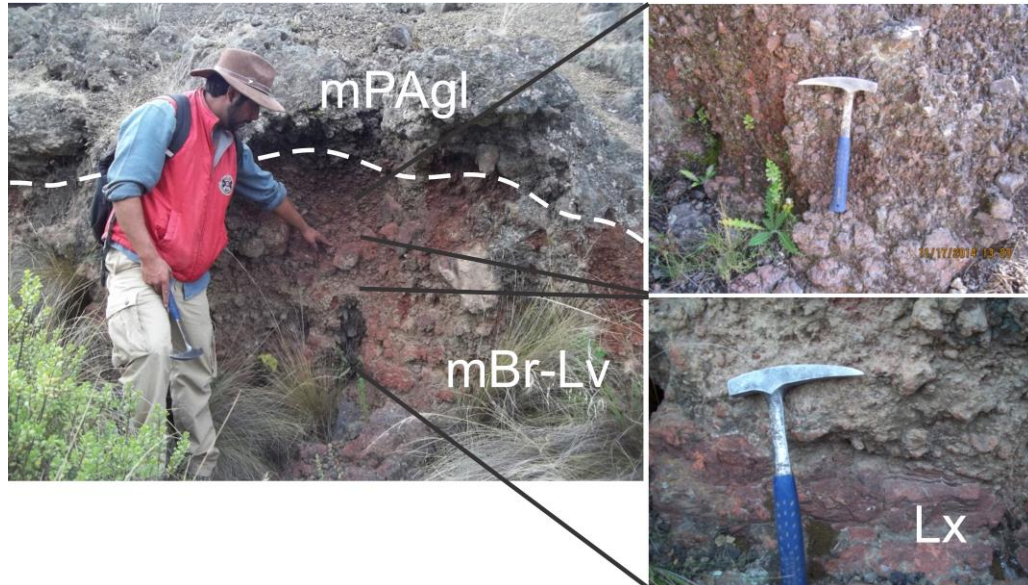


Figura 4.11.- Afloramiento de litofacies mBr-Lv subyaciendo al aglomerado masivo de pómez (mPAgl). Nótese la gran cantidad de clastos de lavas Maztaloja.

### **Depósito aglomerático masivo de pómez vesicular y escorias (mPAgl)**

#### *Descripción*

Capa masiva de pómez vesicular escorácea altamente vesicular, subredondeada, de color gris oscuro, afanítica, con fenocristales de plagioclasa y algunos líticos asimilados, clasto soportada (menor a 10% de matriz). Presenta una granulometría que varía de lapilli a lapilli grueso, y excepcionalmente se presentan algunos bloques (Figura 4.12). El depósito se compone mayormente de principalmente de pómez sub-redondeada (85%), escorias rojizas (15%) y clastos vítreos (5%). Para esta litofacies, únicamente se realizó conteo de componentes en el afloramiento. Su espesor promedio es de hasta 1.7m. Su posición litoestratigráfica es sobreyaciendo a la autobrecha masiva de las lavas Maztaloja (mBr-Lv).

*Interpretación.*

Depósito de pómez vesicular escorácea asociado a un flujo de escorias. La presencia (muy incipiente) de clastos líticos podría interpretarse como la erosión de las paredes de la fuente debido al ascenso de magma que produjo éste flujo (Browne y Gardner, 2004; Smith y Kokelaar; 2013; Pittari et al., 2015). La presencia de gran cantidad de vesículas se podría deber a procesos complejos tanto en la cámara magmática como al momento de ascenso, sin embargo, se puede inferir que dicha vesicularidad tendría lugar de formación debido a la gran cantidad de volátiles en el sistema magmático inicial, así como la velocidad de ascenso (Houghton y Wilson, 1989; Houghton et al., 2010; Rotella et al., 2013).

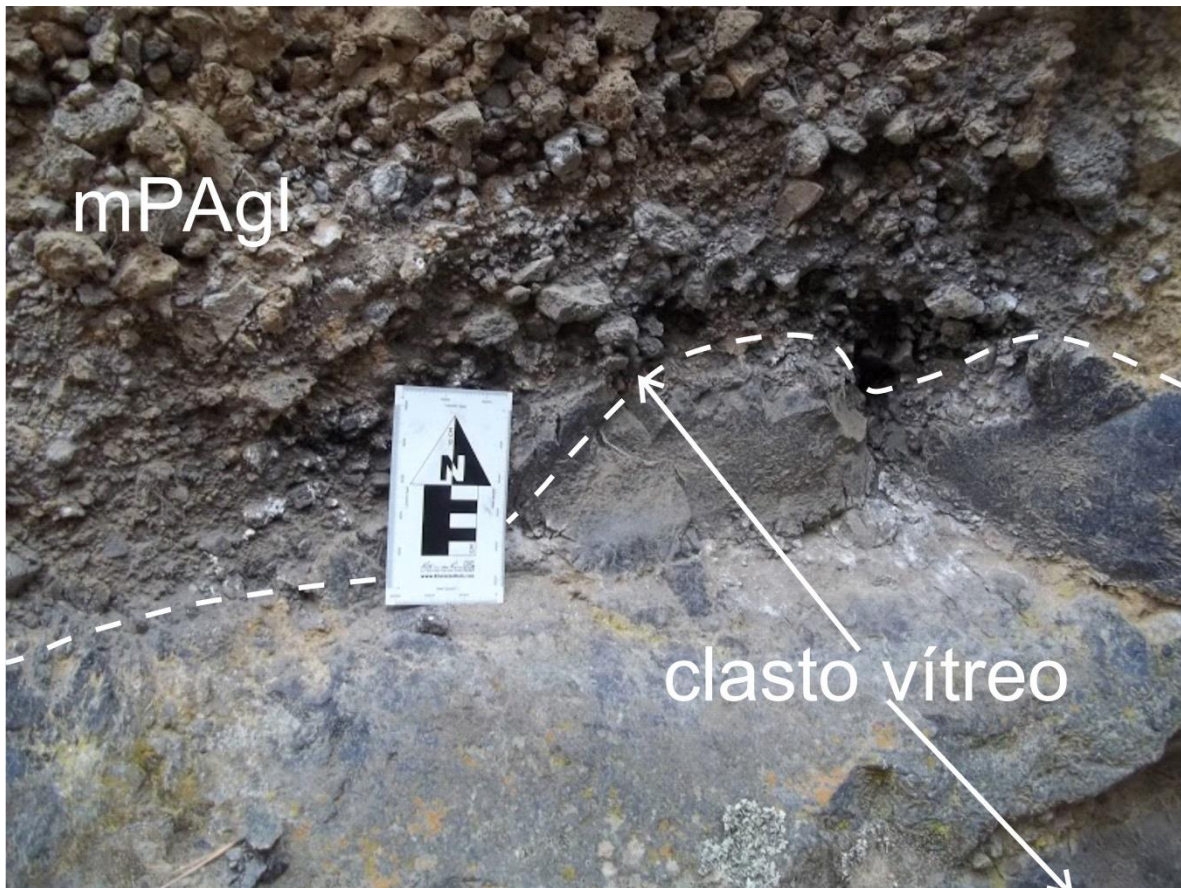


Figura 4.12.- Depósito de pómez aglomerático (mpAgl) con presencia de bloques de clastos vítreos

### **Depósito masivo de pómez clara (mPLT).**

Depósito de pómez color gris claro, sub angular, masivo, clasto-soportado, con estratificación paralela (Figura 4.13). La granulometría dominante es lapilli. Presenta gradación inversa y poco contenido de líticos rojizos y vítreos.

Interpretación.

Debido a la presencia de estratificación, buena selección, la ausencia de matriz, y la estructura en general, se puede pensar que se debe a una secuencia de caída (Walker, 1971). Además de lo anterior, la subangularidad de las pómez hace evidente la ausencia de abrasión por transporte (Smith y Kokelaar, 2013).

Esta unidad sólo fue posible reconocerla en una cárcava que penetra el cráter de Maztaloja, no se observa en otras secciones, es decir, está restringida únicamente a zonas cercanas al cráter Maztaloja. Por lo cual, se puede inferir que esta secuencia no pertenece a la Toba Llano, y representa la interferencia de otro episodio volcánico en esa zona, que corta a las secuencias de dicha toba.



Figura 4.13.- Depósito de pómez clasto soportada, correspondiente a la litofacie intra-Llano (mPLT).

### **Depósito masivo rico en líticos (l-mLT)**

Secuencia masiva color café, del tamaño de lapilli grueso a bloques, poco contenido de matriz (5-10%), de 8m de espesor (Figura 4.14a). Compuesta principalmente por clastos vítreos, pómez gris oscuro, y líticos blancos de apariencia extrusiva. Los líticos vítreos presentan estructura de corteza de pan (Figura 4.14b).

*Interpretación.*

Al igual que la secuencia anterior, éste depósito sólo se pudo observar en un área muy restringida (en una sola sección), al E de la zona de estudio. Por tanto se infiere que tampoco pertenece a la toba Llano. Se encuentra sobreyaciendo a mLT y subyaciendo a la litofacie dsLT.

La gran cantidad de líticos presentes pudiera estar ligada a una erupción con un ascenso violento que erosionó las paredes de la fuente (Pittari et al., 2015). Además, la presencia de textura de corteza de pan, sugieren un enfriamiento brusco que pudo asociado a la incorporación de agua.

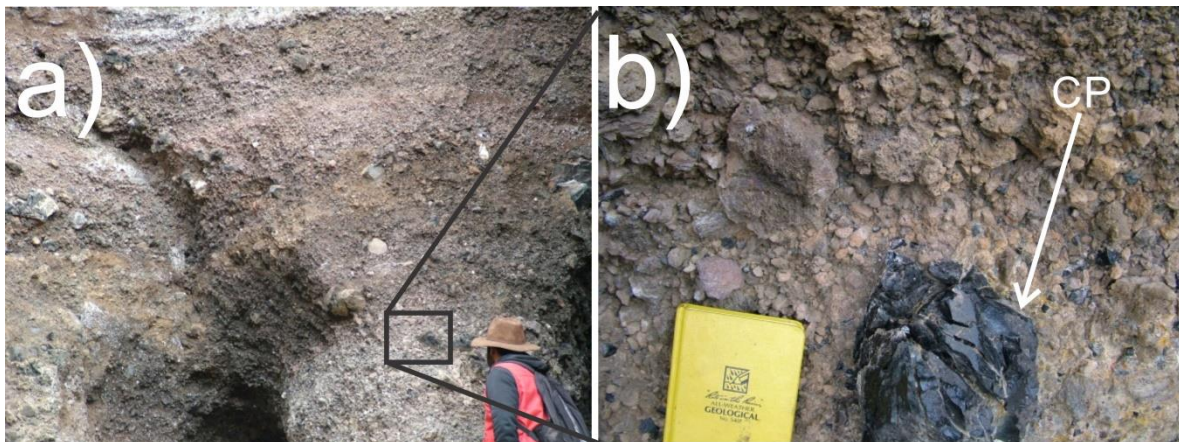


Figura 4.14.- Afloramiento de la litofacie ImLT; a) vista panorámica del depósito; b) acercamiento a la secuencia en donde se puede apreciar estructuras de corteza de pan (CP) y la gran cantidad de líticos presentes.

### **Depósito de lapilli rico en líticos con estratificación difusa (I-dsLT)**

Intercalaciones de lapilli-ceniza gruesa, soportadas por matriz del tamaño de ceniza (20-35%) color café claro. Tiene un alto contenido de líticos de lava rosácea, vítreos y pómez. Presenta estratificación difusa (Figura 4.15a), gradación inversa y clastos imbricados (Figura 4.15b). A la cima se observa laminación cruzada.

*Interpretación.*



Asociado directamente con una CPD rica en líticos debido a la erosión de las paredes de la fuente. La presencia de clastos imbricados, podría indicar la gran cantidad de energía y el régimen granular al que se vio sometido el flujo, el cual pudo tener procesos de *kinetic sieving/kinematic squeezing* (asociados con la gradación inversa; Le Roux, 2003; Schwarzkopf et al., 2005; Lube et al., 2007; Sulpizio et al., 2007, 2010).

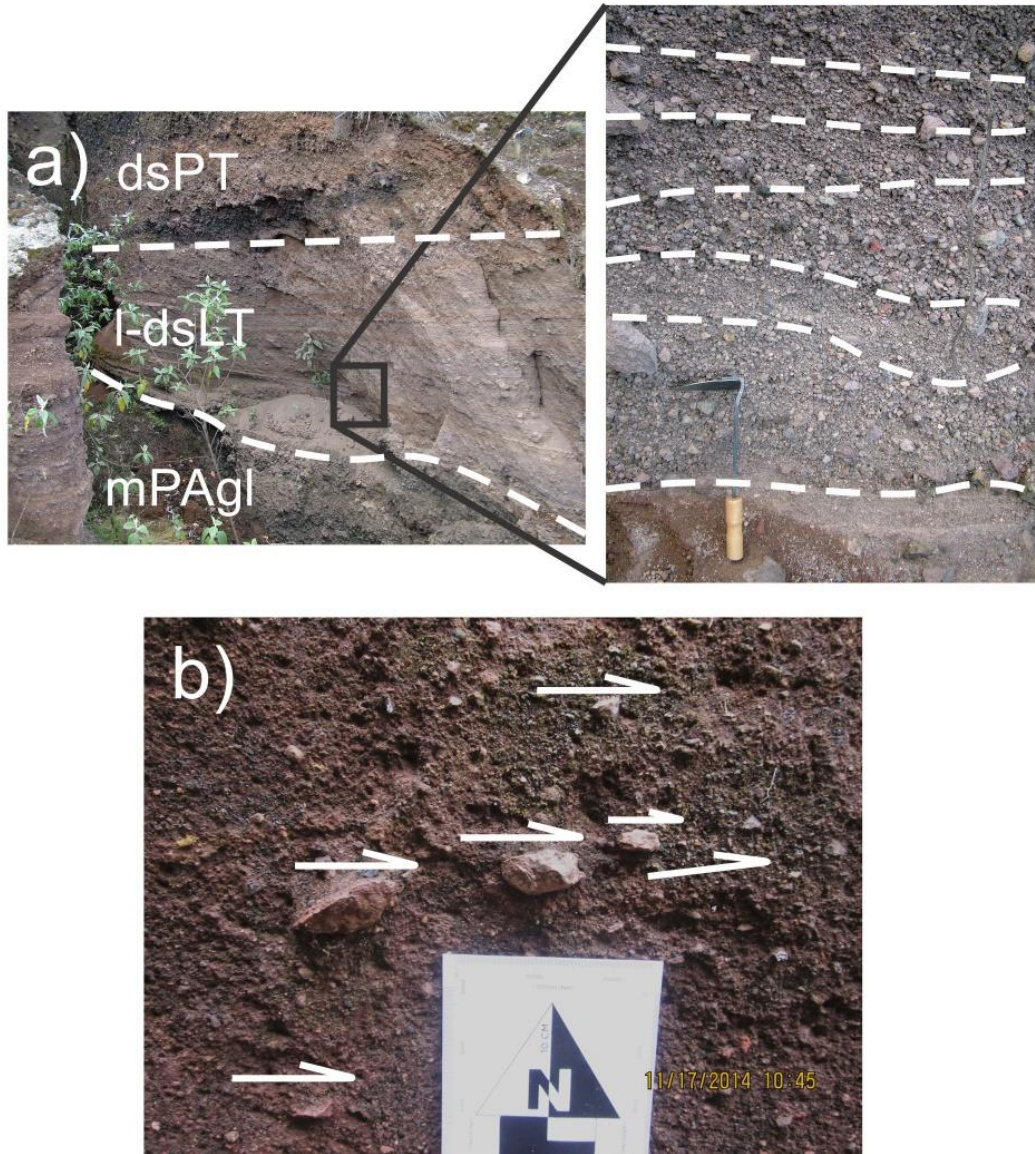


Figura 4.15.- Fotografía en el interior del cráter Maztaloja de algunas características de la litofacies dsLT; a) afloramiento mostrando estratificación difusa y posición estratigráfica de dicha litofacies, las líneas punteadas resaltan la laminación del depósito; b) clastos imbricados indicando la dirección de paleocorriente (marcadas con flechas).

Este depósito se compone principalmente de pómez juvenil (35.81%), líticos alterados (14.5%), cristales (13.63%), andesitas (9.56%), escorias rojizas (8.65%), Lavas rosáceas (7.48%), líticos blancos (6.85%) y clastos vítreos (3.86%). Los histogramas granulométricos de esta facie son de tipo polimodal, mal seleccionadas (1.4 a 2.6  $\Phi$ ), con modas entre -1.5 y 1.9 $\Phi$  (Figura 4.16). Los valores de fragmentación (F1) para esta litofacies, varían entre 23-48%.

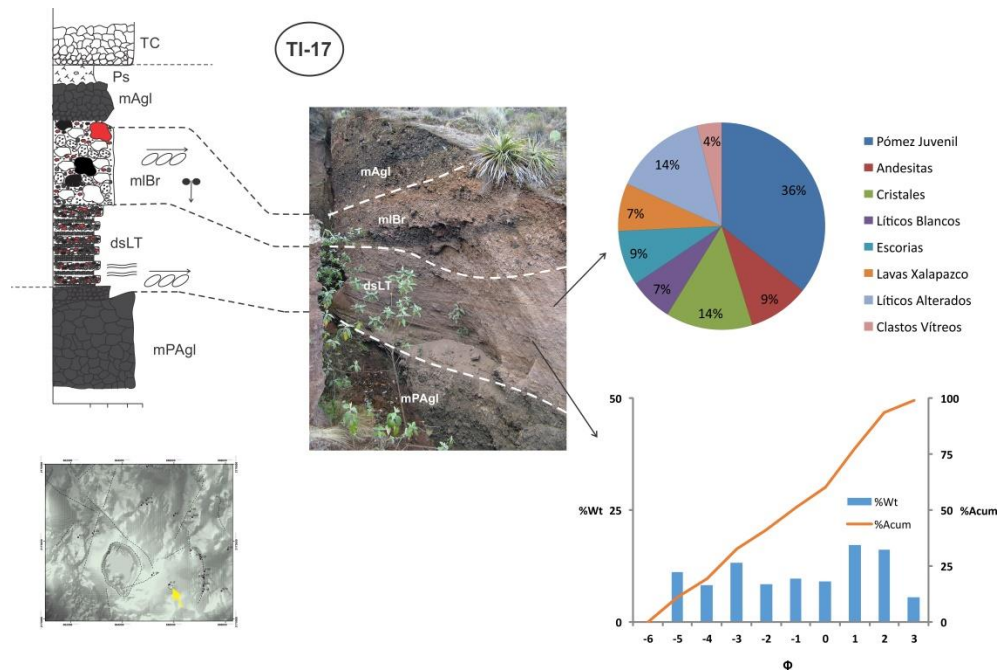


Figura 4.16.- Granulometría y componentes de la litofacies dsLT en la sección litoestratigráfica 17.

### Toba de pómez con estratificación difusa (dsPT)

Depósito de pómez gris oscuras, subredondeadas, del tamaño de lapilli-lapilli grueso, clasto-soportadas, con muy poco contenido de clastos vítreos y lavas Xalapazco. Presenta estratificación difusa (Figura 4.15). Predominantemente compuesta de pómez juvenil (64.2%), cristales (12.16%), escoria rojiza (6.6%), líticos alterados (6.21%), andesitas (5.75%), lavas rosáceas (5.58%), clastos vítreos (2.76%), y líticos blancos (2.69%). Su distribución granulométrica es unimodal (-0.97 $\Phi$ ), poco seleccionada (1.13 $\Phi$ ; Figura 4.17). Los valores de fragmentación F1 calculados para esta litofacie son de 28%.

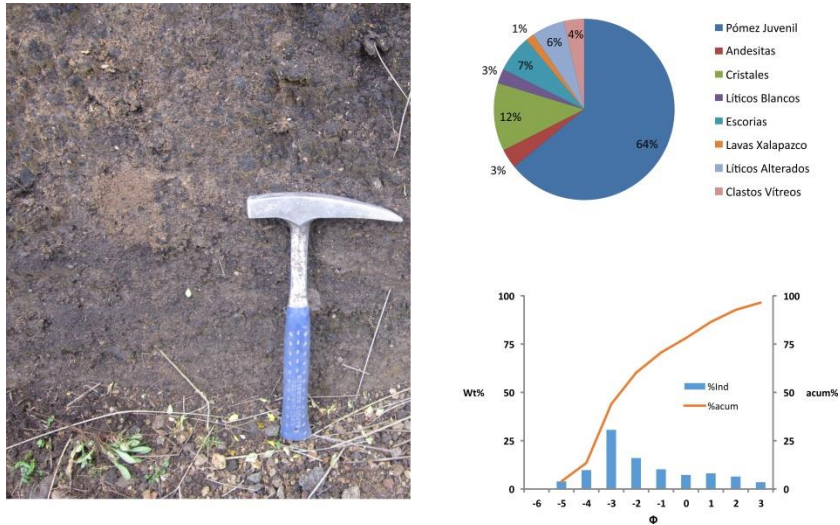


Figura 4.17.- Depósito de pómez (dsPLT) y sus respectivos valores de componentes e histograma representativo.

### *Interpretación.*

Éste depósito fue posible observarlo sólo en secciones al E de la zona de estudio, en zonas distales al cráter. Su posición litoestratigráfica se encuentra entre las litofacies I-dsLT (sobreyaciendo) y I-xsLT (subyaciendo).

El hecho de no tener matriz, buena selección y la estratificación difusa podrían ser indicadores de que este depósito se emplazó a manera de caída, sin embargo, la subredondez agrega cierta incertidumbre, ya que comúnmente, este tipo de deposición involucra formas subangulares (Walker, 1971; Smith y Kokelaar, 2013).

### **Depósito de lapilli rico en líticos con estratificación cruzada (I-xsLT).**

Depósito del tamaño de lapilli de color café claro, rico en líticos. Presenta laminación difusa a la base y cruzada a la cima (Figura 4.18a). Se observan lentes de líticos rojizos y lavas rosáceas a la base. Su contenido de matriz es de aproximadamente 30-35%. Además, el depósito tiene algunas estructuras de posibles rizaduras cortadas (4.18b y c) y clastos imbricados (Figura 4.18d).

### *Interpretación.*

Al igual que la litofacies anterior, ésta secuencia se observó sólo en la porción E-NE del área de estudio. Sobreyaciendo a la facies dsPT y subyaciendo a una

brecha lítica y en algunas secciones a un depósito masivo del tamaño de lapilli (mLT; Figura 4.16b).

La presencia de laminación cruzada indica procesos de cambio en el régimen de flujo (mayor turbulencia; Leeder, 1982). A su vez, la alta concentración de líticos se podría explicar probablemente a un incremento en el aporte de material de la fuente, ya sea por cambios en el ascenso y velocidad del magma que erosiona mucho más las paredes, o bien por comienzo de destrucción de alguna estructura asociada a la CPD (Smith y Kokelaar, 2013; Brown et al., 2010; Kim et al., 2014; Pimentel et al., 2015). Está compuesta de pómez (29.2%), líticos alterados (20.8%), andesitas (10.64%), cristales (10.43%), líticos blancos (9.64%), escorias rojizas (6.8%) y clastos vítreos (2.9%). Los histogramas muestran una distribución polimodal, con medias desde 0 hasta  $-0.5\Phi$ , mal seleccionada ( $1.8$  a  $1.9\Phi$ ; Figura 4.19). Los valores de fragmentación F1 de esta litofacies, varían entre 61.1 a 63.1%.

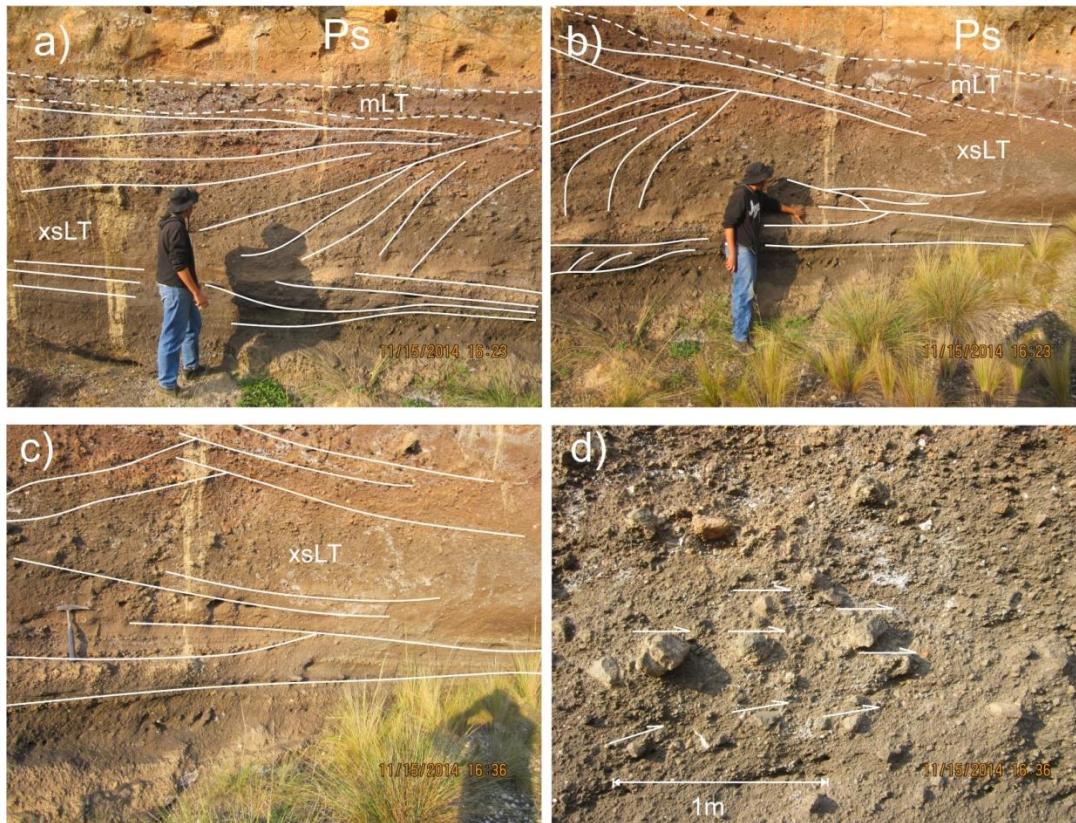


Figura 4.18.- Fotografías de la litofacies xsLT; a) se observa la laminación cruzada y algunas estructuras cortándose entre sí; b) xsLT subyaciendo a mLT en forma acuñada, también se observan estructuras cruzadas y cortadas; c) rizaduras incompletas a lo largo del depósito; d) clastos imbricados indicando la dirección de paleocorrientes del depósito.

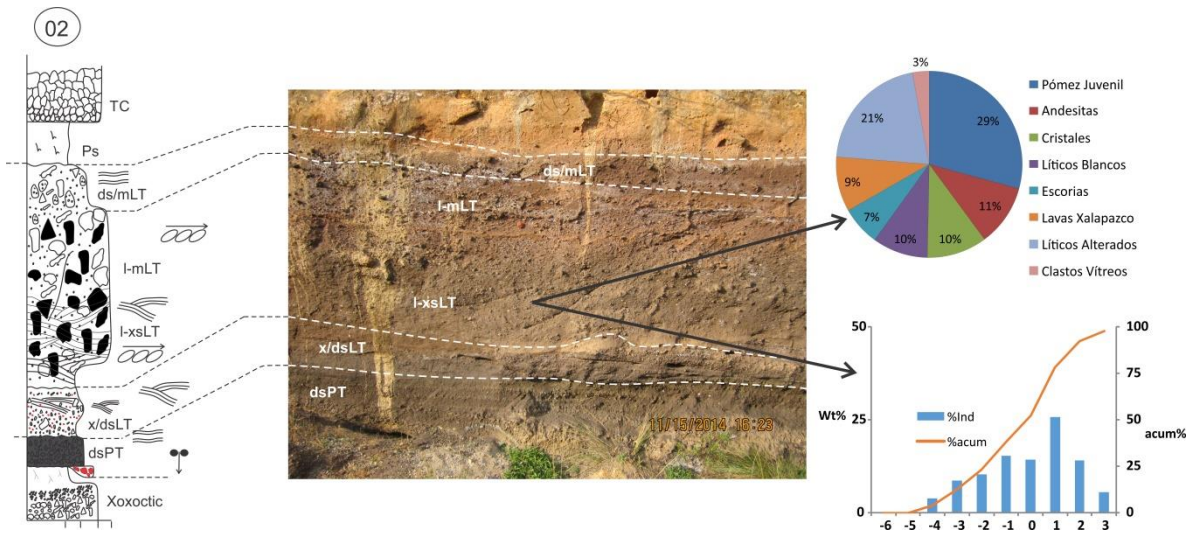


Figura 4.19.- Fotografía de xsLT con su interpretación (izquierda), porcentaje de componentes e Histograma representativo de la litofacies xsLT

### Brecha lítica (mlBr).

Brecha masiva, café clara, con tonalidades rojizas y pardas, rica en líticos, soportada en matriz del tamaño de ceniza (30%), con clastos que varían en tamaño, desde lapilli grueso hasta bloques (Figura 4.20a). Gradación inversa y selección pobre.

Éste depósito está afectado por fallas, además se observan clastos imbricados, tubos de desgasificación (Figura 4.20b). También fue posible reconocer en la mayoría de los afloramientos de esta secuencia, alteración de tipo hidrotermal (sericita-caolinita-oxidación; Figura 4.20c) estructuras de tipo hojuela (*flake structure*) en algunos clastos y escasa pómez bandeada (Figura 4.20d). Se compone principalmente de clastos líticos alterados (30.9%), pómez (18.5%), lavas Maztaloya (13.48%), andesitas (13.29%), cristales (7.81%), líticos blancos (7.3%), escorias rojizas (5.73%), y clastos vítreos (2.85%; Figura 4.21). Su distribución granulométrica es polimodal, mal seleccionada ( $1.79\Phi$ ) y con valores de fragmentación (F1) de 41.16%.

Se encuentra prácticamente en los alrededores del cráter El Xalapazco, aunque sólo es posible observar afloramientos de esta litofacies en zonas distales a dicha estructura, principalmente en barrancas altamente erosionadas. Su posición litoestratigráfica se encuentra entre l-dsLT/xsLT y mAgl/mLt.

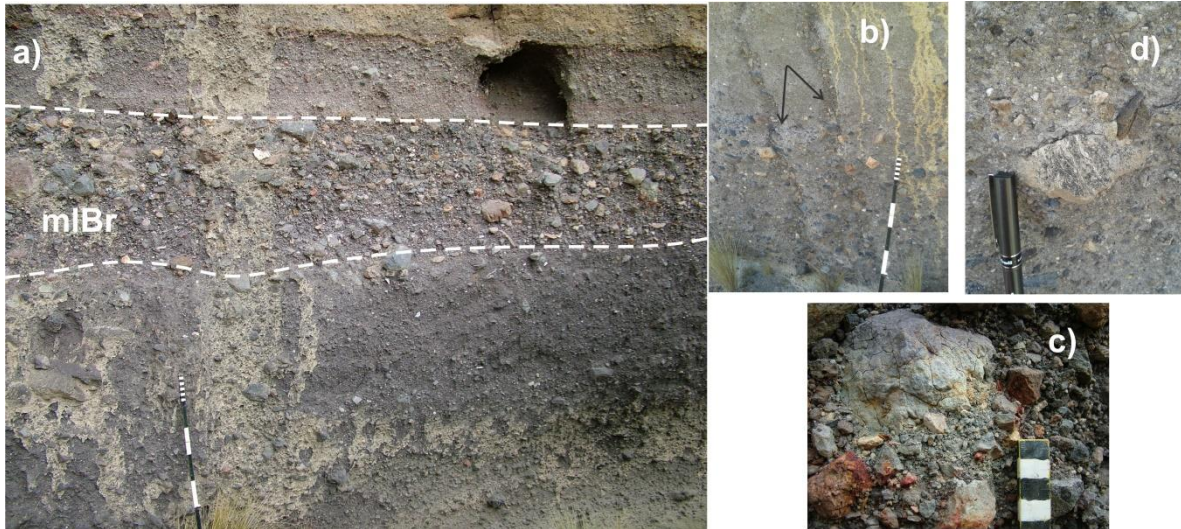


Figura 4.20.- Afloramientos de mIBr, a) Depósito de brecha lítica en contacto gradacional con otras litofacies; b) Tubos de degasificación; c) clastos alterados hidrotermalmente; d) pómez bandeada observada en algunos depósitos de la litofacies.

### *Interpretación.*

Asociada con una CPD de alta energía y temperatura, además, la alteración indica que su formación podría estar ligada directamente con un sistema geotermal. Aparte de ser un producto de una fase de CPD de alta energía (clastos imbricados), también fue una corriente de muy alta temperatura, por lo cual dejó remanentes como los tubos de elutriación y las estructuras de hojuela (Branney y Kokelaar, 2002; Kim et al., 2014; Pittari et al., 2015). Por otro lado, la presencia de fallamiento es muy difícil explicarla, ya que el contexto vulcanotectónico de la zona es bastante complejo (Norini et al., 2015), sin embargo, dado que las litofacies subyacentes e incluso algunas suprayacentes (sólo de la Toba Llano) carecen de fallamiento, se puede pensar que dicho fallamiento es producto del comportamiento plástico de esta litofacies (por las altas temperaturas).

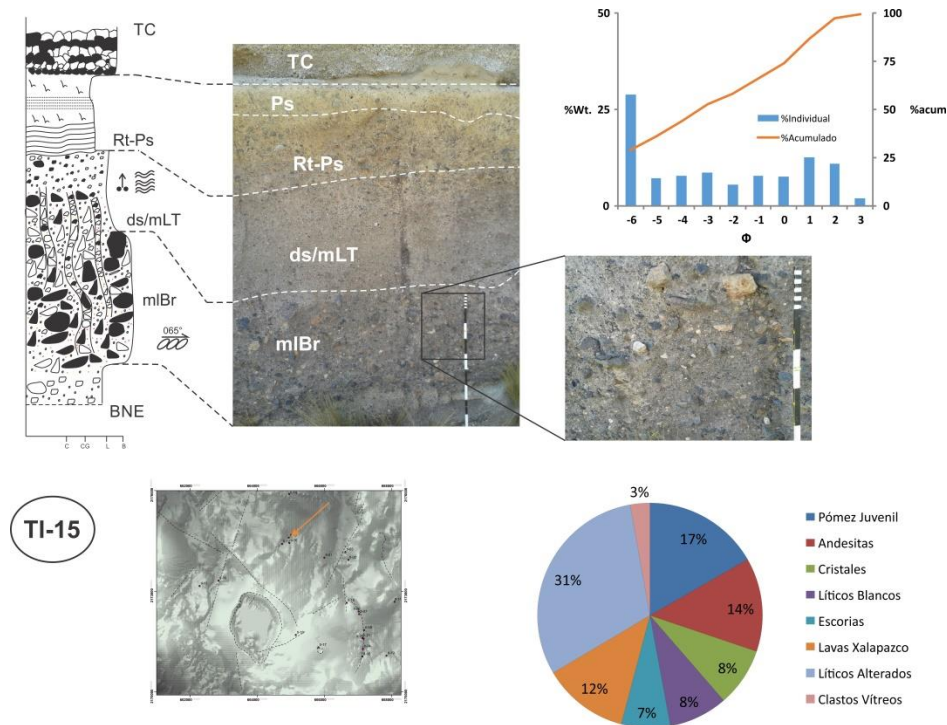


Figura 4.21.- Granulometría y componentes pertenecientes a la litofacie mIBr en la sección litoestratigráfica número 15.

### Aglomerado masivo (mAgI).

Aglomerado masivo, color gris oscuro, con clastos del tamaño de lapilli grueso-bloques, clasto soportado (5-10% de matriz). Rico en clastos vítreos, pómez y escorias rojizas.

El contacto con unidades subyacentes es angular, y tiende a acuñarse distalmente (Figura 4.22).

Se encuentra principalmente en zonas NNE del área de estudio, sobreyaciendo a la litofacies mIBr (discordantemente) y a subyaciendo a mLT de manera concordante (Figura 4.22).

#### *Interpretación.*

Se interpretó ésta litofacie como un depósito de pómez vesicular escorácea asociado a un flujo de escorias subsecuente a la erupción de la brecha lítica (mIBr). Probablemente esté ligada a eventos finales de vaciado de cámara magmática (Branney y Kokelaar, 2002).



Figura 4.22.- Aglomerado masivo compuesto principalmente de pómez escorácea. Se encuentra subyaciendo en forma angular a la litofacie mI Br.

### Depósito masivo de lapilli

Depósito masivo, café, del tamaño de lapilli-lapilli grueso, soportado en matriz (40-45%). En pocos afloramientos presenta laminación difusa a la base y gradación inversa. Está compuesta predominantemente por pómez juvenil, con algunos clastos líticos. En algunas secciones fue posible observar clastos imbricados y tubos de degasificación (Figura 4.23). Aunque este depósito es pobre en clastos y mayormente matriz, se observaron litologías de pómez (32.81%), escorias rojizas (19.29%), líticos alterados (12.75%), andesitas (8.33%), cristales (8.23%), clastos vítreos (6.6%) y líticos blancos (5.8%). Tiene una distribución polimodal y es mal seleccionada ( $2.166\Phi$ ; Figura 4.24). Esta litofacies es la más fragmentada, con valores de hasta 72%.



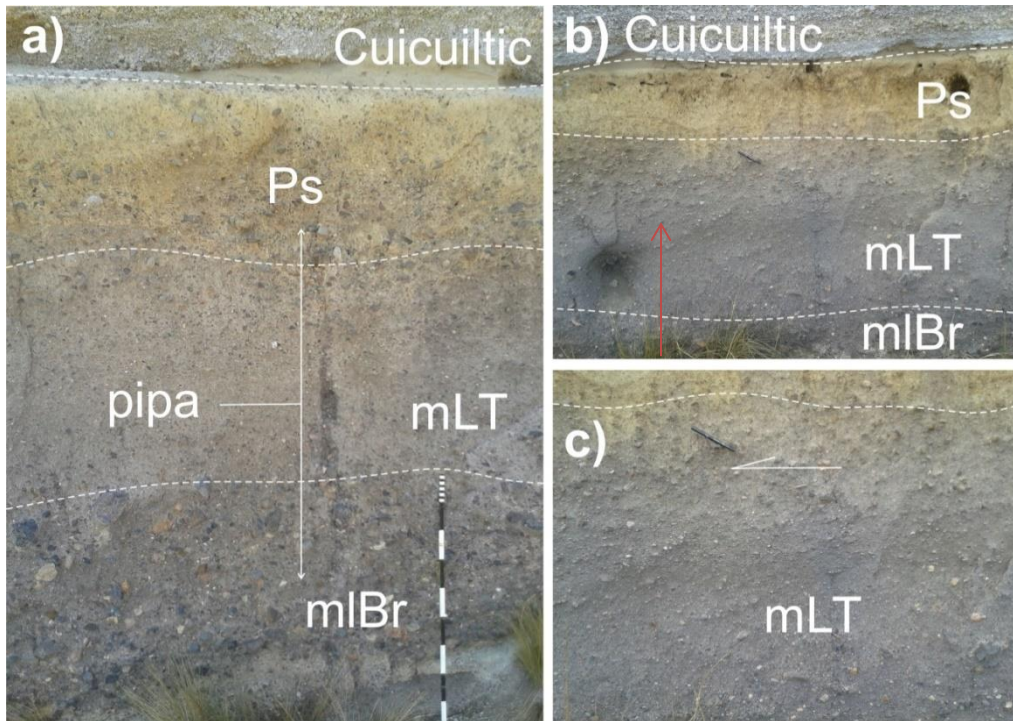


Figura 4.18.- Afloramientos de mLT; a) depósito con poca cantidad de líticos sobreyaciendo gradualmente a la litofacie mlBr (nótese como ambas litofacies presentan tubos de degasificación); b) vista general que muestra la gradación inversa del depósito (línea roja); y c) clastos imbricados a la cima del depósito

Su distribución se encuentra prácticamente en todo el lóbulo circundante al cráter Xalapazco. Su posición estratigráfica se encuentra entre la facie de brecha lítica (mlBr, sobreyaciendo) y subyaciendo al paleosuelo entre Llano y Cuicuiltic.

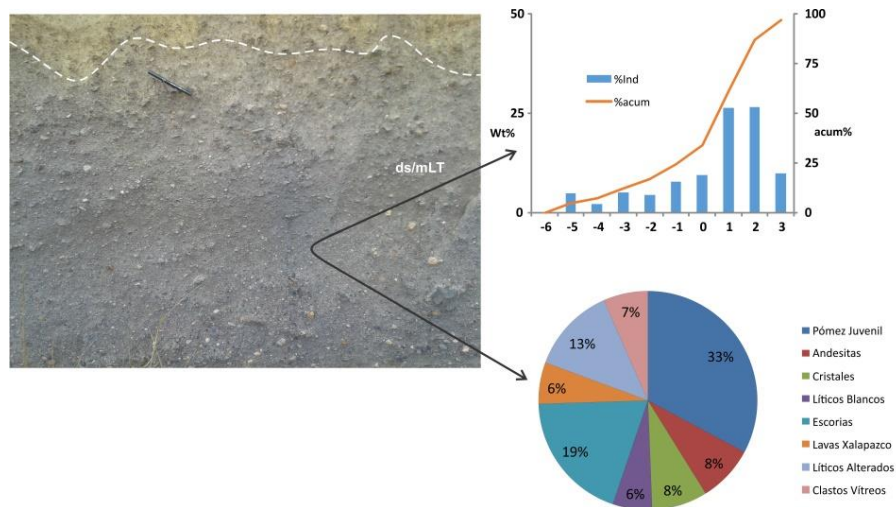


Figura 4.24.- Histograma y diagrama de pay de los análisis granulométricos y de componentes (respectivamente) de la litofacie ds/mLT.

Interpretación.

Asociado con una corriente piroclástica de densidad que podría corresponder al vaciado final de los residuos de la cámara magmática. La poca exposición de estratificación difusa, así como la estructura masiva del depósito hacen alusión a un posible régimen granular de baja energía y velocidad (Leeder, 1982; Kim et al., 2014).

#### *4.4- Distribución espacial de litofacies.*

Como ya se ha mencionado en capítulos anteriores, la depositación y emplazamiento de la toba Llano, parece obedecer y/o reflejar un rasgo topográfico en los alrededores del cráter del Xalapazco (Figura 4.1; 4.7). La hipótesis, por tanto, es que el lóbulo está formado por lavas de un antiguo edificio volcánico, y que a su vez, sirvió para el emplazamiento de la toba Llano.

Con el fin de obtener datos de la distribución espacial del depósito, se realizó una correlación lateral de los depósitos (secciones de correlación lateral), siguiendo el esquema de arquitectura de facies en depósitos de ignimbritas (ej.: Allen, 2005; Branney y Kokelaar, 2002; Smith y Kokelaar, 2013; Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014; Kokelaar et al., 2007; Firth et al., 2014; Kim et al., 2014; Fusillo et al., 2015; Pimentel et al., 2015), y usando como base el principio de correlación de facies de Walther (1984). Las direcciones de las líneas de correlación se trazaron tratando de delimitar los límites del lóbulo y de proximal a distal con respecto al cráter.

La primera sección, con dirección W-NNW sobre la traza del lóbulo (Figura 4.25), muestra como incluso en zonas proximales al cráter (log 13) existe la presencia de la brecha lítica, sin embargo, no es tan relevante (en espesor) como otras litofacies. Por otro lado, se puede observar la correlación lateral hacia zonas distales, tanto de la litofacie de brecha lítica (mlBr) como de ds/mL<sub>T</sub> sobreyacente.

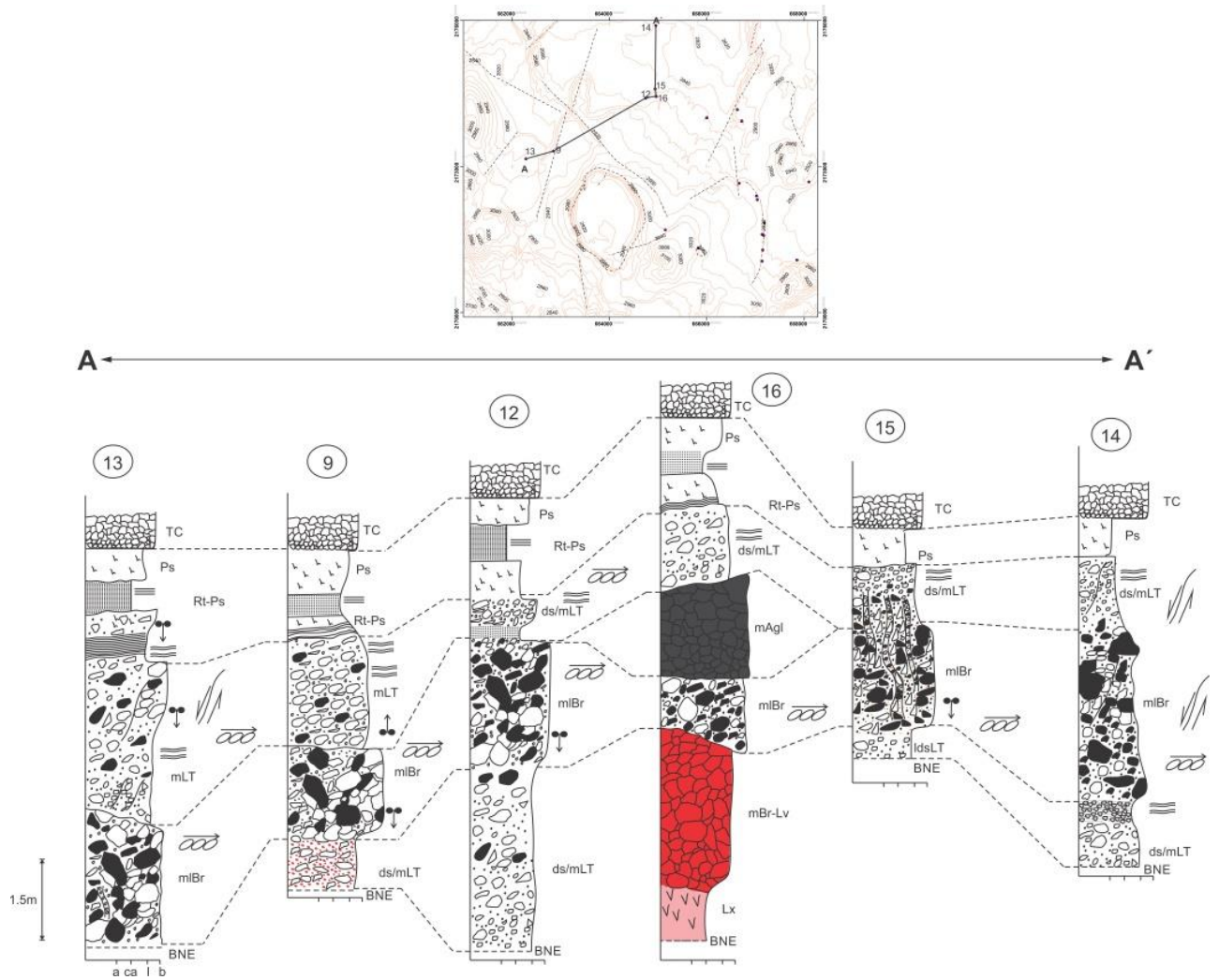


Figura 4.25.- Sección de correlación A-A' mostrando la distribución de litofacies en la porción W-NNW del lóbulo. La línea sólida en el mapa indica la dirección de la traza de sección.

Una segunda sección trazada con dirección NNE-E (Figura 4.26) también hace ver que la litofacies de brecha lítica predomina en zonas distales al cráter, mientras que en el centro del lóbulo la litofacies de mayor importancia es la toba de lapilli masiva y estratificada (ds/mLT).

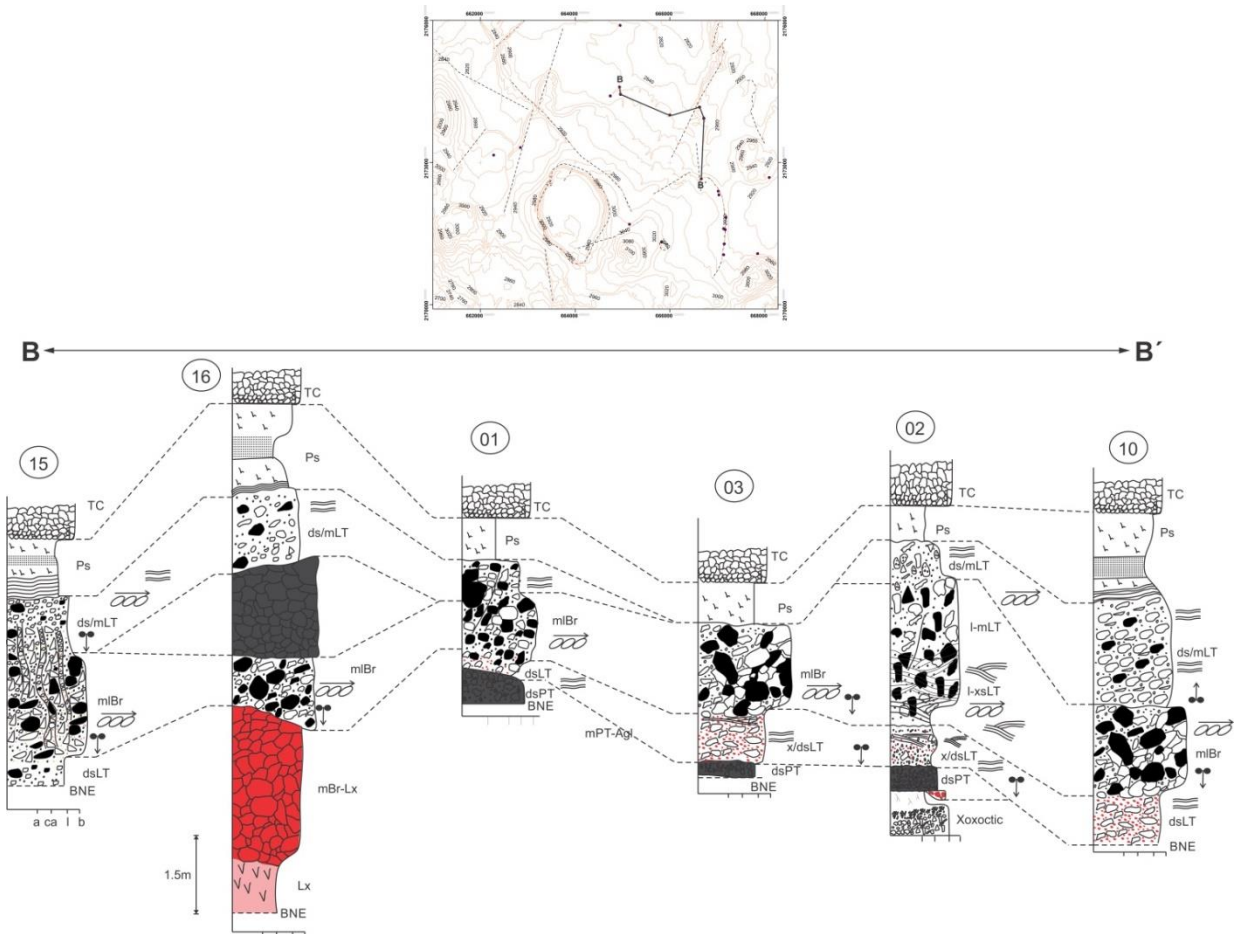


Figura 4.26.- Sección de correlación B-B' delimitando la porción NNE-E del lóbulo. La línea sólida en el mapa indica la dirección de la traza de sección.

La tercera línea de correlación E-SE, arroja información similar a las otras dos: en zonas proximales al cráter y parte central del lóbulo la litofacies predominante es la toba de lapilli (ds/mLT), mientras que en partes alejadas (zona norte) del Xalapazco, la brecha lítica es la litofacies dominante. Las columnas en zonas proximales al cráter se caracterizan por tener la presencia de una autobrecha (mBr-Lx) con espesores relativamente potentes (de hasta 3m de espesor; Figura 4.27).

Por último, en la sección D-D' en dirección SSE-NE (atravesando el centro del lóbulo), también se puede observar una predominancia de la litofacies ds/mLT hacia zonas proximales al cráter (y centro del lóbulo), mientras que a las afueras predomina la facies rica en líticos (Figura 4.28).

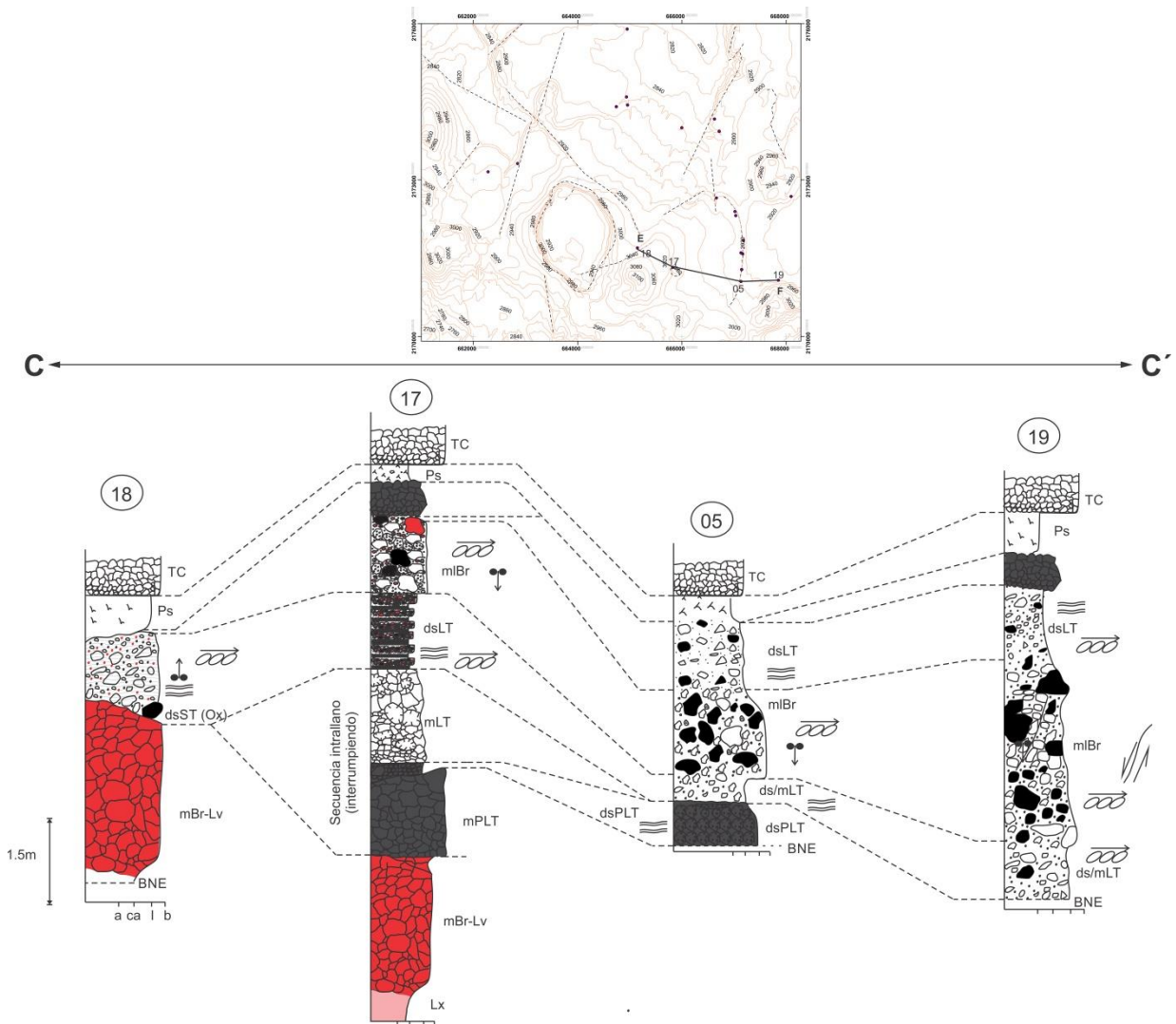


Figura 4.27.- Correlación de secciones con orientación E-SE (C-C') a partir del cráter. Nótese como en zonas proximales predomina la litofacie mBr-Lv, mientras que a zonas distales, aparece en mayor medida (y espesor) la brecha lítica (mIBr). La línea sólida en el mapa indica la dirección de la línea de correlación.

#### Distribución de litofacies.

Con base en las secciones de correlación y las morfologías contrastantes observadas en el modelo digital de elevación, se realizó un mapa de distribución de litofacies (Figura 4.28), usando la predominancia de cada litofacies según su posición en el área de estudio y la relación de su distribución con la morfología.

Cabe mencionar que la predominancia de litofacies en cualquiera de las secciones de correlación (o en el mapa), no significa ausencia de otras litofacies, sino que la predominancia está dada por la litofacies de mayor espesor.

Por otro lado, el espesor y la presencia de algunas secuencias en zonas distales o proximales, parece no obedecer a la genética de las mismas, sino más bien a procesos de erosión que actúan con mayor eficacia en zonas proximales y de pendiente elevada (de mayor altura) en donde además los depósitos no son consolidados (Boggs, 2006; Bridge y Demicco, 2008).

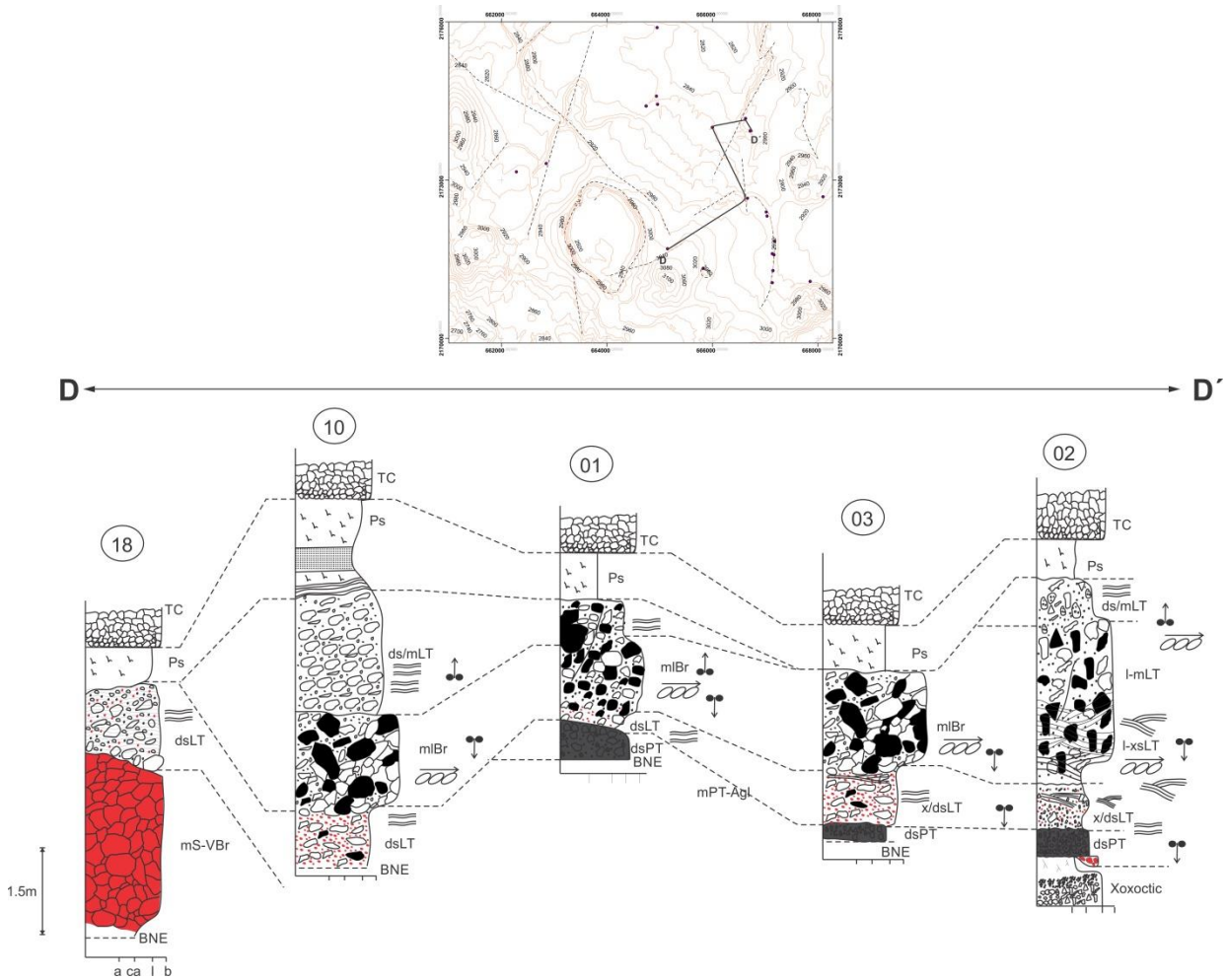


Figura 4.28.- Correlación lateral de litofacies en dirección SSE-NE. La línea sólida en el mapa indica la dirección de correlación.

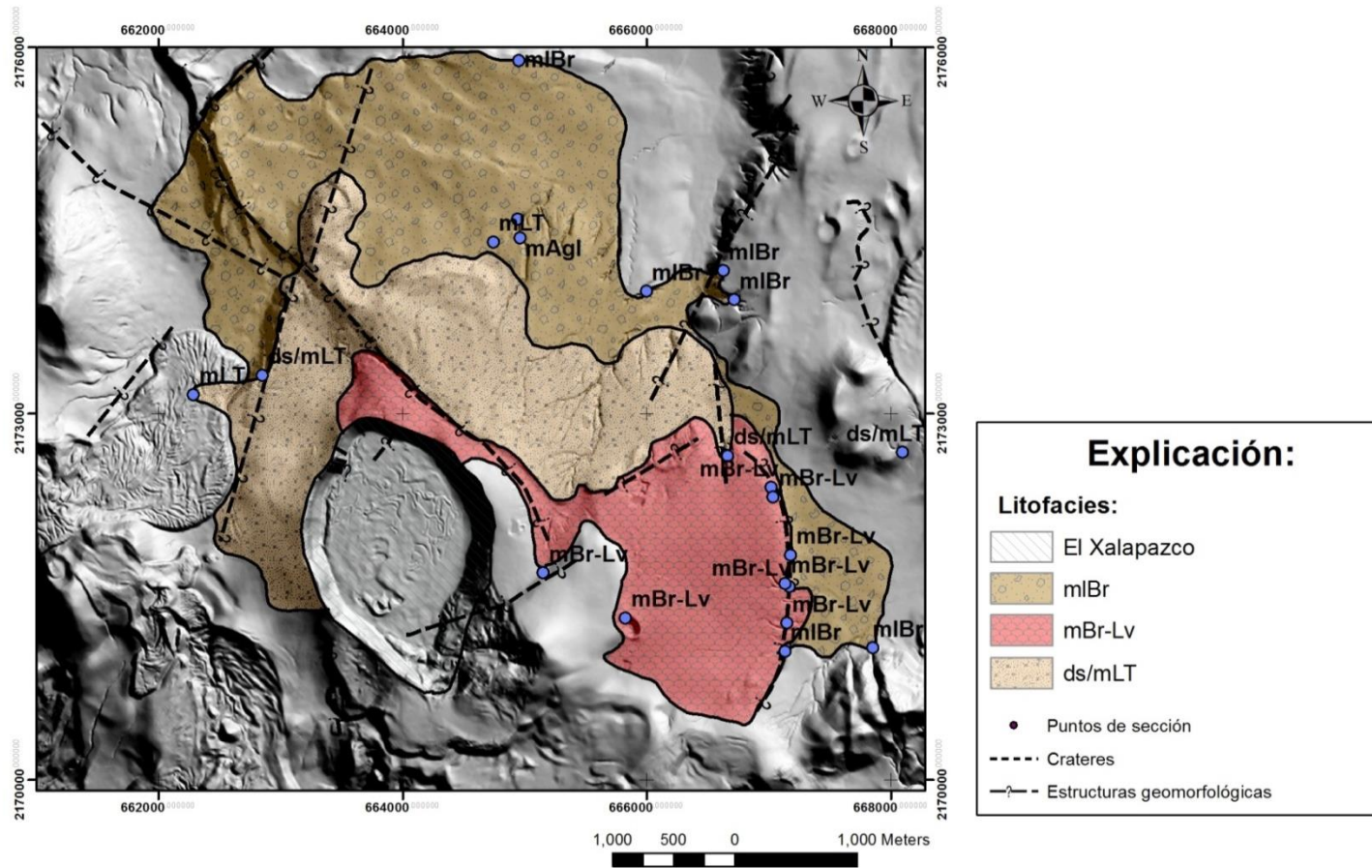


Figura 4.28.- Mapa de distribución de litofacies (por predominancia). Nótese que el patrón de distribución espacial obedece a rasgos geomorfológicos. Las etiquetas en los puntos de sección indican la predominancia de litofacies en las mismas.

#### 4.5- Sedimentología, granulometría y componentes de la toba Llano.

Dado que las estructuras internas de los depósitos juegan un papel importante para la interpretación sobre la depositación y origen de las secuencias y o flujos granulares (Leeder, 1982; Boggs, 2006), se levantaron los datos de imbricaciones en cada litofacies, en su caso, con el fin no sólo de tener una idea del régimen de flujo, sino de construir un mapa de paleocorrientes que pudiese ayudar a comprobar la procedencia de la toba Llano (Figura 4.29). En total se obtuvieron, de 23 columnas litoestratigráficas (logs), 144 datos de rumbos de imbricación (paleocorrientes), con dichos datos, se realizó un análisis de densidad de rumbos (roseta de direcciones) para sacar promedios de direcciones y reconstruir las paleocorrientes de la toba Llano en un mapa siguiendo la metodología de Donovan y Tailleir (1975) y de With et al. (2015).

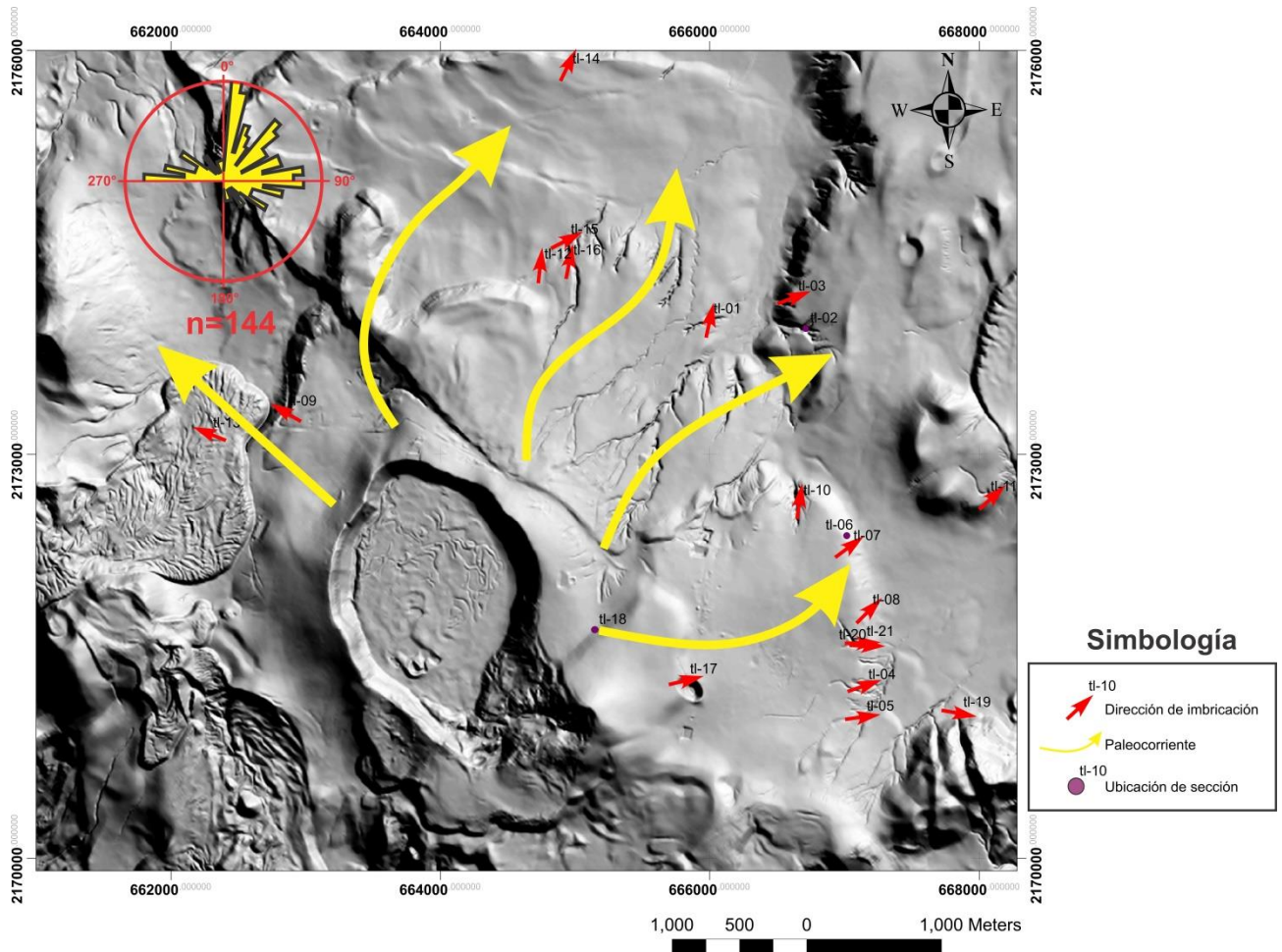


Figura 4.29.- Mapa de paleocorrientes (promedio) generado a partir de rumbos de imbricación en clastos líticos de la toba Llano. Se puede observar como las corrientes se imbrican en dirección radial al cráter el Xalapazco y al lóbulo.



Por otro lado, los datos de granulometrías en material piroclástico, nos han una idea de las condiciones granulares y de flujo, que gobernaron al momento de la depositación de dichas secuencias, por tanto, combinarlos con estudios de índole geológico, se vuelve de vital importancia (Sarocchi et al., 2005)

El tratamiento de todas las muestras consistió en dos tipos de análisis: a) granulométrico, y b) componentes. Para el estudio granulométrico se realizaron 14 análisis, en los cuales se obtuvo un espectro de tamaños de partículas entre  $-6$  hasta  $3\Phi$ . La obtención de estos datos se obtuvo por medio del tamizado en seco, se calcularon los valores correspondientes a la fracción de  $-6$  a  $3\Phi$ . Adicionalmente, se calcularon los parámetros estadísticos como Media (M), Mediana (Md), Modas, Desviación estándar ( $\sigma$ ), Skewness (Sk) y Kurtosis (K), utilizando el programa GRADISTAT® (Blott y Pye, 2001; Tabla 4.2). Adicionalmente, se calcularon los valores de fragmentación F1 ( $< 0\Phi$ .) para cada una de las muestras, así como los valores promedio para cada una de las litofacies (Figura 4.30).

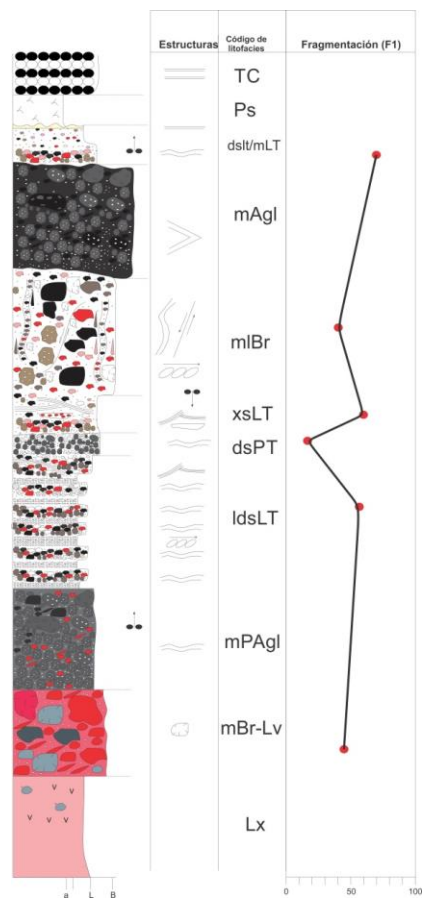


Figura 4.30.- Valores promedio de fragmentación F1 ( $< 0\Phi$ ) calculados para algunas litofacies.

	TI-01	TI-03	TI-04	TI-05	TI-06	TI-07
SAMPLE TYPE:	Bimodal, Poorly Sorted	Trimodal, Very Poorly Sorted	Trimodal, Very Poorly Sorted	Bimodal, Very Poorly Sorted	Bimodal, Poorly Sorted	Bimodal, Very Poorly Sorted
TEXTURAL GROUP:	Sandy Gravel	Sandy Gravel	Sandy Gravel	Sandy Gravel	Sandy Gravel	Sandy Gravel
SEDIMENT NAME:	Sandy Very Fine Gravel	Sandy Medium Gravel	Sandy Medium Gravel	Sandy Medium Gravel	Sandy Very Fine Gravel	Sandy Coarse Gravel
MEAN ( $M_z$ ):	-0.975	-1.612	-1.552	-2.106	-0.562	-3.031
SORTING ( $\sigma_1$ ):	1.374	2.268	2.123	2.094	1.905	2.279
SKEWNESS ( $\sigma_3$ ):	0.285	0.000	-0.017	0.400	-0.222	0.800
KURTOSIS ( $\sigma_4$ ):	1.626	0.739	0.736	0.952	0.904	0.783
MEAN:	Very Coarse Sand	Very Fine Gravel	Very Fine Gravel	Fine Gravel	Very Coarse Sand	Medium Gravel
SORTING:	Poorly Sorted	Very Poorly Sorted	Very Poorly Sorted	Very Poorly Sorted	Poorly Sorted	Very Poorly Sorted
SKEWNESS:	Fine Skewed	Symmetrical	Symmetrical	Very Fine Skewed	Coarse Skewed	Very Fine Skewed
KURTOSIS:	Very Leptokurtic	Platykurtic	Platykurtic	Mesokurtic	Mesokurtic	Platykurtic
MODE 1 ( $\phi$ ):	-1.500	0.500	0.500	-3.500	0.500	-4.500
MODE 2 ( $\phi$ ):	0.500	-3.500	-3.500	0.500	-1.500	0.500
MODE 3 ( $\phi$ ):		-1.500	-1.500			
D <sub>10</sub> ( $\phi$ ):	-2.778	-4.565	-4.328	-4.409	-3.325	-5.651
D <sub>50</sub> ( $\phi$ ):	-1.374	-1.596	-1.518	-2.745	-0.254	-4.275
D <sub>90</sub> ( $\phi$ ):	0.821	1.363	1.093	1.074	1.695	1.039
(D <sub>90</sub> / D <sub>10</sub> ) ( $\phi$ ):	-0.295	-0.298	-0.253	-0.244	-0.510	-0.184
(D <sub>90</sub> - D <sub>10</sub> ) ( $\phi$ ):	3.598	5.928	5.422	5.484	5.020	6.690
(D <sub>75</sub> / D <sub>25</sub> ) ( $\phi$ ):	0.276	-0.079	-0.075	0.209	-0.425	0.313
(D <sub>75</sub> - D <sub>25</sub> ) ( $\phi$ ):	1.304	3.765	3.588	2.892	2.716	3.310
% GRAVEL:	71.8%	58.4%	57.6%	73.2%	39.1%	77.4%
% SAND:	28.2%	41.6%	42.4%	26.8%	60.9%	22.6%

TI-08	TI-09	TI-10	TI-11	TI-12	TI-13
Trimodal, Very Poorly Sorted	Unimodal, Poorly Sorted	Polymodal, Poorly Sorted	Trimodal, Very Poorly Sorted	Trimodal, Poorly Sorted	Polymodal, Very Poorly Sorted
Gravelly Sand	Sandy Gravel	Sandy Gravel	Sandy Gravel	Sandy Gravel	Sandy Gravel
Very Fine Gravelly Medium Sand	Sandy Very Fine Gravel	Sandy Very Coarse Gravel	Sandy Medium Gravel	Sandy Very Coarse Gravel	Sandy Medium Gravel
0.008	-0.486	-1.674	-1.981	-1.953	-1.419
2.166	1.876	1.797	2.020	1.438	2.612
-0.436	-0.228	1.225	0.053	1.839	-0.140
1.232	0.910	0.232	0.776	0.217	0.709
Coarse Sand	Very Coarse Sand	Very Fine Gravel	Very Fine Gravel	Very Fine Gravel	Very Fine Gravel
Very Poorly Sorted	Poorly Sorted	Poorly Sorted	Very Poorly Sorted	Poorly Sorted	Very Poorly Sorted
Very Coarse Skewed	Coarse Skewed	Very Fine Skewed	Symmetrical	Very Fine Skewed	Coarse Skewed
Leptokurtic	Mesokurtic	Very Platykurtic	Platykurtic	Very Platykurtic	Platykurtic
1.500	0.500	1.500	-3.500	0.500	0.500
-3.500		-5.500	-1.500	-3.500	-3.500
-5.500		-1.500	0.500	-1.500	-5.500
-3.531	-3.176	-7.957	-4.640	-8.311	-5.120
0.545	-0.161	-2.674	-2.127	-3.332	-1.164
2.016	1.731	1.865	0.645	1.283	1.726
-0.571	-0.545	-0.234	-0.139	-0.154	-0.337
5.548	4.907	9.822	5.285	9.594	6.846
-1.388	-0.449	-0.091	0.108	-0.012	-0.227
2.509	2.672	6.291	3.238	5.220	4.428
25.4%	37.2%	61.8%	67.9%	66.4%	51.6%
74.6%	62.8%	38.2%	32.1%	33.6%	48.4%

Tabla 4.2.- Parámetros físicos calculados para cada muestra de granulometría, de acuerdo al programa Gradistat.

Para el análisis de componentes, se estudiaron 39 muestras de 21 secciones litoestratigráficas. Por cada muestra se contaron 500 partículas (en las que la granulometría lo permitiera) desde  $-3 \Phi$  hasta  $3\Phi$ . Se dividieron los componentes en 8 clases: Pómez juvenil, Andesitas, Cristales, Líticos blancos, Escorias rojizas, Lavas Maztaloja, Líticos alterados y Clastos vítreos. En total se contaron 120,579 partículas (tabla 4.3).

Para mayor facilidad, se presentan los datos más representativos de granulometrías y componentes por posición estratigráfica y asociados a cada litofacie correspondiente (en las que se haya realizado dicho análisis; Figura 4.31):

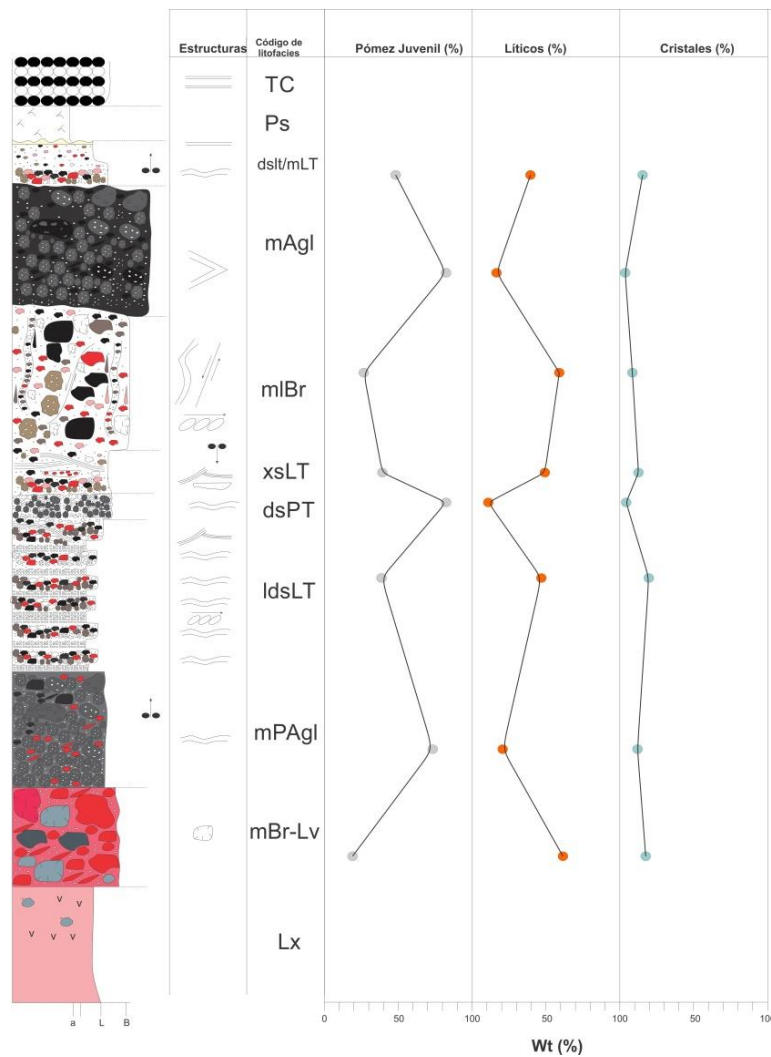
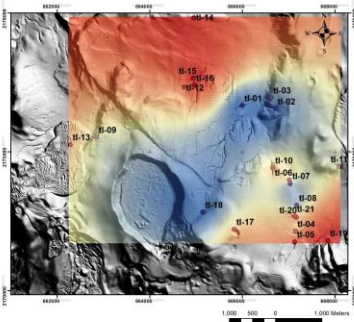


Figura 4.31.- Columna litoestratigráfica general compuesta (GVS) con las litofacies analizadas para conteo de componentes, y su variación en %. Para mayor facilidad, los porcentajes de clastos líticos (andesitas, líticos alterados, líticos blancos, clastos vítreos, escorias rojizas y lavas Maztaloja fueron agrupados en una sola sección.

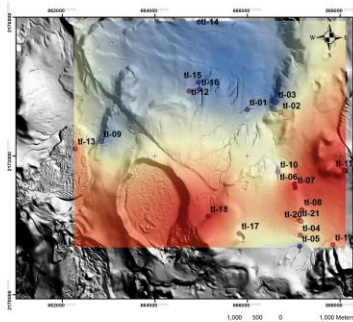
seccion	X	Y	azimut	Pómez Juvenil (%)	Andesitas (%)	Cristales (%)	Líticos blancos (%)	Escorias/Spatter (%)	Líticos Rosas (%)	Líticos Alterados (%)	Clastos Vítreos (%)	Total partículas contadas	Muestras analizadas
tl-01	665999	2173999	69	64.2027381	3.441880952	12.16571429	2.585238095	6.653095238	1.544285714	5.870595238	3.663571429	9055	3
tl-02	666717	2173932	78	48.96714286	4.861428571	14.33142857	4.497142857	7.352857143	3.088571429	9.672857143	7.227142857	8832	3
tl-03	666627	2174168	74	42.10285714	5.785	4.975714286	2.695	29.88714286	5.580714286	6.214285714	2.765714286	6238	2
tl-04	667147	2171284	124	38.32	7.85	3.875714286	2.34	30.347	3.9	4.5	8.9	3215	1
tl-05	667135	2171051	128	29.2	10.64	10.43	9.64	6.8	9.5	20.8	2.9	6140	2
tl-06	667021	2172394	106	31.24	7.83	6.3	2.34	30.2763	4	4.43	13.56	2987	1
tl-07	667036	2172316	109	33.42	6.03	6.78	2.009787	28.47	3.9	4.5	14.9321	2937	1
tl-08	667181	2171840	119	36.42	6.03	6.03268	1.9876	31.78	2.786	4.7	10.31	6521	2
tl-09	662850	2173314	270	47.1571	7.032	16.672	5.95	8.62	4.98321	6.214285714	3.457	3345	1
tl-10	666665	2172653	104	43.424	8.029	15.7122	6.0821	10.23	5	6.32	5.287	5872	2
tl-11	668095	2172681	103	32.422	7.0295	11.2461	4.0459435	19.35	4.45	5.41	16.10955	10034	3
tl-12	664742	2174405	15	35.81092083	9.560458333	13.63765	6.859866667	8.65125	7.486903333	14.50823274	3.867166667	5190	2
tl-13	662285	2173154	261	34.11646042	8.294979167	12.441875	5.452905083	14.000625	5.968451667	9.959116369	9.988358333	4982	2
tl-14	664953	2175892	11	20.25	12.972	7.0921	6.07	4.375	14.5	30.9904125	2.8575	2786	1
tl-15	664940	2174590	20	16.8516625	13.620375	8.52875	8.5475	7.10375	12.4775	30.9904125	2.8575	3200	1
tl-16	664960	2174436	23	18.55083125	13.2961875	7.810425	7.30875	5.739375	13.48875	30.9904125	2.8575	6493	2
tl-17	665825	2171325	145	35.77848207	8.268925595	9.877021964	4.900739575	15.6022747	6.415899152	12.25441315	6.971256473	15127	4
tl-18	665150	2171695	151	30.22	4.15	12.2	3.035	23.2	4.45	6.71	16.10955	2540	1
tl-19	667852	2171078	122	27	15	10.87	3.087	20	5.54	8.97	9.7302	3129	1
tl-20	667169	2171580	121	32.81	8.335	8.23134	5.8138	19.29	6.143	12.75	6.605	6520	2
tl-21	667134	2171604	120	30.01	9.161666667	10.43378	3.9786	20.83	5.377666667	9.476666667	10.81491667	5436	2
												120579	39

Tabla 4.3.- Componentes para cada una de las muestras de la toba Llano.

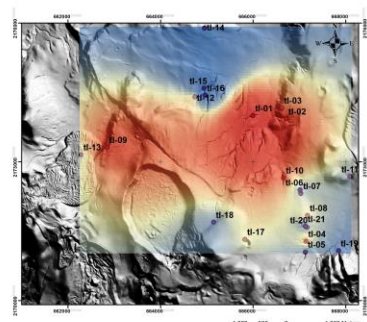
Una vez realizado el análisis de componentes individual y el de cada litofacies, se construyeron mapas de distribución espacial de componentes (por probabilidad), utilizando los porcentajes promedio de cada clase en cada sección litoestratigráfica, e interpolando los valores mediante el método de Krigging (Figura 4.33). Dichos mapas de componentes muestra una relación estrecha y un comportamiento similar con la distribución espacial de litofacies (Figura 4.28), reforzando la hipótesis de la depositación de litofacies siguiendo un patrón.



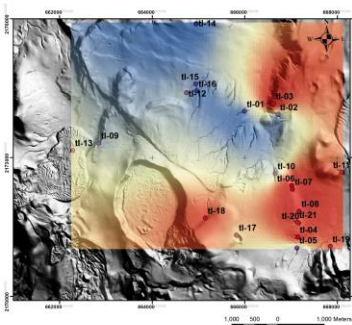
Andesitas



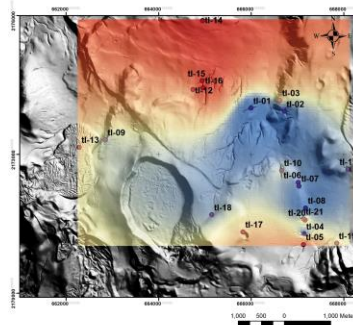
Vítreos



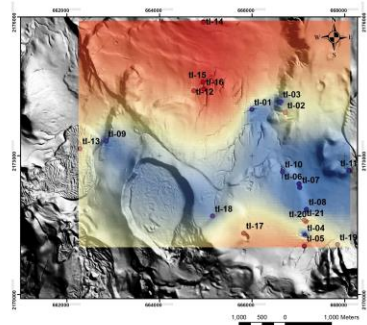
Pómez



Escorias



lavas Maztaloja



Alterados

Figura 4.33.- Mapas de distribución probabilística de componentes, nótese como la mayoría de clastos líticos (lavas Maztaloja, andesitas, escorias, alterados) siguen un patrón muy similar, concordante con la distribución espacial de la litofacie mIBr. Los colores indican el grado de probabilidad de encontrarse dichos clastos; rojo es muy alto, amarillo a naranja es intermedio, y azul es bajo.

## Capítulo 5.- Petrografía y Geoquímica de la Toba Llano

Con el fin de aportar elementos cuantitativos y semicuantitativos que ayuden a la clasificación tanto mineralógica como química de las litologías presentes en la toba Llano, se realizaron análisis petrográficos-geoquímicos de muestras representativas de clastos líticos, así como de material juvenil. A continuación se presentan los resultados más relevantes de cada uno de los estudios realizados.

### 5.1.-Petrografía.

Se realizó un muestreo en campo de clastos (y en algunos casos de roca) para obtener láminas delgadas. En total se obtuvieron 16 láminas, de las cuales se generó una descripción general de su composición mineralógica (usando análisis modal para porcentajes). Se muestran las descripciones más relevantes, así como los resultados para las litologías más relevantes y con mayor presencia en los depósitos de la Toba Llano.

#### Pómez.

Se trata de una roca color gris, con tonalidades melanocráticas, inequigranular, con cristales de forma variable (subhedral-euhedral) dispuestos en una matriz de textura traquítica (en algunas muestras con apariencia vítrea), compuesta de microcristales y microlitos de plagioclasa (Figura 5.1a). La composición mineralógica de los fenocristales presentes en la muestra, es principalmente plagioclasa de forma tabular (plagioclasa; 55%), feldespato potásico (Sanidino; 22%), Hiperstena (13%) y clinopiroxenos (Augita; 10%). Además de los fenocristales propios de la roca, tanto en muestra de mano como en sección delgada, fue posible observar clastos líticos asimilados dentro de la roca (la mayoría de ellos con mineralogía mayormente de plagioclasas; Figura 5.1b)

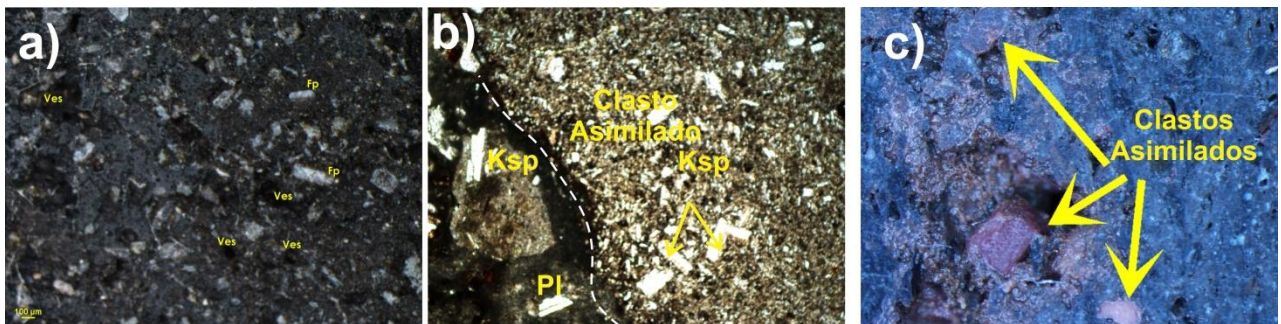


Figura 5.1.- Microfotografía de Pómez juvenil; a) detalle a la matriz donde se observa una gran cantidad de vesicularidad y microcristales de feldespato; b) clastos asimilados y borde de asimilación vistos en luz polarizada (nicoles cruzados); c) clastos asimilados vistos en detalle al microscopio óptico (luz natural).

### Lavas Maztaloya.

Roca color rosa, inequigranular, fenocristales mayormente de forma subhedrales, composición mineralógica predominante de sanidino (58%), plagioclasa (26%), hiperstena (8%), clinopiroxenos (Augita; 5%) y algunos ferromagnesianos (3%). La matriz presenta una textura traquítica compuesta de microlitos de plagioclasa, con poca alteración argílica y cloritización, sobre todo en las zonas de borde de la matriz con algunos clastos líticos asimilados (Figura 5.2).

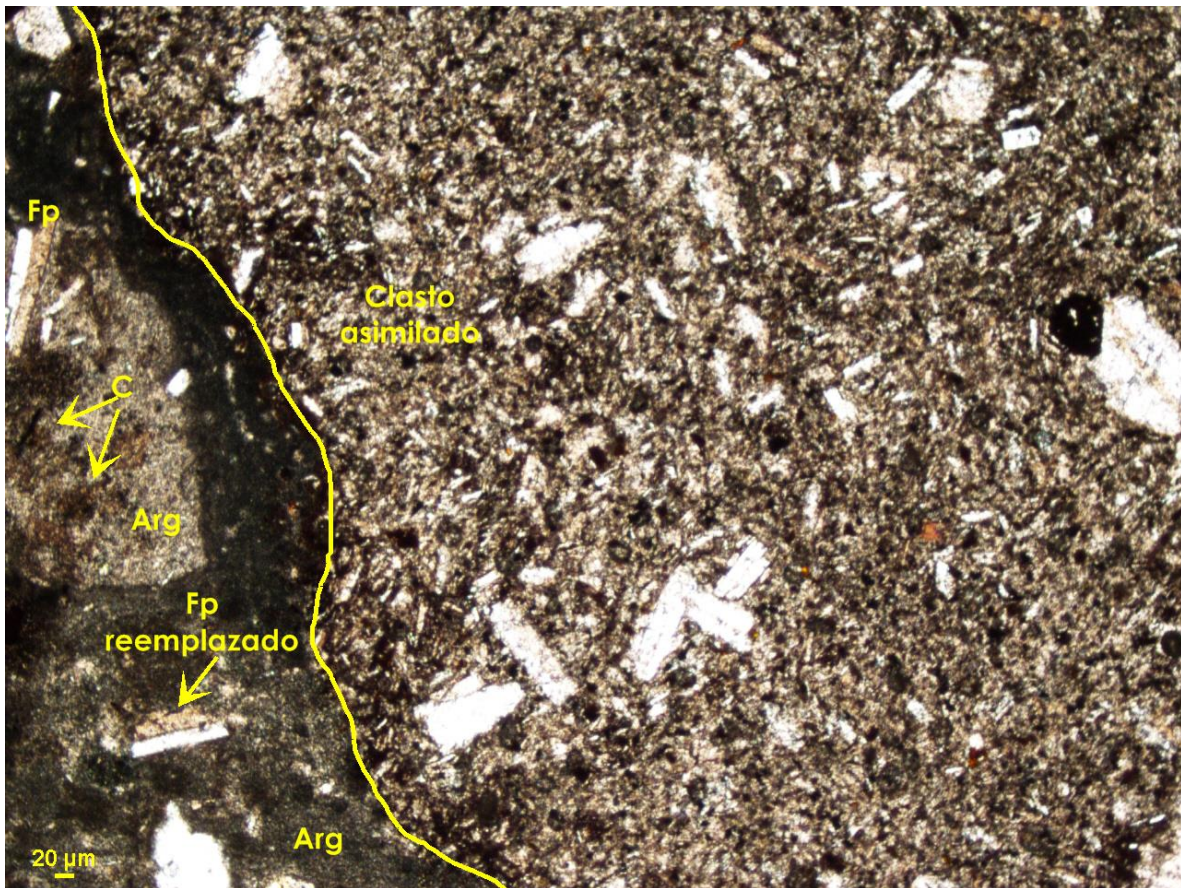


Figura 5.2.- Microfotografía vista en nicoles cruzados (luz polarizada) de muestras de la lava Maztaloya, se puede observar la asimilación de clastos líticos ricos en plagioclasa y sanidino, así como alteraciones de arcillas y clorita en las cercanías al borde. Fp=Peldespató; Arg= Argilización; C=cloritización.

### Escorias rojizas.

Roca de textura fluidal, con pocos fenocristales (subhedrales) principalmente de plagioclasa y sanidino. Presenta estructuras de bandeamiento, y minerales orientados en dirección de éste. La matriz está compuesta de microcristales de



plagioclasa, con trazas de alteración hidrotermal (argilización; Figura 5.3). Dada la dificultad para identificar minerales en muestras de esta clase, la petrografía de la misma es meramente descriptiva, sin el uso de análisis modal.

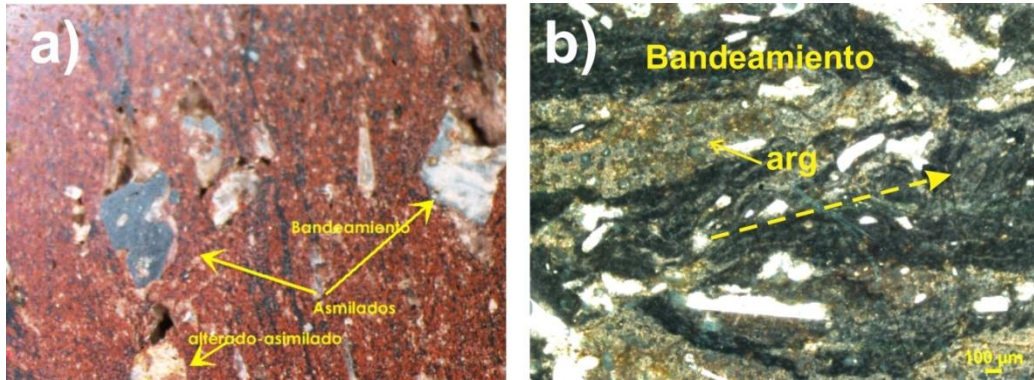


Figura 5.3.- Microfotografía de escorias rojizas a) detalle de muestra de mano en la cual se pueden ver hilos de bandeamiento y algunos líticos asimilados; b) lámina delgada de escoria rojiza con alteración hidrotermal y bandeamiento, la línea punteada indica la dirección preferencial de orientación de los minerales.

#### Andesita.

Se trata de rocas con matriz de textura traquítica (con apariencia vítrea; Figura 5.4a), compuestas por cristales de plagioclasa (50%), feldespato potásico (Sanidino; 20%), clinopiroxenos (17%), ortopiroxeno (8%), ferromagnesianos (5%) y algunos líticos asimilados (Figura 5.4b). Además, la mayoría de estos clastos presentan poca alteración hidrotermal así como oxidación.

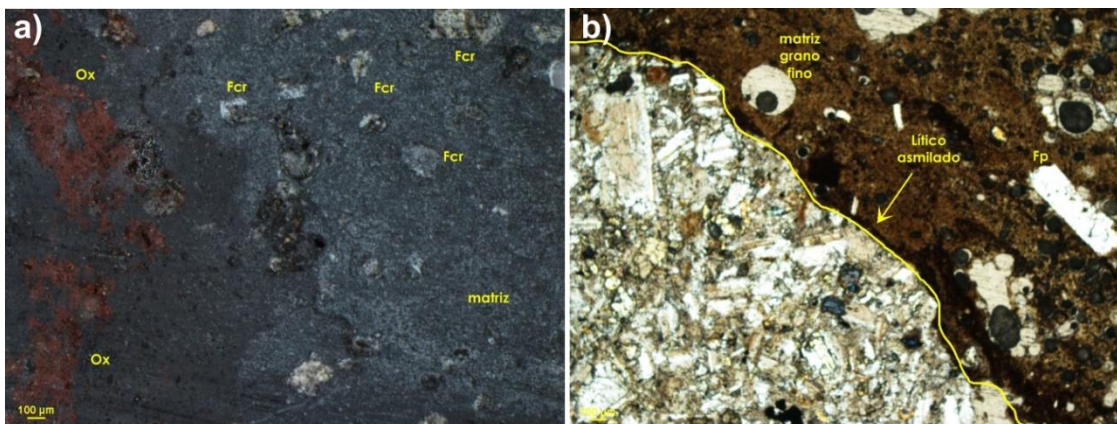


Figura 5.4.- Lítico andesítico: a) detalle a muestra de mano en el que se pueden observar trazas de oxidación, y una matriz de aspecto vítrea; b) lítico asimilado visto en sección delgada y matriz de grano fino envolvente.

## Clastos vítreos.

Roca afanítica con algunos fenocristales subhedrales dispuestos en una matriz de apariencia vítrea, con algunas franjas de textura traquítica compuestas de microlitos de plagioclasa. En esta clase, únicamente fue posible observar minerales de Sanidino y algunas plagioclasas (Figura 5.5).

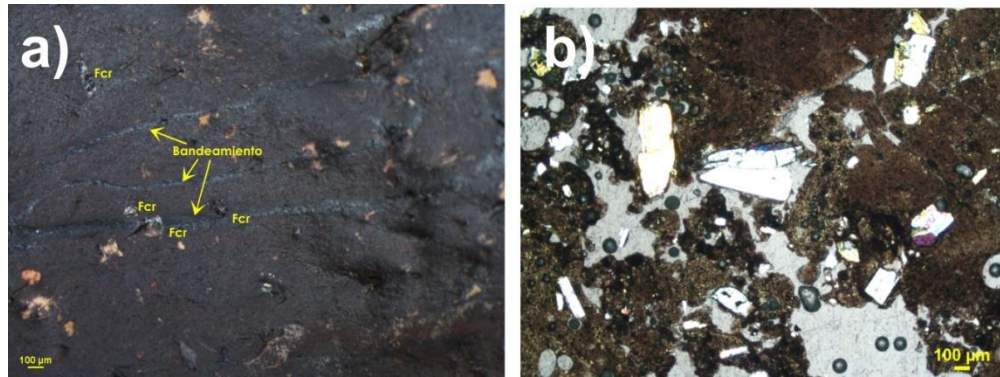


Figura 5.5.- Muestra de clasto vítreo a) ejemplar de mano de clasto vítreo en el que se pueden observar algunas franjas cristalinas (fcr) y pocos fenocristales; b) Microfotografía que muestra la inequigranularidad de la muestra y la disposición sobre una matriz de grano fino (microcristalina).

## Líticos blancos.

Roca inequigranular, con muy poco contenido de fenocristales dentro de una matriz silicificada (amorfa). Los minerales identificados fueron cuarzo, biotita y calcedonia rellenando estructuras de fase de vapor (huecos o *vuggs*; Figura 5.6). Por otro lado, fue posible reconocer alteración hidrotermal (argilización-caolinización).

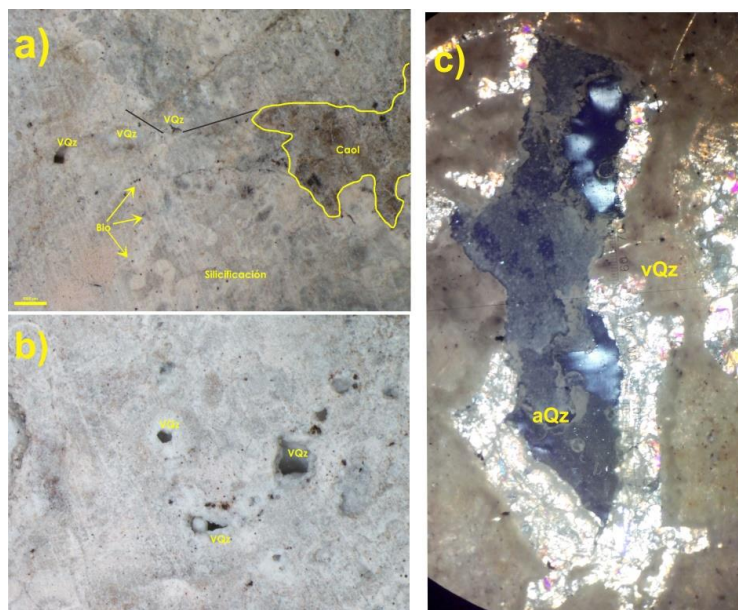


Figura 5.6.- Líticos blancos en detalle: a) vista al microscopio binocular mostrando la presencia de alteraciones silíceas de cuarzo vuggy; c) lámina delgada que muestra una apertura (vugg) relleno de calcedonia y rodeado por fragmentos de cuarzo. vQz= Cuarzo vuggy; Bio=biotita; Caol=Caolinita

### Clastos alterados.

Presentan matriz con textura traquítica (compuesta principalmente de microcristales de feldespato; Figura 5.7a) y algunos fenocristales subhedrales-anhedrales, principalmente plagioclasas, clorita, ortopiroxenos y algunos sulfuros (posiblemente pirita; Figura 5.7b). Las alteraciones observadas fueron principalmente hidrotermales (argilita-sericita; cloritización) así como algunas franjas oxidadas (Figura 5.7c).

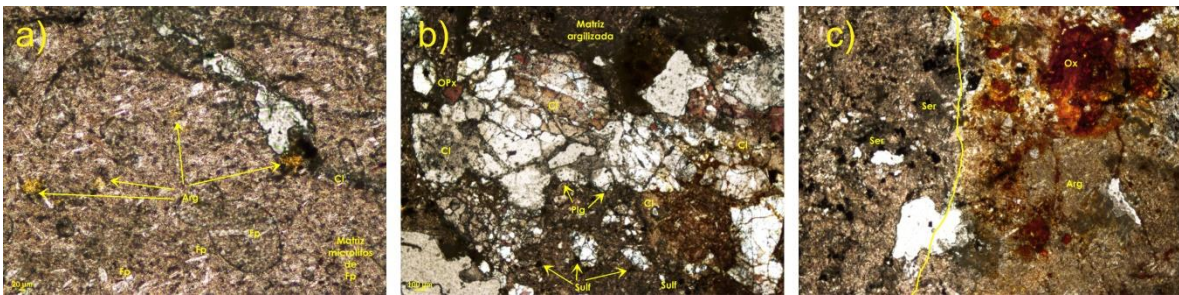


Figura 5.7.- Microfotografía de clastos alterados mostrando: a) matriz argilizada con microcristales de feldespato y microlitos de plagioclasa); b) mineralogías de alteración como clorita, argilización y sulfuros; c) sericitación, argilización y zonas de oxidación.

## 5.2.-Caracterización geoquímica.

Para la caracterización geoquímica, se obtuvieron datos de elementos mayores (vía Fluorescencia de rayos X; FRX), elementos traza (Inducción de plasma-espectrometría de masas; ICP-masas); cristalinidad-alteraciones (Difracción de rayos x; DRX) y detección de rayos X (EDS puntuales vía MEB). A continuación se reportan y detallan los resultados de cada una de las metodologías.

### 5.2.1.- Elementos Mayores.

Son los elementos predominantes en cualquier análisis de rocas, corresponde a los valores en porcentaje de peso (Wt %) de los óxidos de Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P (Rollinson, 1993). Para la obtención de éstos elementos, se analizaron 14 muestras que incluyen pómez, clastos vítreos y lavas Maztaloya.

En general, todas las muestras se encuentran en el rango entre 50-60% de SiO<sub>2</sub>, (Tabla 5.1). Por otro lado, al graficar los valores de Sílice contra alcalinos en un diagrama tipo TAS (Total-Alcali-Silica; Le Bas, 1986), se puede ver que la mayoría

de las muestras cae en el campo de las andesitas (principalmente las pómez juveniles), las lavas Maztaloja fueron clasificadas como traquiandesitas, mientras que los clastos vítreos aparecen en el campo de las traquidacitas-traquiandesitas (Figura 5.8). La clasificación por elementos mayores resulta bastante coherente con la mineralogía observada en el análisis petrográfico, principalmente en las lavas Maztaloja y la pómez juvenil. Aunque en el microscopio no se aprecia muy bien la mineralogía de los clastos vítreos, no es difícil imaginar que la clasificación traquidacítica de estos se debe a su enriquecimiento en Sílice.

Por otro lado, el diagrama TAS también arroja información acerca de las series magmáticas a la que pertenecen los clastos, se puede observar como todas las muestras caen dentro de la serie subcalina propuesta por algunos autores (Kuno, 1966; Irvine y Baragar, 1971) y recopiladas por Rickwood (1989).

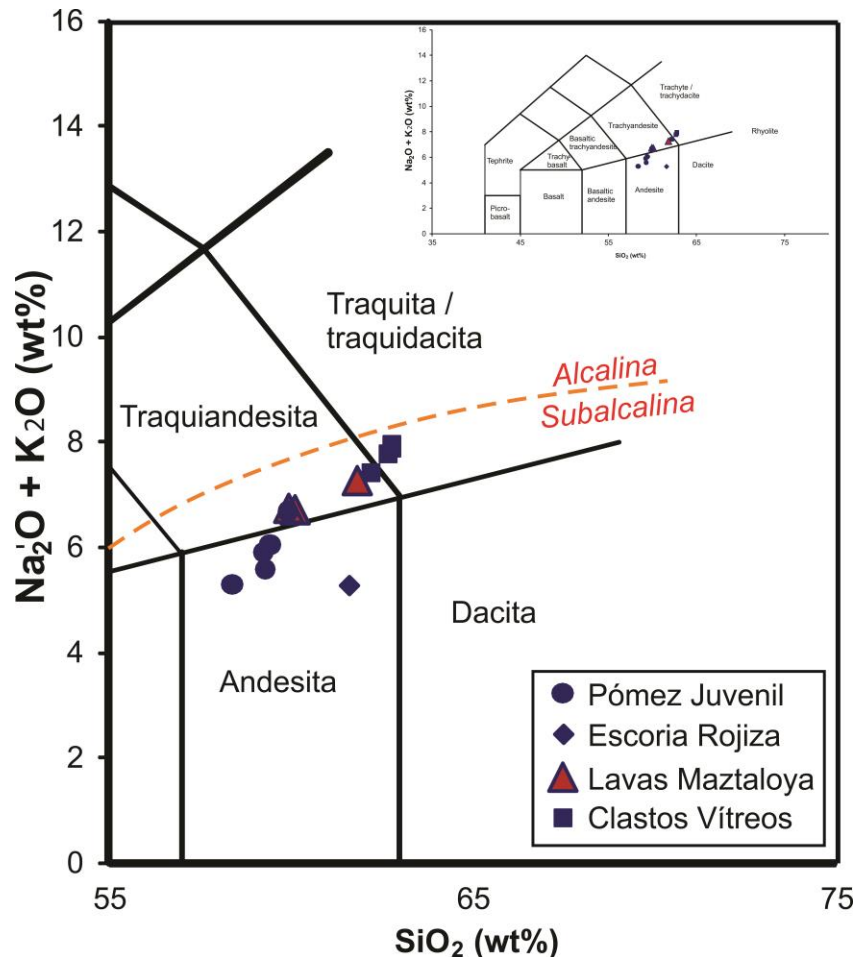


Figura 5.8.- Diagrama de clasificación Total Alkali-Silica (TAS) de muestras representativas de clastos en la toba Llano.

Muestra	Tipo de clasto	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
TI-03	Pómez Juvenil	59.29	1.01	15.27	1.70	4.86	0.131	4.92	6.98	3.30	2.29	0.252
TI-04	Pómez Juvenil	58.38	1.00	15.32	1.75	5.01	0.137	5.57	7.30	3.19	2.11	0.240
TI-06	Pómez Juvenil	59.26	0.96	15.59	1.65	4.71	0.127	4.72	6.85	3.60	2.30	0.240
TI-09	Pómez Juvenil	59.41	0.99	15.51	1.65	4.71	0.126	4.57	6.74	3.75	2.31	0.244
Tlc-11	Pómez Juvenil	59.47	0.95	15.38	1.65	4.71	0.122	4.83	6.60	3.70	2.35	0.238
Tlc-14a	Escoria Rojiza	62.78	0.75	15.81	1.62	3.25	0.109	2.71	4.97	4.54	3.31	0.160
Tc-14b	Clasto Vítreo	62.79	0.85	16.00	1.74	3.47	0.108	2.19	4.73	4.70	3.23	0.197
Tlc-14c	Clasto Vítreo	62.71	0.80	15.74	1.68	3.36	0.107	2.68	4.98	4.56	3.20	0.176
Tlc-15	Lava Xalapazco	60.11	1.36	16.36	1.99	4.96	0.121	2.42	5.65	4.37	2.34	0.311
Tlc-16	Clasto Vítreo	62.24	1.11	16.02	1.62	4.05	0.104	2.16	4.99	4.46	2.95	0.300
Ca-5a(1)	Autobrecha	59.94	1.37	16.12	2.04	5.09	0.12	2.50	5.77	4.38	2.37	0.31
Ca-5a(2)	Pómez Juvenil	59.92	1.37	16.20	2.02	5.05	0.12	2.48	5.85	4.30	2.38	0.31
Ca-1	Lava Xalapazco	61.82	1.09	16.17	1.64	4.09	0.11	2.35	5.17	4.40	2.87	0.28
Xa-10(2)	Pómez Juvenil	61.61	1.00	17.51	1.61	4.59	0.10	3.01	5.11	3.20	2.08	0.19

Tabla 5.1.- Porcentajes de óxidos mayores de algunas litologías presentes en la toba Llano.

Muestra	Tipo de clasto	Cuarzo Normativo (Wt%)	Plagioclasa Normativa (Wt%)	Ortoclase Normativa (Wt%)	Diopsido Normativa (Wt%)	Hiperstena Normativa (Wt%)	Ilmenita Normativa (Wt%)	Magnetita Normativa (Wt%)	Apatito Normativo (Wt%)	Zircón Normativo (Wt%)	Cromita Normativa (Wt%)	Total
TI-03	Pómez Juvenil	8.613	47.877	13.762	10.727	15.196	1.917	1.235	0.584	0.051	0.038	100
tl-04	Pómez Juvenil	7.321	48.136	12.654	11.106	16.978	1.891	1.274	0.555	0.046	0.038	100
tl-06	Pómez Juvenil	7.428	49.892	13.831	10.673	14.512	1.828	1.197	0.555	0.055	0.030	100
tl-09	Pómez Juvenil	7.251	50.268	13.875	10.955	13.921	1.884	1.196	0.566	0.055	0.030	100
tl-11	Pómez Juvenil	7.222	49.605	14.105	10.592	14.845	1.800	1.198	0.552	0.047	0.033	100
tl-14a	Escoria Rojiza	8.797	51.295	19.786	8.969	8.373	1.416	0.910	0.371	0.070	0.014	100
tl14b	Clasto Vítreo	9.091	52.666	19.366	7.816	7.935	1.608	0.974	0.458	0.073	0.014	100
tl-14c	Clasto Vítreo	9.011	51.528	19.139	8.872	8.510	1.514	0.942	0.408	0.064	0.013	100
tl-15	Lava Xalapazco	8.671	54.957	14.120	6.855	10.745	2.576	1.306	0.720	0.047	0.004	100
tl-16	Clasto Vítreo	10.437	52.613	17.643	6.670	8.699	2.117	1.066	0.695	0.056	0.004	100
ca-5a(1)	Autobrecha	8.179	54.250	14.250	7.977	10.627	2.596	1.338	0.727	0.048	0.007	100
Ca-5a(2)	Pómez Juvenil	8.424	54.146	14.316	7.857	10.565	2.597	1.328	0.715	0.050	0.003	100
ca-1	Lava Xalapazco	9.856	52.960	17.276	6.801	9.250	2.068	1.076	0.657	0.050	0.007	100

Tabla 5.2.- Porcentajes de minerales normativos calculados para algunos clastos líticos de la toba Llano, a partir de la norma CIPW.

Además, con el fin de hacer una comparativa entre los resultados obtenidos mediante el análisis petrográfico, y la clasificación de las muestras en el diagrama TAS, se realizó el cálculo de los minerales normativos de cada muestra. Dicho cálculo se realizó utilizando el programa IgRoCS (Verma y Rivera-Gómez, 2013). Éste software usa como base la norma CIPW, la cual a grandes rasgos consiste en obtener una clasificación mineralógica en función de los resultados de análisis químicos (elementos traza) y un posible contexto petrográfico. Dicha norma, transforma los resultados de la química de roca total en proporciones moleculares (dividiendo el % individual de cada óxido entre el peso molecular). Cabe mencionar que, dado que esta norma está basada en química, y además asume que el magma es anhidro, minerales como la biotita y la hornblenda no estarán disponibles, por tanto, los minerales normativos deberán diferir sustancialmente con respecto a la mineralogía observada (Rollinson, 1993; Verma et al., 2003).

De cualquier forma, se puede observar un vínculo entre la mineralogía observada (ver sección de petrografía, la clasificación geoquímica usando el TAS, y los minerales normativos calculados. Principalmente en los contenidos de plagioclasa, feldespato, y algunos piroxenos (aunque no son exactamente los mismos; Tabla 5.2). Igualmente, al graficar las muestras en diagramas binarios o de tipo Harker, se observa que aunque las diferencias son relativamente bajas, hay un notorio enriquecimiento de K y Na en clastos vítreos con respecto a las pómez juveniles, esto pudiera deberse a una mayor proporción de feldespato potásico y plagioclasas sódica-potásica (aluminosilicatos) en las litologías vítreas (ver sección de petrografía, Figura 5.9).

La relación de Mg, Ca y Fe con respecto al sílice, muestra una tendencia a aumentar en las pómez, con respecto al contenido en clastos vítreos (Figura 5.10), esto podría sugerir un mayor contenido de silicatos ferromagnesianos, lo cual resulta bastante coherente tanto en las descripciones petrográficas, como en la clasificación TAS.

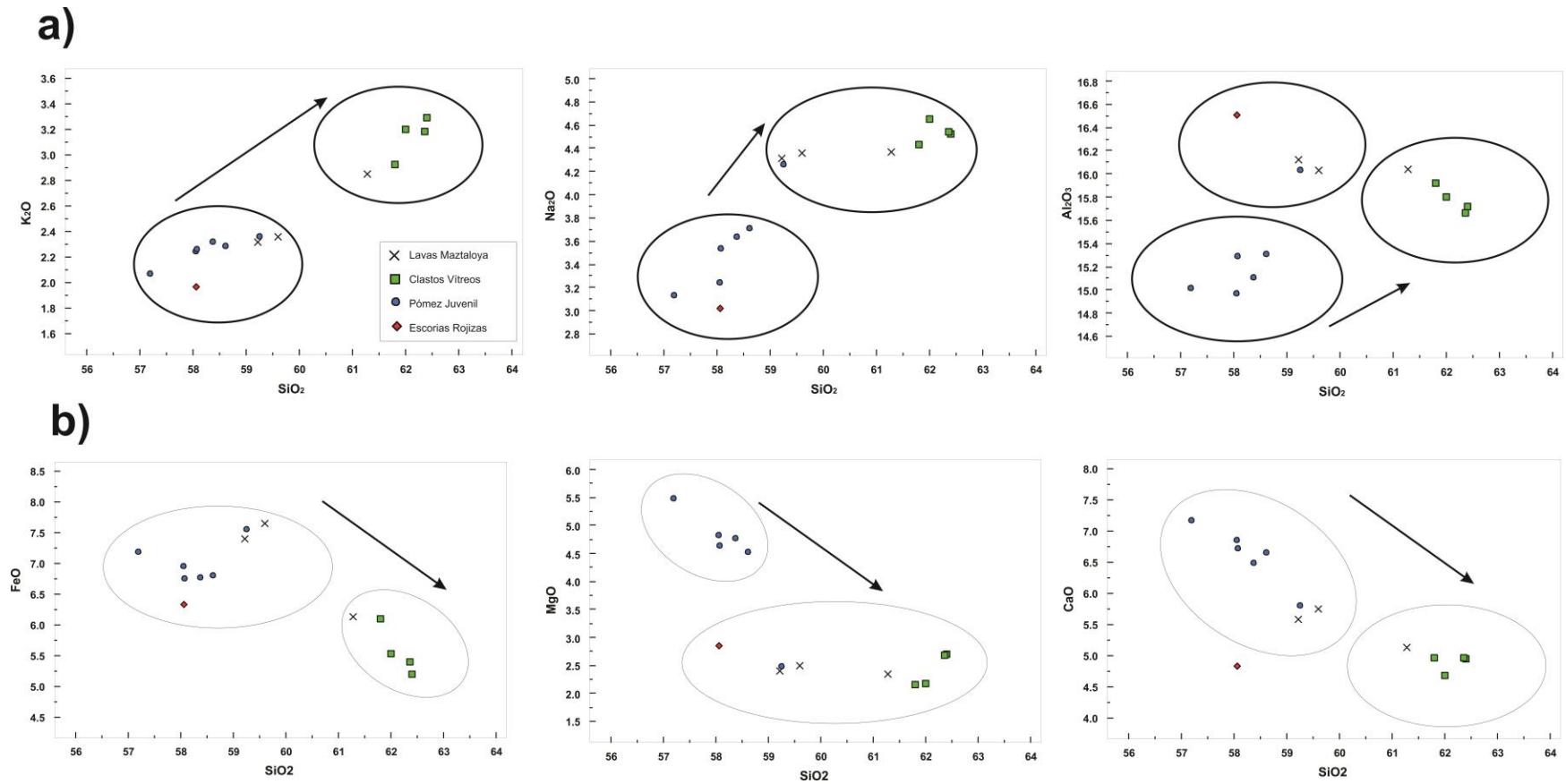


Figura 5.9.- Diagramas tipo Harker de clastos juveniles y líticos de la toba Llano: a) Potasio, Sodio y Aluminio en función del contenido de sílice, nótese el pequeño pero notorio enriquecimiento de dichos elementos en litologías vítreas, asociado principalmente con el contenido mineralógico de plagioclasa; b) Hierro, Magnesio y Calcio contra sílice en donde se puede observar un empobrecimiento de estos elementos en clastos vítreos, esto asociado a la composición mineralógica más pobre en piroxenos y anfíboles.

### 5.2.2.- Elementos Traza.

Definidos como los elementos presentes en las rocas, en concentraciones menores a 0.1%, es decir, 1000 ppm. El estudio de dichos elementos es de vital importancia en el desarrollo de modelos petrológicos, y de discriminación, debido a que muchas ecuaciones matemáticas se adaptan perfectamente al hacer modelado de elementos traza. (Rollinson, 1993)

Para los análisis de esta sección, se utilizaron 14 muestras de: pómez, clastos vítreos y lavas Xalapazco recolectadas en campo. Con los resultados de dichas muestras, se generó una base de datos (tabla 5.3) que fue utilizada para generar diagramas multielementos (tipo *spider*), así como de discriminación tectónica.

Se graficaron los datos de elementos traza en diagramas tipo spider, para ver las variaciones de contenido principalmente en tierras raras (REE). El primer diagrama, consiste en una normalización a valores de condritas, propuesto por Sun y McDonough (1989) en el cual, se puede apreciar que todas las muestras tienden a enriquecerse en tierras raras ligeras (o elementos más incompatibles) y un empobrecimiento en tierras raras pesadas y una pequeña anomalía negativa de Eu (Figura 5.10a). Las altas concentraciones de tierras ligeras se pueden asociar con procesos de contaminación de magma (por corteza terrestre) debido a que estos elementos están concentrados mayormente en la corteza terrestre (Rollinson, 1993; Srivastava, 2011; Weaver y Tarney; 1985), mientras que la anomalía negativa de Europio comúnmente se asocia a fraccionamiento de feldespatos potásicos (Keshavarzi et al., 2014).

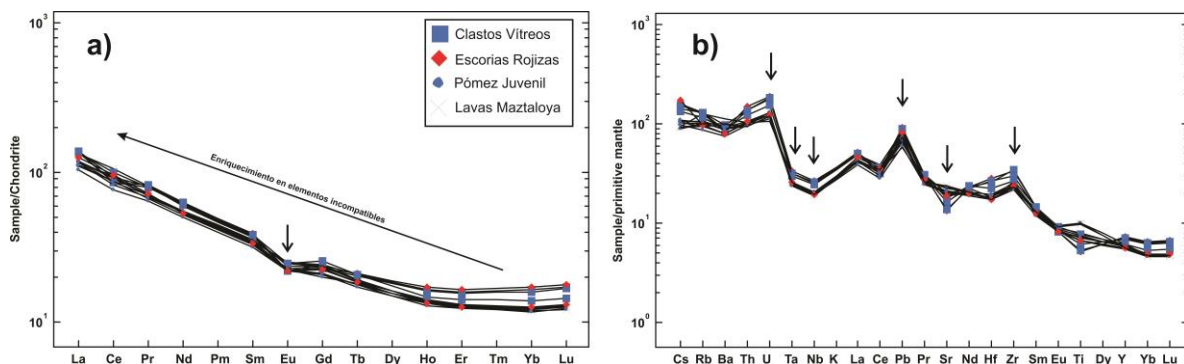


Figura 5.10.- Diagramas multielementos de las muestras líticas de la toba Llano; a) Diagrama multielementos de tierras raras normalizado a valores de condrita (Sun y McDonough, 1989) en el cual se observa un notorio enriquecimiento de tierras raras ligeras (elementos incompatibles); b) Diagrama tipo araña (spidergram) multielementos normalizado a valores de manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) en el cual se puede distinguir algunas anomalías positivas de U-Pb y negativas de Sr-Nb-Ta.



	Li	Be	P	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu
Ca-1	31.80436	2.214209	3141.381	11.55751	9551.103	70.3001	30.55702	12.61047	22.09636	22.12293
Ca-5a-2	40.57861	1.853498	3935.535	14.39367	12096.91	125.9517	15.74021	16.05869	9.256205	23.7792
Ca-5a-1	46.39071	1.812102	3828.674	13.77458	12209.67	135.2006	31.83335	16.34926	10.1358	41.68451
Ca-D	41.05836	5.333972	545.5409	4.467821	936.007	13.59083	6.186825	2.291212	3.277202	8.799023
TIC-11	17.82962	1.957589	2159.272	14.52885	8453.19	95.25595	134.2074	18.60192	62.6617	17.96869
TIC-14a	22.59852	2.785725	1146.989	12.29593	6219.439	58.01086	62.80787	11.40018	31.58907	18.04932
TIC-14b	27.28959	2.647414	1615.341	11.43604	7323.137	72.97317	26.8902	11.0426	13.52436	24.81264
TIC-14c	25.79441	2.70504	1500.193	12.56751	6476.035	64.18246	60.63523	11.92041	27.32267	27.19913
TIC-15	25.67324	1.952168	3503.47	14.24507	11814.72	126.9018	18.20303	16.62007	8.471616	30.95656
TIC-16	41.67706	2.338955	3314.792	10.6443	9195.197	89.8633	19.20108	13.32534	17.19813	29.47921
TL-03	28.66436	1.837041	3114.068	15.40949	8943.961	90.70107	176.5664	18.87163	73.21078	21.10507
TL-04	24.50542	1.790848	2258.075	15.62314	8766.454	94.9324	176.1026	20.64483	81.83164	20.83239
TL-06	21.17482	1.846575	2244.946	14.76452	8135.092	91.91007	138.9319	18.41978	65.91068	20.62026
TL-09	18.84418	1.913212	1904.25	15.16736	8490.064	94.23908	154.3661	19.30777	69.8421	23.7325
Xa-10-2	62.33508	2.116941	2077.552	12.81562	7996.254	78.48735	81.53431	14.5619	44.92103	21.40924

	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Sb
Ca-1	76.65823	19.63166	75.14756	401.9708	25.43595	248.7769	15.9599	3.787039	2.15367	0.372952
Ca-5a-2	93.87538	19.7292	59.31136	459.4885	26.71957	249.9529	13.41897	5.847942	1.403098	0.252963
Ca-5a-1	91.06078	19.61816	60.51744	473.6716	24.48078	238.6087	12.83776	11.40855	1.594768	0.257204
Ca-D	65.30165	22.07251	209.8139	44.38292	21.63462	45.64539	25.2401	0.803735	2.942847	0.758806
TIC-11	64.63811	18.3149	62.85156	388.3806	26.07662	260.4239	13.28415	3.889036	1.686699	0.31816
TIC-14a	62.75382	19.68151	78.25562	265.3426	31.50492	348.978	17.6213	9.860192	2.848707	0.535152
TIC-14b	75.21755	19.97376	77.06149	320.9497	29.90723	361.685	16.47838	5.818491	2.287885	0.46315
TIC-14c	77.49611	19.75764	75.63642	276.604	30.28516	316.7897	16.98497	6.346637	2.498237	0.489264
TIC-15	85.42013	19.69539	56.66619	449.7729	24.46409	231.6676	13.22796	6.984002	1.751632	0.244929
TIC-16	85.52585	19.79517	69.3259	352.4677	26.389	279.7856	15.87969	6.391115	2.074997	0.362306
TL-03	82.61339	18.07812	61.89076	415.6092	24.67611	254.6362	12.93578	3.419247	1.602638	0.318392
TL-04	74.52235	18.15042	52.27246	408.5005	25.45071	230.349	12.58489	3.691461	1.540122	0.297077
TL-06	69.05545	18.23732	59.747	405.856	23.22908	272.7808	12.56146	4.112949	1.681819	0.287403
TL-09	61.83288	18.56035	56.41846	387.7089	25.3186	235.5207	13.52217	5.304454	3.471772	0.320783
Xa-10-2	67.18392	19.2451	57.95527	380.2477	24.47196	251.419	12.8939	1.967991	2.102735	0.476512

Tabla 5.3.- Base de datos con los valores en ppm de elementos traza en muestras de clastos de la toba Llano

	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Tb	Tb
Ca-1	1.954779	734.375	31.43449	64.26691	7.712326	27.94326	5.610794	1.387186	0.733517	0.711575
Ca-5a-2	1.875485	596.1537	27.94554	52.67002	6.666203	25.28035	5.29387	1.460039	0.746603	0.724064
Ca-5a-1	1.90869	665.3029	27.62029	58.13191	6.625525	25.30324	5.280842	1.427592	0.738898	0.716711
Ca-D	15.62575	97.33387	9.742375	17.86193	3.026645	10.97522	3.25771	0.357734	0.609737	0.593443
TIC-11	2.247214	602.5513	28.43605	55.37322	6.759032	25.98707	5.340234	1.286958	0.680236	0.660726
TIC-14a	3.368816	571.616	33.1542	56.53441	7.731666	28.86565	5.943203	1.274905	0.816941	0.791193
TIC-14b	3.00495	648.1496	32.47064	61.74816	7.587157	28.52823	5.842815	1.283804	0.77878	0.754773
TIC-14c	3.263726	554.8036	32.40127	52.92931	7.539812	28.22578	5.746524	1.271065	0.801369	0.776331
TIC-15	1.942994	643.5733	28.32465	56.17541	6.776932	25.91659	5.410654	1.425552	0.724028	0.70252
TIC-16	2.796539	584.3323	32.92121	52.93909	7.81212	29.25026	5.861016	1.432329	0.794505	0.76978
TL-03	2.257853	578.0908	26.25644	53.92072	6.397322	24.37965	5.116921	1.32633	0.715031	0.693932
TL-04	2.028791	491.7663	24.71761	46.92516	6.154628	23.47036	4.870485	1.276845	0.679097	0.659638
TL-06	2.19159	583.9815	26.77965	53.92527	6.356448	24.28651	4.994304	1.277643	0.660232	0.641634
TL-09	2.144208	520.3967	27.43956	50.61924	6.499755	25.50346	5.254206	1.292235	0.692372	0.672307
Xa-10-2	3.61719	524.3762	29.86386	59.36733	6.871435	24.87358	5.077421	1.262323	0.705781	0.685104

	Gd	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U
Ca-1	4.774915	0.773644	2.082163	2.024411	0.307684	5.164459	1.091421	0.677144	0.252887	12.77538	8.124225	2.122623
Ca-5a-2	4.96035	0.775053	2.15367	2.083714	0.318488	4.92504	0.949266	0.650831	1.401826	9.802963	7.530333	2.400077
Ca-5a-1	4.76136	0.777717	2.1422	2.078635	0.320515	4.874327	0.944969	0.755328	0.490621	10.85911	7.403526	2.391982
Ca-D	3.166292	0.646182	1.831772	2.187152	0.306586	1.948265	2.766062	0.792694	3.19958	19.736	5.427571	6.864485
TIC-11	4.364455	0.786812	2.11428	2.11308	0.330966	5.508956	0.933534	0.635625	0.530294	10.49181	8.45297	2.659062
TIC-14a	4.732878	0.962487	2.742061	2.886096	0.454722	8.019997	1.234863	0.856979	0.387172	13.65597	11.75451	3.865902
TIC-14b	4.697302	0.922417	2.578261	2.715753	0.42795	7.408447	1.15567	0.673634	0.574998	11.53761	10.98221	3.621376
TIC-14c	4.945827	0.940702	2.627584	2.786363	0.434969	7.576071	1.178912	0.748029	0.792893	13.53019	11.01338	3.755797
TIC-15	4.859011	0.798434	2.148795	2.115659	0.325035	5.028834	0.946048	0.638901	0.283691	8.673036	7.503504	2.421873
TIC-16	5.248358	0.834614	2.336758	2.362792	0.36366	6.33139	1.111179	0.789598	0.672333	12.93589	9.680701	3.151039
TL-03	4.677597	0.783604	2.150033	2.131271	0.330677	5.202902	0.914777	0.589912	0.291817	9.884894	8.270609	2.620253
TL-04	4.242485	0.731702	2.050255	2.021228	0.309503	4.945345	0.904909	0.507048	0.184023	8.956051	7.700393	2.265829
TL-06	4.251536	0.750718	2.047818	2.000536	0.31388	5.220949	0.878941	0.535272	0.798888	11.22164	7.844835	2.493928
TL-09	4.136483	0.775131	2.146487	2.145062	0.333106	5.444557	0.938116	0.605883	0.483068	10.43106	8.199107	2.468192
Xa-10-2	4.585104	0.7573	2.091803	2.135198	0.330766	4.861964	0.963232	0.533844	1.337824	12.1233	8.382987	2.494056

Tabla 5.3.- (continuación) base de datos de elementos traza

Por otro lado, el segundo diagrama tipo araña (spidergram), normalizado a valores de manto primitivo por McDonough y Sun (1995) refuerza lo visto en la anterior gráfica, dado que se observaron anomalías negativas de Nb-Ta, y positivas de U-Pb, las cuales comúnmente están asociadas con procesos de contaminación de corteza (Green, 1980; Rollinson, 1993; Srivastava, 2011; Weaver y Tarney, 1985; Figura 5.10b) o bien con procesos de metasomatismo por subducción en márgenes continentales activos (Sun y McDonough, 1989; Keshavarzi et al., 2014). Además, los valores de Sr también presentan una anomalía negativa, la cual coincide con la otra anomalía negativa de Eu. Este comportamiento de Sr, se asocia ampliamente con fraccionamiento de minerales, principalmente plagioclasa (Keshavarzi et al., 2014).

Para los diagramas de discriminación tectónica, se utilizó el software TecDia (Verma y Verma, 2013), el cual hace uso de los datos de elementos traza para graficarse en un diagrama multidimensional, ligado a un reporte de posiciones probabilísticas. Por tal manera, estos diagramas, se vuelven mucho más certeros que algunos diagramas antiguos que utilizan sistemas de menos de tres dimensiones (Bailey, 1981; Pearce, 1982).

Los resultados arrojaron un reporte con probabilidad del 59% correspondiente al campo de tipo colisional, un 39% en rift continental, y sólo 2% intra arco (Tabla 5.4; Figura 5.11), dichas gráficas coinciden con estudios recientes bastante polémicos acerca del nulo vínculo entre la subducción de la trinchera Mesoamericana y el origen del vulcanismo en el Cinturón Volcánico Mexicano (Verma 2002; 2004; 2009; 2015; 2016 y Verma et al., 2016). En esta sección del trabajo, sólo se presentan los resultados, la discusión, y una posible asociación geodinámica tendrá lugar en el capítulo siguiente (ver discusión y conclusiones).

Region_T	Tectonic diagram	Total number of samples	Number of discriminated samples [x ± s of probability values](range of				
			IA+CA	IA	CA	CR+OI	Col
LH	(IA+CA-CR+OI-Col)	13	0 (0)	---	---	4 [0.689±0.206] (0.5531-0.9959)	9 [0.607±0.075] (0.4618-0.6922)
LH	(IA-CA-CR+OI)	13	---	0 (0)	0 (0)	13 [0.821±0.083] (0.7081-0.9887)	---
LH	(IA-CA-Col)	13	---	1(0.7534)	0 (0)	---	12 [0.852±0.077] (0.6959-0.9467)
LH	(IA-CR+OI-Col)	13	---	0 (0)	---	4 [0.666±0.220] (0.5307-0.9943)	9 [0.626±0.075] (0.4799-0.7118)
LH	(CA-CR+OI-Col)	13	---	---	0 (0)	3 [0.662±0.293] (0.4778-0.9994)	10 [0.606±0.071] (0.4692-0.6803)
LH	{Σn} {Σprob} [%prob]	65	{0} {0} [0%]	{1} {0.7534} [2%]	{0} {0} [0%]	{24} {18.0784} [39%]	{40} {27.3811} [59%]

Tabla 5.4.- Reporte de resultados del programa TecDia (Verma y Verma, 2013) y su asociación a ambientes tectónicos. IA= Intra arco; CA= Arco continental; CR= Rift Continental; OI= Isla oceánica.

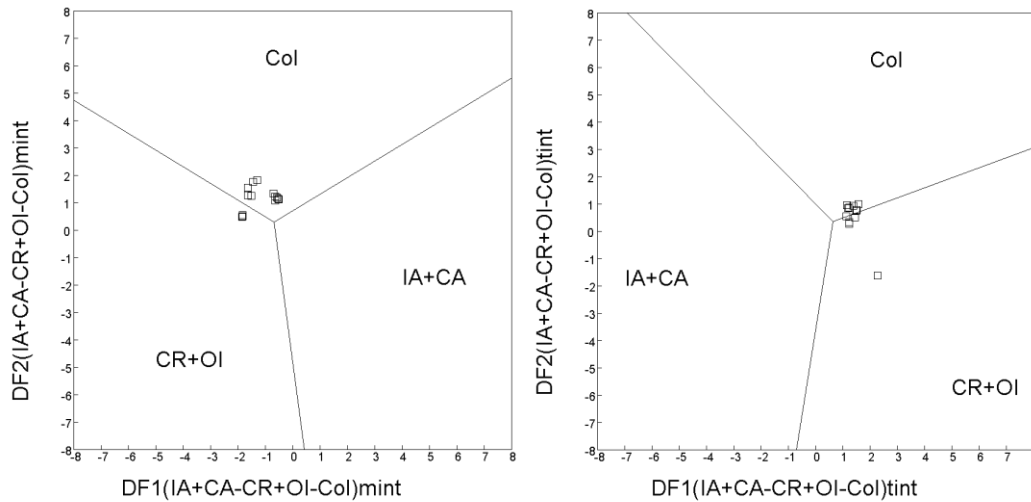


Figura 5.11.- Gráfica de resultados de discriminación tectónica de las muestras de la Toba Llano, nótese cómo la mayoría caen en el campo de colisión. Col= colisión; IA+CA= intra arco+ arco continental; CR+OI= Rift continental+ Basaltos de Isla Oceánica.

### 5.2.3.- Alteraciones y cálculos de cristalinidad.

En la mayoría de los ambientes geotérmicos, los minerales primarios comúnmente tienden a alterarse (generalmente de tipo hidrotermal), y a cambiar de composición química, formando nuevos minerales secundarios. Estos nuevos minerales proveen información directa de las condiciones de presión, temperatura, porosidad, composición de los fluidos circulantes, y la localización dentro del sistema geotermal (Buchanan, 1981; Lagat, 2009; Ridley, 2013; Thompson y Thompson, 1996; Camprubí y Albinson, 2006; Hedenquist et al., 1994).

Dado el razonamiento anterior, y la ubicación del cráter (dentro del sistema geotermal de Los Humeros), es factible la posibilidad de encontrar alteraciones hidrotermales que den una idea del sistema asociado al Xalapazco, por tanto, se realizaron análisis de difracción de rayos X (DRX) a 12 muestras (3 lavas Maztaloya, 4 clastos vítreos y 5 pómez juvenil), así como detecciones de rayos x (EDS puntuales) mediante microscopía electrónica de barrido a 10 clastos (3 lavas Maztaloya, 3 clastos vítreos, 2 pómez juvenil, 1 lítico blanco, 1 lítico alterado).

A grandes rasgos, se observó que la pómez juvenil presenta albitización, argilización (Zeolita; Figura 5.12), mientras que las lavas Maztaloya contienen albita, epidota, sericita y caolinita (Figura 5.13), por otro lado, los clastos vítreos presentan alteración de caolinita.

Además de éstas alteraciones, en la petrografía se observó la presencia de clorita (en líticos alterados; Figura 5.7) y silicificación tipo vuggy (en líticos blancos), aparte, algunos EDS puntuales en clastos alterados muestran la existencia de azufre (Figura 5.14).

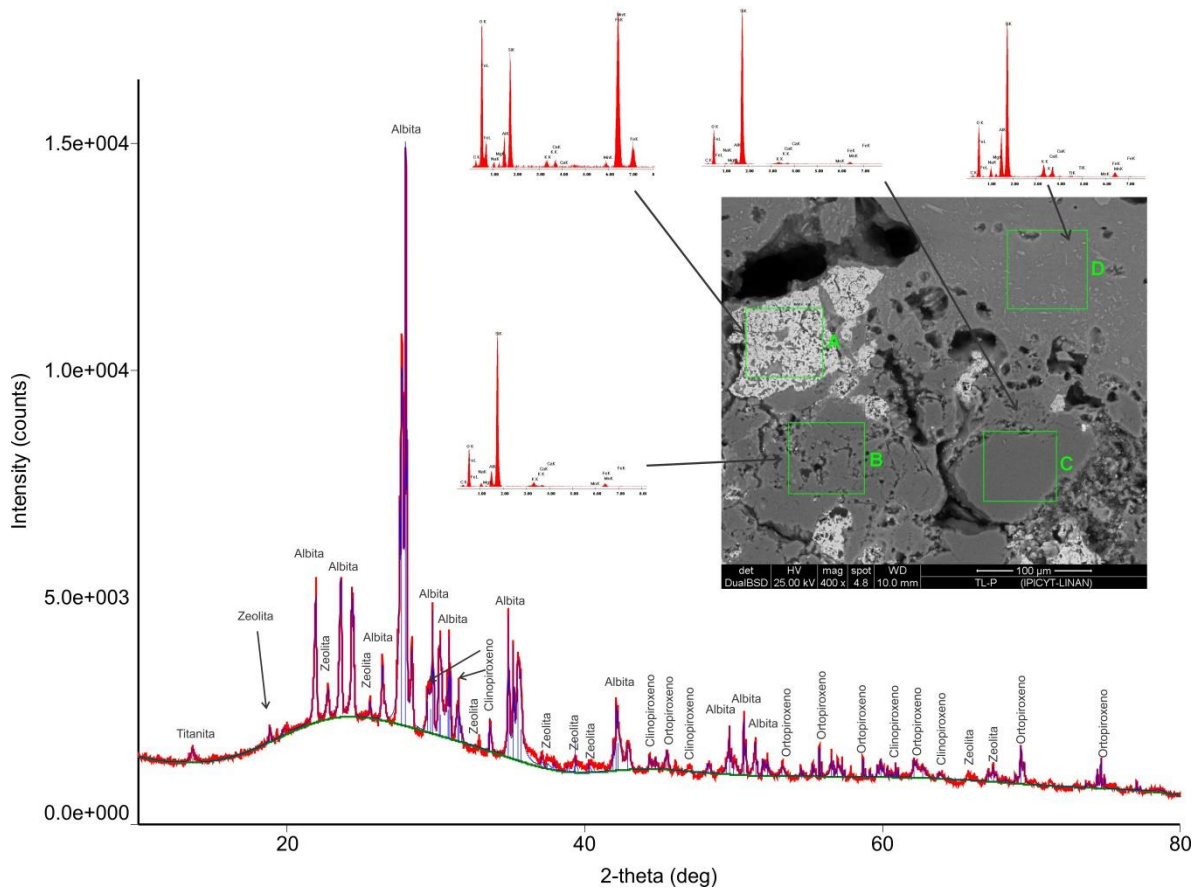


Figura 5. 12.- Alteraciones identificadas vía Difracción de rayos X (DRX) de una muestra de pómez, y una fotografía de energía retrodispersada (*Backscattered* (MEB) con los EDS puntuales y sus respectivos resultados.

La disposición de todas estas alteraciones en los clastos líticos de la toba Llano, parece obedecer a una paragénesis mineral típica de ambiente epitermal (Buchanan, 1981; Ridley, 2013; White y Hedenquist, 1990; Thompson y Thompson, 1996; Camprubí y Albinson, 2006; Hedenquist et al., 1994; Camprubí et al., 2003).

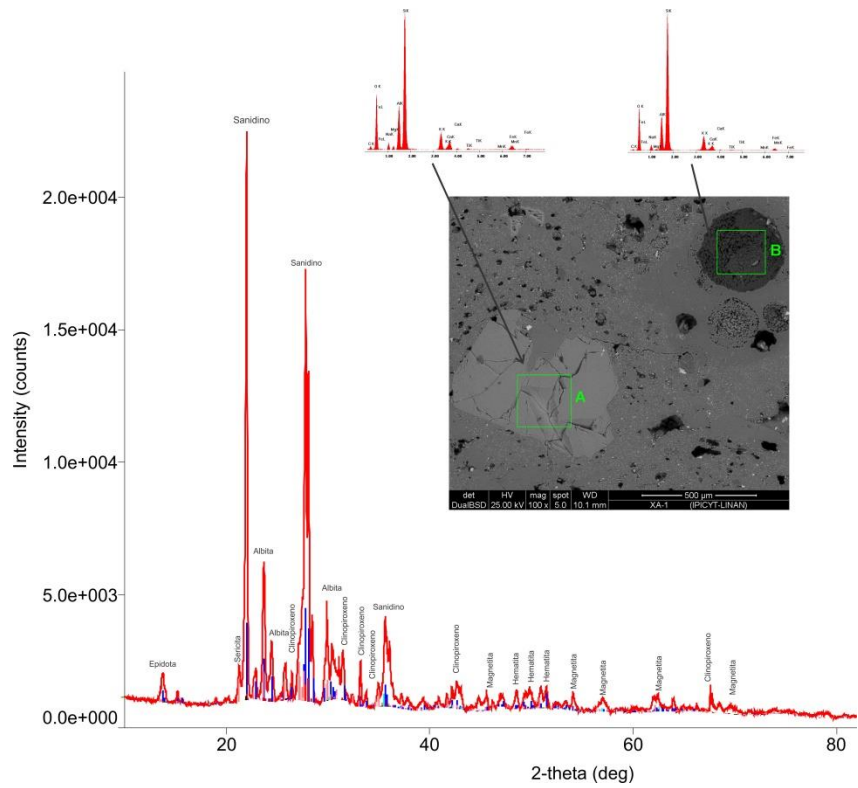


Figura 5.13.- Difractograma e imagen de energía retrodispersada (*backscattered*) de una muestra de lavas Maztalo. Nótese como en la fotografía se observa textura de reemplazamiento en la parte superior del Cuadro A.

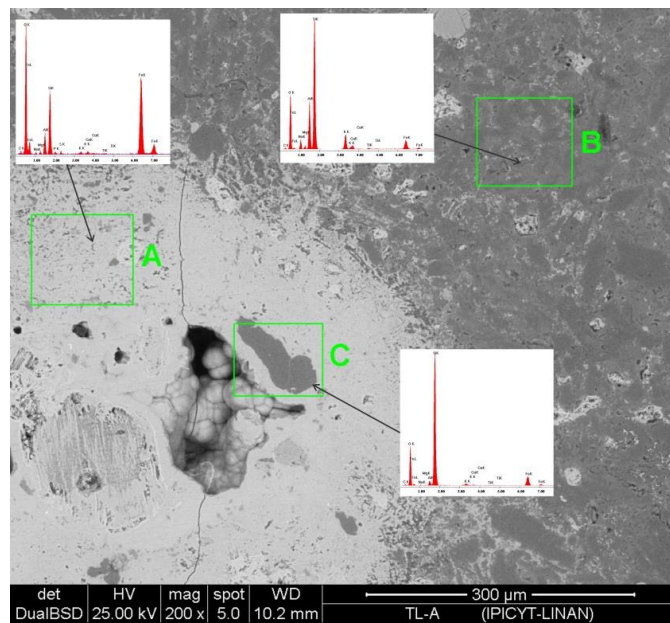


Figura 5.14.- Imagen Backscattered vía MEB de clasto alterado, en el que se realizaron EDS, la franja blanca a los alrededores del recuadro A, contiene trazas de azufre.

Una vez caracterizadas las alteraciones presentes en los líticos de la toba Llano, se calcularon los porcentajes de cristalinidad presente en la roca, principalmente en pómez juvenil y clastos vítreos, esto con la hipótesis de que el grado de cristalinidad tanto de las litologías presentes como la de la matriz, son indicadores del estilo eruptivo (magmático-freatomagmático) que las originó (Wall et al., 2013).

La base de la técnica consiste en que los patrones de difracción pueden ser separados en dos componentes: 1) picos muy agudos, distintivos de material cristalino, y 2) un pico muy difuso, casi nulo, centrado entre  $25^{\circ}2\theta$  asociado a material amorfo. De esto, se puede entender entonces, que la intensidad relativa (número de conteos) es proporcional al material cristalino, y por tanto, a la cristalinidad relativa del material. Para este análisis, se calculó el grado de cristalinidad usando el software del difractómetro Rigaku, el cual arrojó valores de cristalinidad relativa, los cuales a su vez se normalizaron usando las ecuaciones de corrección de cristalinidad propuestas por Rowe et al. (2012; Tabla 5.5), dichas ecuaciones, están basadas en curvas de calibración empleando cristalinidades relativas y observadas de un granito y vidrio volcánico.

Las cristalinidades de la Toba Llano, también muestran un comportamiento comparable con erupciones secas y de alto grado de explosividad (Figura 5.15), por lo cual, se podría decir que la cristalinidad de los clastos juveniles y líticos de la toba Llano, son características de erupciones de ignimbritas.

Cristalinidad Relativa	Cristalinidad Corregida (3s)	Cristalinidad Corregida (1s)	Cristalinidad Corregida Promedio	Litología
93	93.94	99.81	96.88	Lava Maztaloya
91	91.51	97.38	94.44	Lava Maztaloya
95	96.38	102.24	99.31	Vítreo
87	86.63	92.53	89.58	Vítreo
88	87.85	93.74	90.80	pómez
91	91.51	97.38	94.44	pómez
88	87.85	93.74	90.80	pómez
88	87.85	93.74	90.80	pómez
82	80.54	86.46	83.50	Vítreo
92	92.72	98.60	95.66	Lava Maztaloya
92	92.72	98.60	95.66	pómez
83	81.76	87.67	84.72	Vítreo

Tabla 5.5.- Cristalinidad observada (relativa; Cr) mediante DRX, y corregida para 1s y 3s mediante el método de Rowe et al. (2012), usando las siguientes fórmulas:  $C(\%)_{3s}=1.2185*(Cr)-19.378$ ;  $C(\%)_{1s}=1.21373*(Cr)-13.065$ .

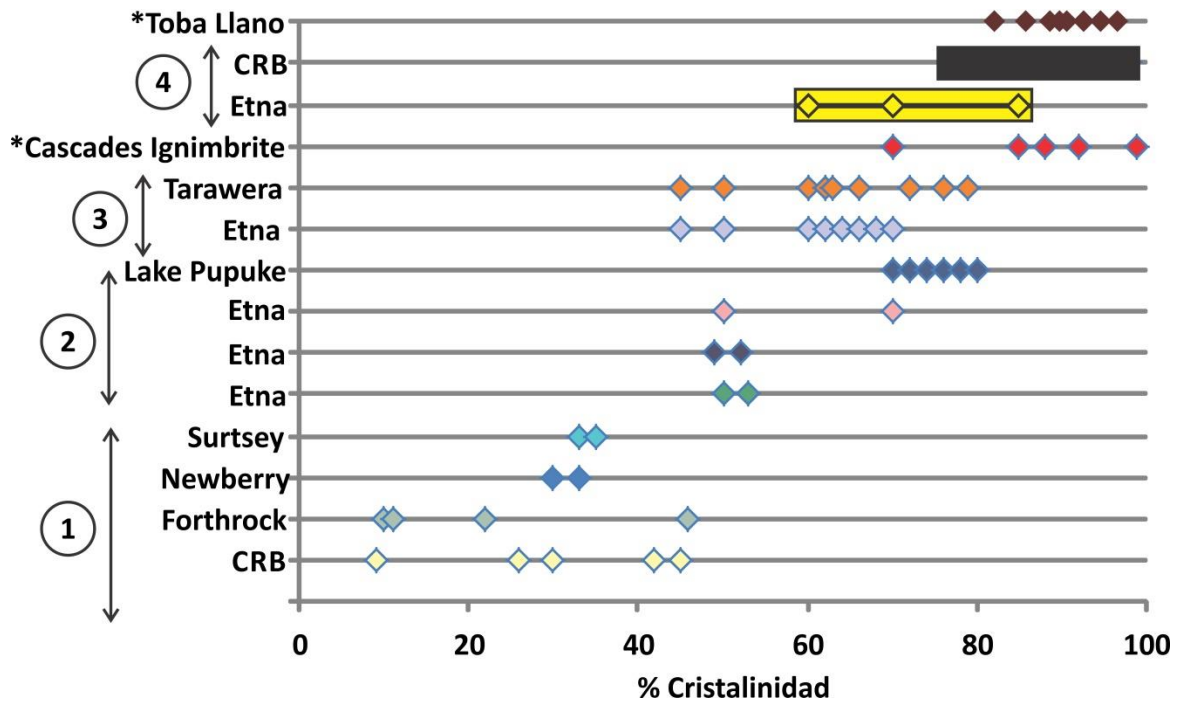


Figura 5.15.- Algunas erupciones alrededor del mundo en función de su grado de cristalinidad y comparada contra algunas muestras de la toba Llano, modificada de Wall et al. (2014). Nótese como las cristalinidades en la toba Llano son similares a erupciones de ignimbritas. Las claves a la izquierda de los nombres en la gráfica indican el tipo de erupción de la siguiente manera: 1= freatomagmáticas; 2= Estrombolianas; 3= Plinianas; 4= Lavas; \*= Ignimbritas.



## Capítulo 6.- Discusión y conclusiones.

El objetivo original del presente trabajo es el dilucidar el origen, la evolución, y el posible vínculo de la toba Llano con el cráter Xalapazco, así mismo, proponer un mecanismo sobre la generación de los depósitos de la Toba Llano. Para tal fin, se realizaron análisis estratigráficos, estudio de litofacies, granulométricos y de componentes y geoquímica de roca total en clastos juveniles y líticos, entre otras metodologías de las cuales a se discuten a continuación:

### 6.1 Volcán Maztaloja.

Ferriz (1984) ya hacía mención desde su tesis doctoral, acerca de unas lavas rojizas distribuidas en la porción sur de la caldera de los Humeros asociadas con un posible edificio antiguo llamado Volcán Maztaloja (por sus cercanías a dicho poblado; Figura 6.1). En este sentido, el presente estudio propone que en efecto, dicho volcán pudo haber existido, y la distribución geométrica de este, se encuentra restringida (y reflejada) por un rasgo geomorfológico o lóbulo a los alrededores del cráter El Xalapazco (Figura 6.1). A lo largo de todo este lóbulo, se encontraron afloramientos de la lava Maztaloja, así como de la autobrecha superior, por lo cual, la relación lóbulo-volcán, parece ser evidente. Además, se tomaron puntos de control estructural, tomando mediciones de rumbo e inclinación sobre afloramientos de la lava y autobrecha, los valores de inclinación son relativamente de bajo ángulo, entre  $10^{\circ}$  y  $30^{\circ}$  en zonas cercanas al cráter, y menores a  $10^{\circ}$  en partes distales, mientras que los datos de rumbo, tienen un comportamiento conjugado a los costados del cráter (Figura 6.1).

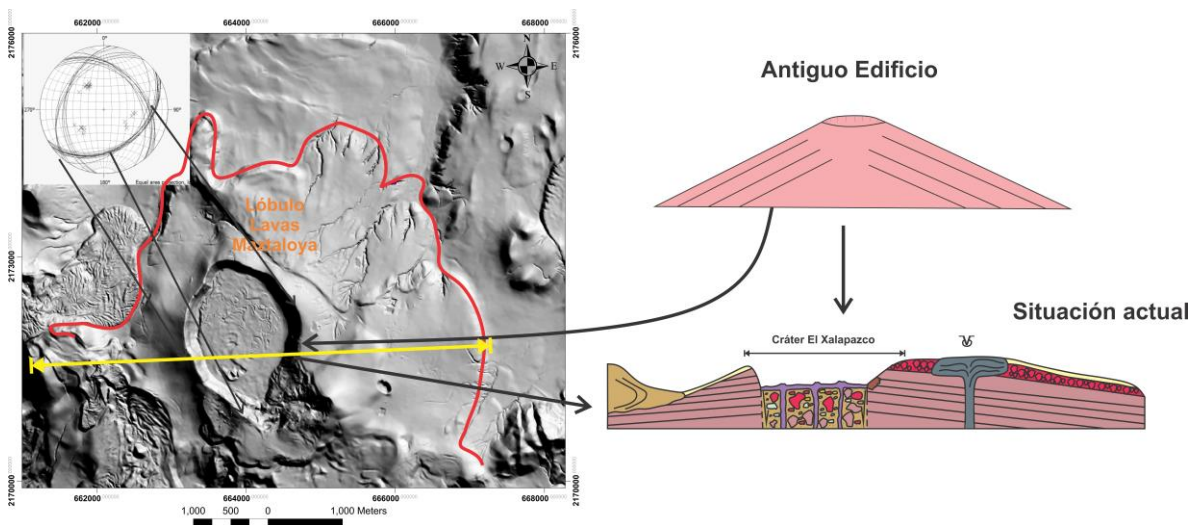


Figura 6.1.- Diagrama de proyecciones estereográficas de rumbos e inclinaciones de las lavas Maztaloja en las paredes del cráter, y dibujo esquemático del volcán Maztaloja.

Dado la poca inclinación, la homogeneidad de las lavas desde partes altas hasta la base (con respecto al nivel base del terreno), y la geomorfología en general del volcán, se puede especular que se trató de un edificio monogenético, con coladas de lava Traquiandesíticas-Andesíticas de poca viscosidad y fluidez (Schmincke, 2004). Dichas lavas generaron autobrechamiento a la cima (principalmente en zonas NE y SE) y sirvieron como elemento paleotopográfico para el descenso y emplazamiento de las corrientes piroclásticas que generaron a la toba Llano.

## 6.2 Edad, origen y fuente de la toba Llano.

En capítulos anteriores (4 y 5), se han descrito las características geológicas y sedimentológicas principales de la toba Llano, sin hacer énfasis en su génesis u origen. La toba Llano corresponde a un depósito con estratigrafía bien definida, sobreyace a la toba Xoxoctic, y subyace a la toba Cuicuiltic. Para confirmar la edad de la toba Llano, se fechó un paleosuelo ubicado en la cima de la toba Llano, y base de Cuicuiltic empleando el método de  $C^{14}$ . El resultado fue una edad de +-28,000 años (Figura 6.2), que debe considerarse como una edad mínima. La edad máxima no fue posible obtenerla, debido al casi nulo contenido de materia orgánica en el paleosuelo de la base, como fue determinado por los laboratorios de Beta (Miami, Florida).

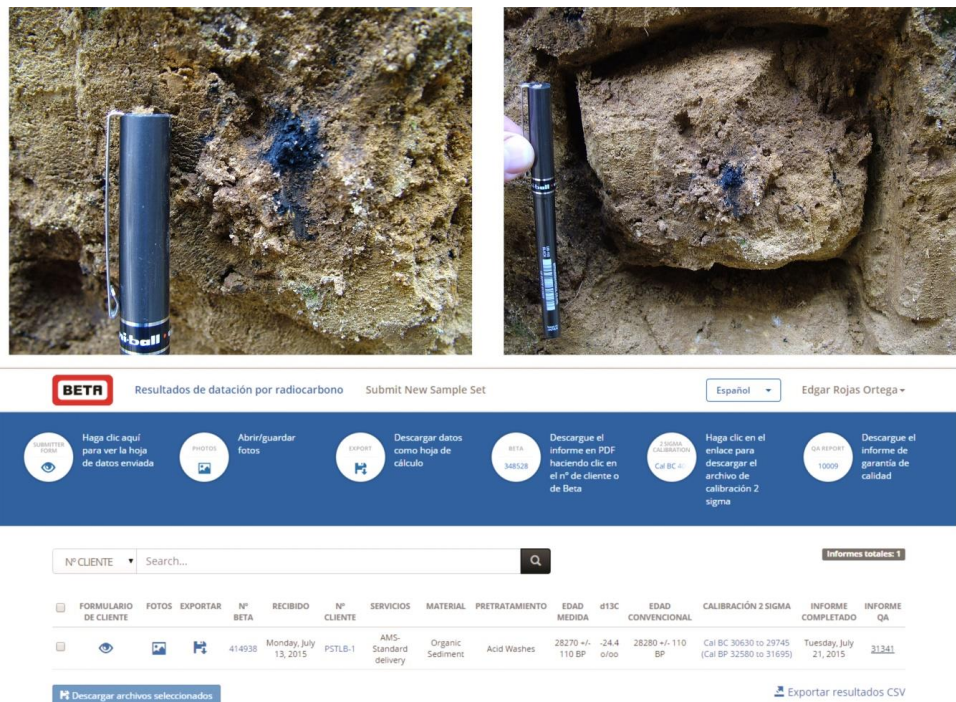


Figura 6.2.- Paleosuelo a la cima de la toba Llano (separándolo de la toba Cuicuiltic) y los resultados arrojados por el fechamiento de edad mínima.

La toba Llano forma un depósito piroclástico de hasta 14m de espesor, con 10 litofacies internas con distribución vertical y espacial reconocida. De dicho número de litofacies, dos no pudieron tener una asociación lateral, por tal manera se infirió que cortan (interfieren) a la toba Llano, esto no solo tiene implicaciones estratigráficas, sino también de temporalidad eruptiva de dicha toba. De cualquier forma, este estudio se encuentra muy limitado en cuestiones de interferencia y temporalidad, sin embargo, se deja al aire esa posibilidad para estudios futuros.

La presencia de diferentes secuencias (de litofacies) dentro de la toba Llano, indica procesos de cambios tanto de régimen de flujo como de intensidad eruptiva, tipo de explosividad, e incluso, cambios en la tasa de aporte de material (Palladino et al., 2015). El enorme porcentaje de material lítico presente en muchas de las litofacies, podría hacer alusión a procesos altamente explosivos que erosionan y asimilan grandes cantidades de las paredes de la roca encajonante (Pittari et al., 2008; 2015). En ese sentido, dado la gran cantidad de líticos, combinado con la presencia de pómez, y la estructura general de la toba Llano, se puede sugerir, que el origen de dicha toba se debe a corrientes piroclásticas de densidad, pero de poco alcance, conocidas en la literatura como ignimbritas de corto alcance (Giordano, 1998; Dade, 2003). Esto último coincide perfectamente con el gráfico comparativo de cristalinidades (Figura 5.15) el cual ubica a los depósitos de la toba Llano, en posiciones similares a ignimbritas de alrededor del mundo, y con la discreta interpretación de Ferriz y Mahood (1984) acerca de la toba.

Además, la distribución espacial circundante al cráter, aunada a la presencia de Lavas Maztaloya en la mayoría de las litofacies, así como las direcciones de imbricación de paleocorrientes (Figura 6.3), indican que la fuente de dicha toba es el cráter El Xalapazco.

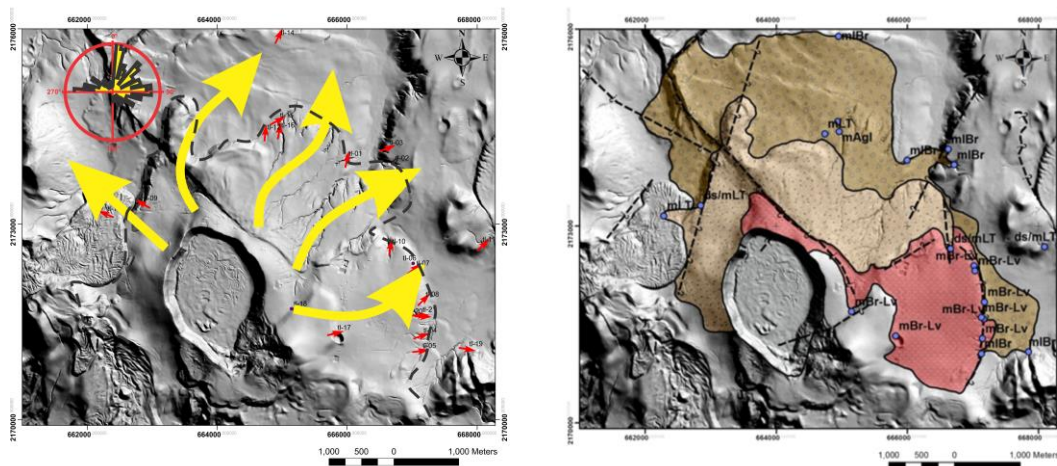


Figura 6.3.-Mapa de paleocorrientes y distribución de litofacies circundantes al Xalapazco, prueba del vínculo entre el cráter y la toba Llano.

### 6.3 La toba Llano, ¿Explosión magmática o freatomagmática?

Las diferencias, e implicaciones que conlleva cada uno de estos tipos de erupciones (magmáticas vs. freatomagmáticas), inciden directamente en la génesis y el aparato volcánico y fuente que da origen a los depósitos. En la literatura, mucho se ha escrito acerca de las diferencias de estas estructuras volcánicas, siendo los más distintivos, la depositación circular al edificio, la presencia de palagonita, lapilli acrecional y cabellos de pelé en depósitos freatomagmáticos (Zimanowski et al., 1986; Cas y Wright; 1987; Morresey et al., 2000; Brown et al., 2010), mientras que la gran cantidad de clastos líticos, pómez, escorias, alta vesicularidad en juveniles y el mayor alcance longitudinal se han tomado como característicos de explosiones secas (Carey, 1991; Druitt, 1998; Lipman, 2000; Freundt y Bursik, 1998; Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008, Cole et al., 2004; Sulpizio et al., 2010; Lube et al 2011; Komorowski et al., 2013; Doulliet et al., 2013). La mayoría de los estudios toman como únicas y confiables las diferencias anteriores, sin notar que existen dos problemas: 1) la subjetividad de dichas características y 2) que estas diferencias también son similitudes de ambos tipos de explosión.

Los criterios más comunes (y que más se han usado para discriminar erupciones freatomagmáticas) son la presencia de palagonita, y lapilli acrecional. La palagonita como tal, corresponde al vidrio alterado hidrotermalmente, este particular tipo de alteración, es común también en campos geotermales y sistemas magmáticos, los cuales también presentan interacción agua-magma sin explosividad, pero generando alteraciones, así que el uso de este mineral, como único criterio de freatomagmatismo es obsoleto debido a su versatilidad tanto en campos magmáticos como freatomagmáticos (Pauly et al., 2011). Mientras que la presencia de lapilli acrecional, se ha cuestionado, debido a que estas estructuras se forman en el aire, en ambientes húmedos, más no exclusivos de ambientes freatomagmáticos (Brown et al., 2010; Von Eaton et al 2013).

Por otro lado, características como vesicularidad, alcance de los depósitos, e incluso estructuras de deformación, se han asociado más a procesos físicos y de estructura interna, como velocidad de ascenso de magma y coalescencia de burbujas de gas en dicho ascenso (Houghton, 2010), así como temperatura granular, paleotopografía, y cambios de régimen de flujo (alcance y deformación, Lube et al., 2007, 2011).

En los últimos años, se han desarrollado dos metodologías cuantitativas (y por tanto más objetivas) para la discriminación de tipos de explosión (Dellino y Lavalpe, 1996; Wall et al., 2014). La primera metodología consiste en observar algunas características propias de freatomagmatismo mediante el uso de

microscopía electrónica de barrido (MEB), asociarles un valor numérico y a partir de dicha cuantificación, discriminar por tipo de erupción (Dellino y Lavolpe, 1996; Rivera-Olguín, 2013). La segunda, consiste en obtener cristalinidades de material juvenil y matriz, para graficar dichas cristalinidades en un gráfico bivariado, con el fin de discriminar entre magmáticas y freatomagmáticas (Wall et al., 2014; la base y teoría del método se ha descrito en el capítulo 5).

Dado que para este estudio se hicieron análisis de difracción de rayos X (DRX), se optó por utilizar la metodología propuesta por Wall et al. (2014) para la discriminación de la toba Llano. El resultado arrojó valores de cristalinidad por arriba del 80%, y al graficarse, se puede observar que la toba Llano, cae en el campo de erupciones magmáticas (Figura 6.4).

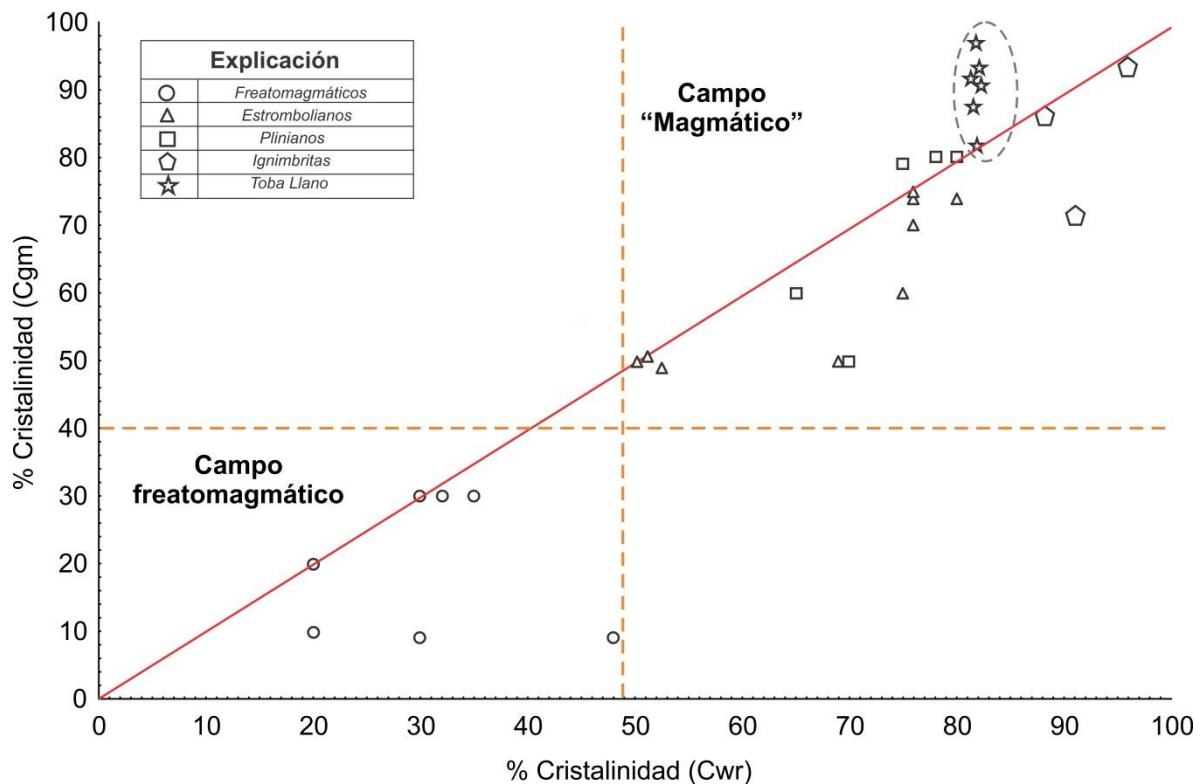


Figura 6.4.- Gráfico bivariado de cristalinidad de muestra de mano (Cgm) vs cristalinidad de matriz (Cwr), en el cual se puede notar una discriminación entre campos magmáticos y freatomagmáticos. Nótese como los valores de la toba Llano, caen en el campo magmático. Valores de cristalinidad de otra erupciones y metodología tomadas de Wall et al. (2014).

Con esto junto con la ausencia de evidencias que demuestren condiciones de interacción agua-magma, queda descartada la posibilidad de un origen asociado a freatomagmatismo únicamente, haciendo énfasis en que esto no significa que en el sistema magmático que dio origen a la toba Llano no existiese agua. Así mismo,

la pregunta a responder sería, ¿qué tipo de explosión magmática dio origen al Xalapazco y la erupción de la toba Llano?

#### *6.4 Cráter Xalapazco, ¿cráter de explosión o caldera de colapso?*

Los cráteres son depresiones quasirculares que varían de algunos cientos de metros a decenas de km de diámetro, y son de las geoformas más abundantes en el planeta. La génesis de cada tipo de cráter (en ambientes volcánicos), tiene que ver, entre otras cosas, con diferentes condiciones como son: la interacción agua-magma, profundidad y presión de la cámara magmática, además del ambiente geotectónico (Schmincke, 2004).

Diferenciar entre tipos de cráteres resulta bastante complicado, dado que estos sólo muestran algunas variaciones en la morfología o la depresión, las cuales se asocian con procesos intrínsecos a su formación (Poppe et al., 2015). En ambientes controlados por vulcanismo, la formación de cráteres es muy común, sin embargo, hacer una clasificación en función de la morfología, resulta muy arriesgado y subjetivo (Bardot, 2000). Es aquí donde es importante considerar un estudio detallado de los depósitos asociados.

Uno de los tópicos más relevantes al tratar de dilucidar el proceso de formación de un cráter, son las litofacies de brecha lítica asociadas. Este tipo de depósitos, proporcionan información relevante sobre los procesos de destrucción de un edificio volcánico (Furukawa et al., 2014). Dado que en secciones anteriores a este capítulo se ha discutido la posible presencia de un antiguo edificio volcánico, y la nula evidencia de freatomagmatismo, quedan dos opciones viables para la formación del cráter Xalapazco y la consecuente erupción de la toba Llano: 1) **un cráter de explosión**, y 2) **una pequeña caldera de colapso**.

Ambos tipos genéticos de cráter, tendrían como común denominador la generación de una brecha rica en líticos con un coeficiente de fragmentación relativamente alto. Sin embargo, la diferencia más notoria entre ambas brechas sería la homogeneidad de clastos en la brecha generada por explosión, mientras que una caldera de colapso, presentaría más tipos de litologías (Branney y Kokelaar, 2002; Browne y Gardner, 2004; Smith y Kokelaar, 2013; Furukawa et al., 2014; Pimentel et al., 2015). Una brecha generada por explosión, tendría un gran contenido de material propio del edificio y material juvenil dada la profundidad relativamente somera a la que este proceso se genera (Morrisey y Mastin, 2000; Simkin y Siebert, 2000; Poppe et al., 2015) mientras que la presencia de algunos líticos accidentales y clastos alterados en estos depósitos, han sido ligados principalmente con procesos de asimilación (Branney y Kokelaar, 2002; Browne y Gardner, 2004; Sarcocchi et al., 2011; Furukawa et al., 2014).

Por otro lado, las brechas líticas asociadas a una caldera de colapso, tienen un gran contenido de litologías procedentes de niveles profundos que han sido acarreados por el viaje del magma y la interacción con los distintos pisos de la roca encajonante. Además, dado que las calderas comúnmente se asocian a sistemas geotermales, la gran cantidad de líticos alterados presentes, denota el acarreo de partes en donde hubo presencia de antiguos sistemas geotermales (Pittari et al., 2008; 2015). En este sentido, los depósitos de brecha lítica de la toba Llano, parecen tener más identidad con brechas de colapso, que con una simple explosión de edificio, dado lo heterolitológico del depósito, la presencia de material relativamente profundo, y de alteraciones hidrotermales (Furukawa et al., 2014).

Las calderas de colapso, generalmente están influenciadas por estructuras y zonas de debilidad en sus alrededores, los cuales incluso, se han asociado directamente con la generación de dichas estructuras (Cole et al., 2005). Esto se vuelve otro punto a favor en la idea de una pequeña caldera de colapso, ya que El Xalapazco presenta algunas estructuras intersectando la morfología del antiguo volcán Maztloya, y algunas fallas en la periferia del cráter, que incluso tienen alteración hidrotermal (argílica; ver sección de geología local en capítulo X).

Por estas características, y lo anteriormente discutido acerca de la ausencia de freatomagmatismo, este trabajo clasifica al cráter El Xalapazco como una pequeña caldera de colapso (Tabla 6.1).

Características	Freatomagmatismo	Explosión	Xalapazco/Toba Llano
Palagonita	✓	x	x
Lapilli Acrecional	✓	✓	x
Deformación dúctil	✓	x	x
Brecha Monolitológica	✓	✓	x
Brecha Heterolitológica	x	x	✓
Alteración hidrotermal	x	✓	✓
Diámetros pequeños	✓	✓	✓
Alta Fragmentación	✓	✓	✓
Facies estratificadas	✓	✓	✓
Facies Masivas	x	✓	✓
Facies con estratificación cruzada	✓	x	✓
Control estructural	x	x	✓

Tabla 6.1.- Diferencias entre las dos hipótesis más viables para la génesis del cráter El Xalapazco, y su comparativa entre cada una.

### 6.5 Evidencias de un antiguo sistema geotermal.

Las litologías acarreadas de la roca encajonante hacia la superficie, encontradas en los depósitos piroclásticos, son de vital importancia al momento de interpretar las condiciones y procesos a profundidad. Si algo es característico en la toba Llano, particularmente en las litofacies ricas en líticos, es la abundancia de clastos alterados hidrotermalmente, por lo cual, al caracterizar dichas alteraciones, se puede obtener un estimado del tipo de sistema geotermal, y su profundidad relativa.

Los clastos de pómez presentan albitización y argilización (Zeolita), mientras que las lavas Maztaloya contienen albita, epidota, sericita y caolinita. Los clastos vítreos presentan alteración de caolinita. Además, en la petrografía se observó la presencia de clorita en líticos alterados y silicificación tipo *vuggy* (en líticos blancos), además de que algunos clastos alterados contienen azufre (Figura 6.5).

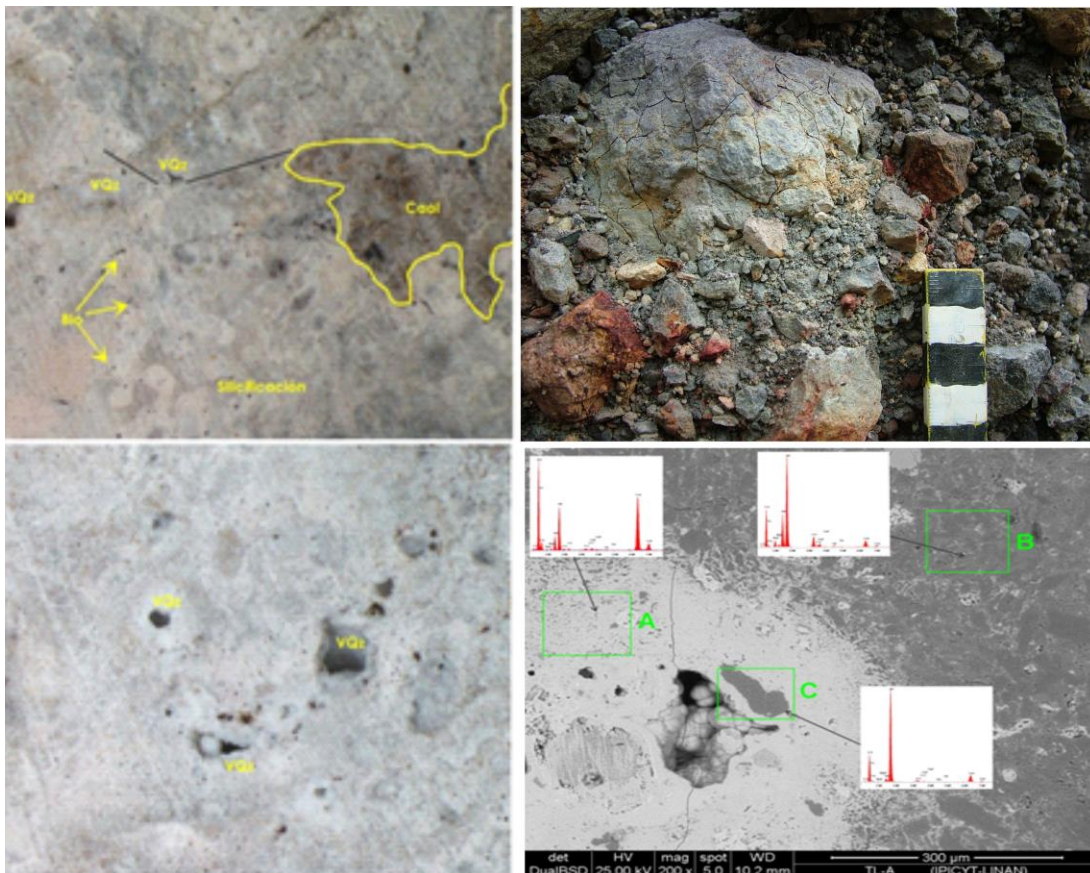


Figura 6.5.- Evidencias de alteración hidrotermal en algunos clastos líticos de la toba Llano.



El arreglo y presencia de todas estas alteraciones en clastos líticos de la toba Llano, parecen coincidir con una paragénesis mineral típica de ambiente epitermal de alta sulfuración, que afectó a la mayor parte de la estratigrafía a profundidad (Buchanan, 1981; Ridley, 2013; White y Hedenquist, 1990; Thompson y Thompson, 1996; Camprubí y Albinson, 2006; Hedenquist et al., 1994; Camprubí et al., 2003). Este tipo de sistema geotermal, no sólo tiene implicaciones en las litofacies de la toba Llano, sino también en cuestiones económicas directamente relacionadas a un posible prospecto geotérmico, cabe mencionar, que de ser un ambiente epitermal, se puede estimar una profundidad aproximada desde la superficie, de 1 a 2 km (Camprubí y Albinson, 2006). Estos resultados, podrían ser de utilidad para futuras planeaciones de barrenaciones y exploración de sistemas productivos, a su vez, dicho sistema calculado concuerda con algunas profundidades de alteración hidrotermal documentada por CFE (Izquierdo et al., 2008).

#### *6.6 Procesos Geodinámicos implicados en la generación de la toba Llano.*

En los diagramas multielementos, se puede apreciar que todas las muestras tienden a enriquecerse en tierras raras ligeras (o elementos más incompatibles) y un empobrecimiento en tierras raras pesadas, así como una pequeña anomalía negativa de Eu. Las altas concentraciones de tierras ligeras se pueden asociar con procesos de contaminación de magma (por corteza terrestre) debido a que estos elementos están concentrados mayormente en la corteza terrestre (Rollinson, 1993; Srivastava, 2011; Weaver y Tarney, 1985), mientras que la anomalía negativa de Eu comúnmente se asocia a fraccionamiento de feldespato potásico (Keshavarzi et al., 2014). A su vez, se observaron anomalías negativas de Nb-Ta, y positivas de U-Pb, las cuales comúnmente están asociadas con procesos de contaminación de corteza (Green, 1980; Rollinson, 1993; Srivastava, 2011; Weaver y Tarney, 1985) o bien con procesos de metasomatismo por subducción en márgenes continentales activos (Sun y McDonough, 1989; Keshavarzi et al., 2014).

Al hacer la recopilación de toda esta información, se puede decir, que el magma que generó a la toba Llano, está contaminado por rocas de la corteza (subducción?). Por otro lado, los diagramas de discriminación tectónica muestran una gran probabilidad de ambiente colisional, lo cual no concuerda con las dos teorías respecto al ambiente tectónico de esa zona del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM; subducción y rift continental). Sin embargo, podría ser el reflejo de la misma contaminación cortical a la que hacen alusión las gráficas multielementos. La corteza en esa parte del CVM, ha sido asociada por Kim et al. (2011) a la zona de colapso entre México y el bloque Yucatán, por tanto, si existe contaminación de corteza, no sólo se está reflejando con la geoquímica, sino que

también está alterando los resultados de los diagramas de discriminación tectónica (Figura 6.7).

Por último, cabe aclarar, que este trabajo no pretende en ningún momento discutir el ambiente geodinámico que formó esa parte de los Humeros, y que sólo se interpretan los resultados obtenidos mediante geoquímica de roca total. El siguiente paso sería establecer los parámetros de química mineral para conseguir un modelo petrogenético más claro y hacer una comparativa con erupciones de mayor explosividad en Los Humeros, que presentan, a diferencia de la Toba Llano, zoneamiento composicional inverso (Carrasco y Branney, 2005; Carrasco et al., 2012).

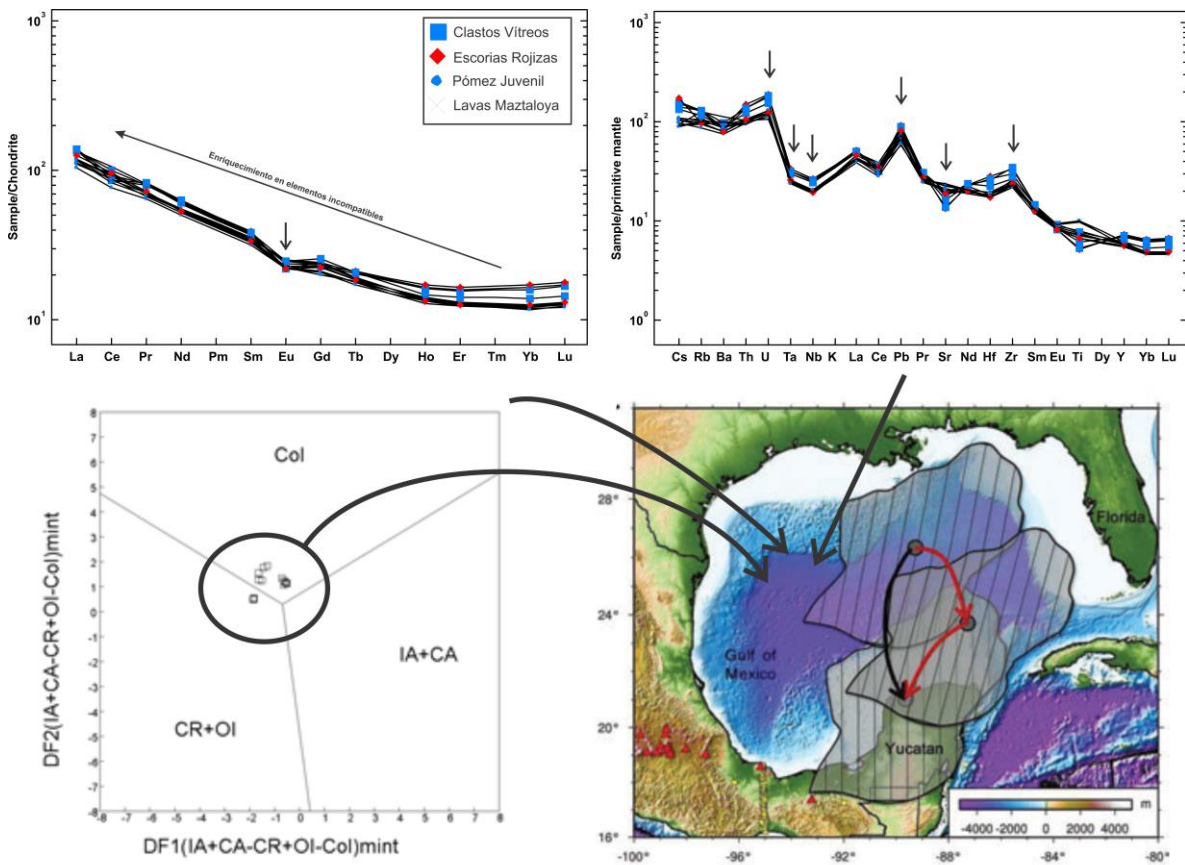


Figura 6.7.- Diagramas tipo Spider mostrando anomalías típicas de contaminación cortical, y resultados de la discriminación tectónica asociados con firmas posiblemente provenientes del basamento.

### 6.7 Evolución del cráter Xalapazco y litofacies generadas.

A lo largo de este capítulo, se ha hecho énfasis en algunos puntos clave de la zona de estudio, principalmente la evidencia de una estructura antigua denominada volcán Maztaloya, la ausencia de características freatomagmáticas, y

el posible vínculo del cráter con una pequeña caldera de colapso. Tomando en cuenta las litofacies reconocidas en este estudio, se plantea la evolución del cráter en 4 fases a continuación se describen detalladamente cada una (Figura 6.8).

#### Fase I. Condiciones pre-Llano.

Se propone la existencia del volcán Maztaloya, que fue alimentado a partir de una cámara magmática. Dicho magma, al entrar en contacto con rocas de corteza y basamento sedimentario, se “contaminó” (ver sección de geoquímica) enriqueciéndose en elementos incompatibles (Tierras raras ligeras; LILE).

#### Fase II. Descompresión y comienzo de destrucción de edificio.

La base de la toba Llano inicia con un depósito de pómez vesiculares escoraceas, por tal motivo, se infiere que este fue el inicio de la generación del cráter. La presencia (muy incipiente) de clastos líticos en este nivel podría interpretarse como la erosión de las paredes de la fuente debido al ascenso de magma que produjo éste flujo (Browne y Gardner, 2004; Smith y Kokelaar; 2013; Pittari et al., 2015). La gran cantidad de vesículas se podría asociar a diversos procesos complejos tanto en la cámara magmática como al momento del ascenso, sin embargo, se puede inferir que dicha vesicularidad tendría lugar de formación, debido a la gran cantidad de volátiles, en el sistema magmático inicial, así como la velocidad de ascenso (Houghton y Wilson, 1989; Houghton et al., 2010; Rotella et al., 2013). Estos volátiles, al salir a la atmosfera, dejan un desequilibrio al interior del edificio volcánico e incluso en la cámara magmática, lo más común es pensar en una descompresión de cámara magmática, y por ende, un ascenso de magma más veloz y violento que comienza a desestabilizar y a destruir al volcán de Maztaloya. Este depósito pudo tener una componente relativamente explosiva, dadas las evidencias de los clastos juveniles, dicha explosión pudo haber sido discreta y comenzar con la destrucción del cráter.

#### Fase III.-Subsidencia y colapso.

Una vez desestabilizado el pequeño edificio (paleo-Maztaloya), se crean zonas de debilidad y se fragmenta más la parte superior del volcán, dando lugar explosiones más violentas. A esta fase, se le asocia con depósitos de xsLT que sugieren procesos de alta energía ya sea por cambio en el régimen de flujo (mayor turbulencia; Leeder, 1982) o bien por cambios en el ascenso y velocidad del magma que erosiona mucho más las paredes, o bien por comienzo de destrucción de alguna estructura asociada a la corriente piroclástica de densidad (CPD, Smith y Kokelaar, 2013; Brown et al., 2010; Kim et al., 2014; Pimentel et al., 2015). A su vez, la alta concentración de líticos se podría explicar probablemente a un incremento en el aporte de material de la fuente por la destrucción progresiva del

paleo-edificio volcánico (Pittari et al., 2015). Una vez comenzada la subsidencia, la explosividad se mantiene constante, pero con mucho menor energía que el inicio. De este proceso, son características las tobas de lapilli, ya sea de estratificación difusa o masivas, las cuales, por tener estratificación difusa, también es posible pensar en régimen de energía alto (Leeder, 1982; Kokelaar et al., 2007; ver sección de *fragmentación* en capítulo 4).

El colapso, estaría ampliamente documentado por las litofacies de brecha lítica (mlBr; citar figuras). Esta litofacie, previamente discutida acerca de su origen, tiene características muy contundentes de una brecha de colapso. Los depósitos son propios de una CPD de alta energía y temperatura, además, la alteración en clastos indica que su formación podría estar ligada directamente con un sistema geotermal (sección previa). Aparte de ser un producto de una fase de CPD de alta energía evidenciada por la presencia de clastos imbricados, también fue una corriente de alta temperatura, por lo cual dejó remanentes como las pipas de elutriación y estructuras de hojuela (*thermal spalling* de Branney y Kokelaar, 2002; Kim et al., 2014; Pittari et al., 2015). Las litologías presentes en estos depósitos, documentan la violencia en el ascenso de magma y colapso del techo de magma desde zonas del conducto y hasta la superficie, dado que es justamente en la brecha lítica donde se encontró la mayor cantidad de clases líticas, acarreadas desde zonas relativamente profundas (como lo es el sistema geotermal y los clastos alterados pertenecientes a este).

#### Fase IV.- Vaciado de cámara magmática y eventos finales.

En esta parte de la evolución del cráter, la explosividad disminuye drásticamente, generando un flujo de escorias (mAgI; unidad Y) asociado a eventos de vaciado de cámara magmática (Branney y Kokelaar, 2002) o bien, de inyección de magma. La textura de estas pómez escoraceas oscuras así como su vesicularidad, también puede ser explicada por una alta concentración de gases rezagados al final de la cámara (Houghton y Wilson, 1989; Houghton et al., 2010; Rotella et al., 2013). A su vez, el colapso del techo cesa drásticamente, y genera un último pulso pobre en líticos, pero de alta fragmentación (mLT) que subyace al paleosuelo de la toba Cuicuiltic, de tal manera que esta litofacies, marca el final de los eventos que formaron el cráter Xalapazco, y la erupción de la toba Llano (Figura )

#### Fase V.- Vulcanismo post-caldera.

En esta fase se emplazaron en el fondo del derrames basálticos ricos en olivino, muy vesiculares, que rellenaron todo el piso del cráter. Esta actividad post-caldérica debió asociarse a una inyección final de una de las porciones activas del reservorio magmático. Al parecer ocurrió de manera contemporánea al

emplazamiento de flojos de lava de composición similar que fueron emplazados en otras partes de la caldera, tanto en el interior como en la parte externa de la caldera de Los Humeros, como una de las fases póstumas de actividad efusiva del complejo volcánico.

los cuales se interpretaron como eventos post-colapso. En campos volcánicos de este tipo, es muy común ver en el centro de las calderas, la formación de domos o estratovolcanes, asociados con resurgencia (Cole et al., 2005). Dado que este estudio no tiene los elementos suficientes para clasificar esta actividad final, se asume que pudo haber utilizado el mismo conducto o sistema de debilidad estructural similar, por lo que se asocia a dos posibles procesos: resurgencia o bien, vaciado de una cámara magmática diferenciada o incluso una inyección de magma. La edad de estas lavas no es conocida pero se estima menor de 28 mil años (Holoceno?). Esto tiene relevancia debido a la reactivación o manera como pueden estar funcionando el sistema (o sistemas) magmático de la caldera de Los Humeros.

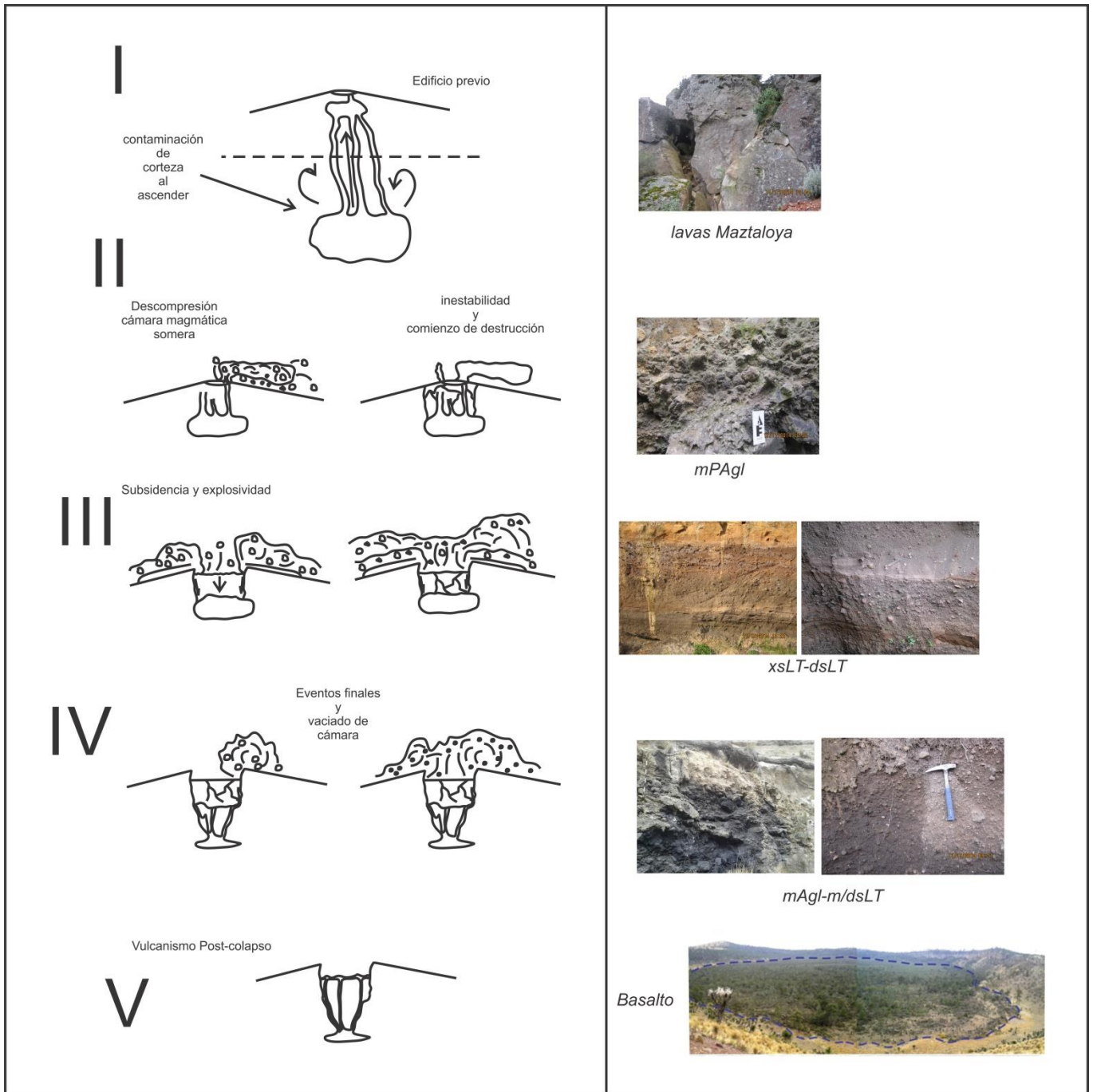


Figura 6.8.-Modelo esquemático de evolución de la erupción del cráter El Xalapazco, y principales litofacies asociadas a cada fase. La posición y profundidad de la cámara magmática es ilustrativa,

## Conclusiones.

Este trabajo representa una contribución al conocimiento de una parte de la historia eruptiva de la caldera de Los Humeros, y forma parte de un proyecto mayor enfocado a la prospección del campo geotérmico Los Humeros, (Proyecto P05) del CEMIEGeo (CONACYT-SENER).

El estudio sobre el origen del cráter Xalapazco es una de las piezas importantes que requiere documentarse con mayor detalle desde el punto de vista litoestratigráfico para establecer su origen y evolución, y con ello determinar su importancia en el funcionamiento del campo geotérmico.

A partir de 22 columnas estratigráficas levantadas en campo se realizó la litoestratigrafía de la Toba Llano y con ello se pudo definir la sucesión de eventos volcánicos que la generaron.

Como resultado de este trabajo se implementaron dos metodologías de la sedimentología clástica adaptadas al estudio de depósitos piroclásticos: paleocorrientes y distribución de litofacies. Ambas técnicas sirvieron como herramienta para la ubicación de la fuente de la Toba Llano y podrían ser de gran ayuda en trabajos similares o de índole vulcanológico.

Por lo que respecta a la edad de los depósitos estudiados, se logró delimitar la edad mínima de la toba Llano, con 28,000 Ka, lo cual es de utilidad para la estratigrafía del campo.

Para explicar la evolución del cráter El Xalapazco se proponen 5 fases eruptivas: , comenzando por la inestabilidad de un paleo edificio, el cual generó una serie de flujos de escoria, consecuentemente comienza una fase de subsidencia y colapso, que dieron pie a la formación de CPDs ricas en líticos y la generación de depósitos estratificados y brechas líticas. Por último, las fases finales dieron pie a material ya muy fragmentado (escorias y depósitos masivos pobres en líticos), y al final eventos efusivos postcolapso que generaron derrames de lava basáltica en el piso del Xalapazco.

Algunas otras metas que obtuvieron en este estudio son:

Se obtuvo el análisis de litofacies, granulometría y componentes de la Toba Llano, resultando un total de 10 litofacies descritas e interpretadas.

- No se encontró evidencia contundente de freatomagmatismo en campo, lo cual fue confirmado con los estudios geoquímicos y cálculos de cristalinidad

ejecutados, aunque no se descarta la existencia de eventos freatomagmáticos discretos.

- La distribución espacial de litofacies sigue rasgos geomorfológicos, y concuerda con distribución estadística de líticos.
- Los valores de fragmentación en las litofacies, se encuentran controlados por la actividad eruptiva que generó cada uno de los depósitos, siendo las facies finales las más fragmentadas.
- El mapa de paleocorrientes así como la presencia de clastos de lavas Maztaloya, sugieren que la fuente de la toba Llano es el cráter Xalapazco, lo cual era previamente desconocido y se le atribuía a la Toba Cuicuiltic.
- La caracterización geoquímica de elementos mayores, mostró como las litologías van desde traquidacitas hasta andesitas (serie subcalina).
- Se encontraron alteraciones hidrotermales propias de un sistema geotermal a profundidad, el cual fue clasificado como epitermal de alta sulfuración.
- Los índices de cristalización de todos los líticos y juveniles en la toba Llano, superan el 80%.
- Sistema conjugado de inclinaciones y rumbos en lavas Maztaloya, es concordante con la hipótesis de una posible paleoestructura (Volcán Maztaloya). Esto a su vez, apoya a la idea que las andesitas en el flanco E del cráter Xalapazco, podrían ser las mismas que las lavas Maztaloya, y pertenecer al mismo edificio.

Este trabajo proporciona una documentación sobre el origen y evolución de estructuras caldéricas relativamente pequeñas que son poco conocidas en el mundo, empleando diversas metodologías que en conjunto proporcionan elementos que permiten comprender mejor su funcionamiento.



## Bibliografía.

- Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3-4), 125–160. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.004>
- Acocella, V., Cifelli, F., Funciello, R., 2001. The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 137– 153.
- Allen, S. R. (2004). Complex spatter- and pumice-rich pyroclastic deposits from an andesitic caldera-forming eruption: The Siwi pyroclastic sequence, Tanna, Vanuatu. *Bulletin of Volcanology*, 67(1), 27–41. <http://doi.org/10.1007/s00445-004-0358-6>
- Bacon, C.R., 1983. Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake Caldera, Cascade Range, USA. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 18, 57–115.
- Baker, P.E., Harris, P.G., Reay, A., 1971. The geology of Tofua Island, Tonga. *Bull.-R. Soc. N. Z.* 8, 67– 79.
- Bear, A. N., Cas, R. A. F., & Giordano, G. (2009). The implications of spatter, pumice and lithic clast rich proximal co-ignimbrite lag breccias on the dynamics of caldera forming eruptions: The 151 ka Sutri eruption, Vico Volcano, Central Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181(1-2), 1–24. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.032>
- 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, p. 1237–1248.
- Boggs, S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*: Pearson Education Inc. *Upper Saddle River, New Jersey*.
- Branney, M., Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *The Geological Society Memoir No.27*: 144 p.
- Brown, R. J., Branney, M. J., Maher, C., & Dávila-Harris, P. (2010). Origin of accretionary lapilli within ground-hugging density currents: Evidence from pyroclastic couplets on Tenerife. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(1-2), 305–320. <http://doi.org/10.1130/B26449.1>
- Camprubí, A., & Albinson, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo Del Centenario. Revisión de Algunas Tipologías de Depósitos Minerales de México. Tomo LVIII, n°1*, 81, 27 – 81. <http://doi.org/10.2113/gsecongeo.101.4.843>
- Carey, S.N., 1991. Transport and deposition of tephra by pyroclastic flow and surges. En: Fisher R.V. & Smith, G.A. (eds). *Sedimentation in volcanic settings*. SEPM Special publications, 45, p. 39-57.

- Carrasco-núñez, G., Arzate, J., Bernal, J. P., Carrera, J., Cedillo, F., Dávila-harris, P., ... México, A. De. (2015). A New Geothermal Exploration Program at Los Humeros Volcanic and Geothermal Field ( Eastern Mexican Volcanic Belt ). World Geothermal Congress 2015, (April), 19–25.
- Carrasco-Núñez, G., & Branney, M. J. (2005). Progressive assembly of a massive layer of ignimbrite with a normal-to-reverse compositional zoning: The Zaragoza ignimbrite of central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 68(1), 3–20. <http://doi.org/10.1007/s00445-005-0416-8>
- Carrasco-Núñez, G., McCurry, M., Branney, M. J., Norry, M., & Willcox, C. (2012). Complex magma mixing, mingling, and withdrawal associated with an 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. <http://doi.org/10.1130/B30501.1>
- Cashman, K. V., Giordano, G. (2014). Calderas and magma reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 288, 28–45. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.09.007>
- Cole, J. W., Milner, D. M., & Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: A review. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2), 1–26. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004>
- 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. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.020>
- Demant, A., 1978. Características del eje neovolcánicotransmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Revista. V. 2, No. 2, p. 172-187.
- Di Vito, M. A., Arienzo, I., Braia, G., Civetta, L., D'Antonio, M., Renzo, V. Di, & Orsi, G. (2011). The Averno 2 fissure eruption: A recent small-size explosive event at the Campi Flegrei Caldera (Italy). *Bulletin of Volcanology*, 73(3), 295–320. <http://doi.org/10.1007/s00445-010-0417-0>
- Doulliet, G.A., Tsang-Hin-San, E., Kueppers, U., Letort, J., Pacheco, D.A., Goldstein, F., Von Aulok, F., Lavallée Y., Henson, J.B., Bostrillos, J., Robin, C., Ramón, P., Hal, M., Dingwell, D., 2013. Sedimentology and geomorfology of the deposits from the August 2006 pyroclastic density currents at Tangurahua volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 75, p. 1-21.
- Druitt, T.H., 1999. Pyroclastic density currents. In: Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J. (Eds.), *Geological Society, London, Special Publications*, 145, p. 145–182
- Elston, W.E., 1984. Mid-Tertiary ash-flow cauldrons, southwestern New Mexico. *J. Geophys. Res.* 89B, 8733– 8750.

- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. V. 53, p.84-92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V.C., Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, p. 122-149.
- 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. <http://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. <http://doi.org/10.1093/petrology/28.1.171>
- Firth, C. W., Handley, H. K., Cronin, S. J., & Turner, S. P. (2014). The eruptive history and chemical stratigraphy of a post-caldera, steady-state volcano: Yasur, Vanuatu. *Bulletin of Volcanology*, 76(7), 1-23.
- Fornari, D.J., Ryan,W.B.F., Fox, P.J., 1984. The evolution of craters and calderas on young seamounts: insights from sea MARC 1 and SEABEAM sonar surveys of a small seamount group near the axis of the East Pacific Rise at 108N. *J. Geophys. Res.* 89, 11069–11083.
- Freundt, A. and Bursik M., 1998. Pyroclastic flow transport mechanisms in: Freundt, A. and Rosi, M. (eds). *From Magma to Tephra, Modeling physical processes of explosive volcanic eruptions*. Elsevier Science, Netherlands, 4, p. 173-231.
- Furukawa, K., Uno, K., Shinmura, T., Miyoshi, M., Kanamaru, T., & Inokuchi, H. (2014). Origin and mode of emplacement of lithic-rich breccias at Aso Volcano, Japan: Geological, paleomagnetic, and petrological reconstruction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 22-31.
- Geshi, N., Acocella, V., & Ruch, J. (2012). From structure- to erosion-controlled subsiding calderas: Evidence thresholds and mechanics. *Bulletin of Volcanology*, 74(6), 1553–1567. <http://doi.org/10.1007/s00445-012-0617-x>
- Geshi, N., & Oikawa, T. (2008). Phreatomagmatic eruptions associated with the caldera collapse during the Miyakejima 2000 eruption, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(4), 457–468. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.04.013>
- Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T., & Nakada, S. (2002). Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 64(1), 55–68. <http://doi.org/10.1007/s00445-001-0184-z>
- Giordano, G., De Benedetti, A. A., Diana, A., Diano, G., Gaudio, F., Marasco, F., ... Funicello, R. (2006). The Colli Albani mafic caldera (Roma, Italy): Stratigraphy, structure and petrology. *Journal of Volcanology and*

- Geothermal Research, 155(1-2), 49–80.  
<http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.009>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., y Ferrari, L., 2005. Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, número 3, p. 227-285.
- Gudmundsson, A., 1995. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 64, 1 – 22.
- Gutmann, J. T. (1976). Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, 87(12), 1718–1729.  
[http://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87<1718:GOCESM>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1718:GOCESM>2.0.CO;2)
- Hildreth, W., Christiansen, R.L., O’Neil, J.R., 1984. Catastrophic isotopic modification of rhyolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone plateau volcanic field. *J. Geophys. Res.* 89B, 8339–8369
- Houghton, B. F., Carey, R. J., Cashman, K. V., Wilson, C. J. N., Hobden, B. J., & Hammer, J. E. (2010). Diverse patterns of ascent, degassing, and eruption of rhyolite magma during the 1.8ka Taupo eruption, New Zealand: Evidence from clast vesicularity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195(1), 31–47. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.06.002>
- Houghton, B. F., & Wilson, C. J. N. (1989). A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51(6), 451–462.  
<http://doi.org/10.1007/BF01078811>
- Howard, K. A. (2010). Caldera collapse: Perspectives from comparing Galapagos volcanoes, nuclear-test sinks, sandbox models, and volcanoes on Mars. *GSA Today*, 20(10), 4–10. <http://doi.org/10.1130/GSATG82A.1>
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. F. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- 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. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05191.x>
- Kim, G. B., Cronin, S. J., Yoon, W. S., & Sohn, Y. K. (2014). Post 19 ka BP eruptive history of Ulleung Island, Korea, inferred from an intra-caldera pyroclastic sequence. *Bulletin of Volcanology*, 76(4), 1-26.
- Komorowski, J.-C., Jenkins, S., Baxter, P.J., Picquout, A., Lavigne, F., Charbonnier, S., Gertisser, R., Cholik, N., Budi-Santoso, A., Surono, 2013. Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: Processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261, p. 260–294.

- Komuro, H., 1987. Experiments on cauldron formation: a polygonal cauldron and ring fractures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 139– 149.
- Kokelaar, P., Raine, P., & Branney, M. J. (2007). Incursion of a large-volume, spatter-bearing pyroclastic density current into a caldera lake: Pavey Ark ignimbrite, Scafell caldera, England. *Bulletin of Volcanology*, 70(1), 23-54.
- Lagat, J. (2007). Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria domes geothermal field, Kenya. *Short Course II on Surface Exploration for Geothermal Resources. Organized by UNUGTP and KenGen, at Lake Naivasha, Kenya, 2e17.*
- Leeder, M.R., 1982. Sedimentology. Segunda edición. Chapman & Hall
- Le Maitre, R. W. B., Dudek, P., Keller, A., Lameyre, J., Le Bas, J., Sabine, M. J., ... & Zanettin, A. R. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks* (No. 552.3 CLA). International Union of Geological Sciences.
- Le Roux, J. P., 2003. Can dispersive pressure cause inverse grading in grain flows?. *Journal of Sedimentary Research*. Vol.73; No 2; p. 333-334.
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *J. Geophys. Res.* 89B, 8801– 8841.
- Lipman, P.W., 1992. Ash-flow calderas as structural controls of ore deposits— recent work and future problems. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 2012, L1–L12.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry. *Bull. Volcanol.* 59, 198– 218
- Lipman, P.W., 2000b. Calderas. In: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, pp. 643– 662.
- Lube, G., Cronin, S., J., Platz, T., Freundt, A., Procter, J N., Herderson, C. and Sheridan, M F., 2007. Flow and deposition of pyroclastic granular flows: A type example from the 1975 Ngauruhoe eruption, New Zeland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, p. 165- 186.
- Lube, G., Huppert, H., Sparks, R S., Freundt, A., 2007b. Static and flowing regions in granular collapses down channels. *American Institute of Physics: Physics of fluids* 19, p. 1-9.
- Marti, J., Ablay, G.J., Redshaw, L.T., Sparks, R.S.J., 1994. Experimental studies of caldera collapse. *J. Geol. Soc. (Lond)* 151, 919– 929.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3), 223-253.
- Michon, L., Massin, F., Famin, V., Ferrazzini, V., & Roult, G. (2011). Basaltic calderas: Collapse dynamics, edifice deformation, and variations of magma withdrawal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(3), 1–18. <http://doi.org/10.1029/2010JB007636>

- Michon, L., Staudacher, T., Ferrazzini, V., Bachèlery, P., & Marti, J. (2007). April 2007 collapse of Piton de la Fournaise: A new example of caldera formation. *Geophysical Research Letters*, 34(21), 1–6. <http://doi.org/10.1029/2007GL031248>
- Mooser, F., 1972. El Eje Volcánico Mexicano, debilidad cortical prepaleozoica reactivada. Sociedad Geológica Mexicana, 2a. Convención Nacional. Mazatlán.
- Mouginis-Mark, P.J., Robinson, M.S., 1992. Evolution of Olympus Mons Caldera, Mars. *Bull. Volcanol.* 54, 347–360.
- Nelson, C. H. (1994). The volcanic, sedimentologic, and paleolimnologic history of the Crater Lake caldera floor, Oregon: evidence for small caldera evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 106(5), 684–704. <http://doi.org/10.1130/0016-7606> (1994)106<0684:TVSAPH>2.3.CO;2
- 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. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.014>
- Pardo, M., and Suarez, G., 1995. Shape of subducted Rivera and Cocos Plates in southern México: Seismic and implications. *Journal Geophysical Research*, 100, p. 12357-12372.
- Pimentel, A., Pacheco, J., & Self, S. (2015). The 1000-years BP explosive eruption of Caldeira Volcano (Faial, Azores): the first stage of incremental caldera formation. *Bulletin of Volcanology*, 77(5). <http://doi.org/10.1007/s00445-015-0930-2>
- Pinel, V. (2011). Influence of pre-existing volcanic edifice geometry on caldera formation. *Geophysical Research Letters*, 38(11), 1–6. <http://doi.org/10.1029/2011GL047900>
- Pindell, J. & Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **328**(2009), 1–55.
- Pinel, V., & Jaupart, C. (2005). Caldera formation by magma withdrawal from a reservoir beneath a volcanic edifice. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3-4), 273–287. <http://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.11.016>
- Pittari, A., Briggs, R. M., & Bowyer, D. A. (2016). Subsurface geology, ancient hydrothermal systems and crater excavation processes beneath Lake Rotomahana: Evidence from lithic clasts of the 1886AD Rotomahana Pyroclastics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 314, 110-125.

- Poppe S., Holohan, E., Pauwels, E., Cnudde, V., Kervyn, M., (2015) Sinkholes, pit craters, and small calderas: Analog models of depletion-induced collapse analysed by computed X-ray microtomography. *GSA bulletin* 127; 281-296..
- Raisz, E., 1959. Landforms of Mexico. Cambridge Mass. U.S., Office of Naval Research, Geography Branch, mapa con texto, esc. 1: 3000000, 2a Ed.
- Roche, O., Druitt, T. H. (2001). Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 191(3-4), 191–202. [http://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00428-9](http://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00428-9)
- Rodriguez, S. R., Morales-Barrera, W., Layer, P., Gonzalez-Mercado, E. (2010). A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa region, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1-4), 149–166. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.003>
- Rotella, M. D., Wilson, C. J. N., Barker, S. J., & Wright, I. C. (2013). Highly vesicular pumice generated by buoyant detachment of magma in subaqueous volcanism. *Nature Geoscience*, 6(2), 129–132. <http://doi.org/10.1038/ngeo1709>
- Rowe, M. C., Ellis, B. S., & Lindeberg, A. (2012). Quantifying crystallization and devitrification of rhyolites by means of X-ray diffraction and electron microprobe analysis. *American Mineralogist*, 97(10), 1685-1699.
- Sarocchi, D., 2005. Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22, p. 371-382.
- Sheridan, M.F., y Wohletz, K.H., 1981, Hydrovolcanic explosions I. The systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, vol. 212, p. 1387-1398.
- Sheridan M. F., y Wohletz K. H. 1983, Hydrovolcanics: Basic considerations and review, *Jour. Vulcanol. Geotherm Res.*, vol. 17, p. 1-29.
- Smith, N. J., & Kokelaar, B. P. (2013). Proximal record of the 273 ka Poris caldera-forming eruption, Las Cañadas, Tenerife. *Bulletin of volcanology*, 75(11), 1-21.
- Sulpizio, R., 2007. High variability of sedimentology and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the example of the AD 472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology* (2006), p. 1-29.
- Sulpizio, R., 2010. Predicting the block-and-ash flow inundation areas at Volcán de Colima (Colima, Mexico) based on the present day (February 2010) status. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193, p. 49-66.
- Sun, S. S., & McDonough, W. S. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and

- processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tilling, R.I., Lipman, P.W., 1993. Lessons in reducing volcanic risks. *Nature* 364, 77–280.
- Troll, V. R., Walter, T. R., & Schmincke, H. U. (2002). Cyclic caldera collapse: Piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geology*, 30(2), 135–138. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0135:CCCPOP>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0135:CCCPOP>2.0.CO;2)
- Verma, S.P. (1987). Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems. *Geofísica Internacional, Special Volume. On MVB-Part 3-b, V. 26*, p. 309-340.
- Verma, S. P. (2015). Present state of knowledge and new geochemical constraints on the central part of the Mexican Volcanic Belt and comparison with the central American Volcanic Arc in terms of near and far trench magmas. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24(5), 399–460. <http://doi.org/10.3906/yer-1504-20>
- Verma, S. P., Pandarinath, K., & Rivera-Gómez, M. A. (2016). Evaluation of the ongoing rifting and subduction processes in the geochemistry of magmas from the western part of the Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 125–148. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.12.007>
- Wall, K. T., Ellis, B., Schmidt, M., Eccles, J., (2014) Determining volcanic eruption styles on Earth and Mars from crystallinity measurements. *Nature communications*, 1-9.
- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, p. 65-88.
- Walker, G.P.L., 1988. Three Hawaiian calderas: an origin through loading by shallow intrusions? *J. Geophys. Res.* 93B, 14773– 14784.
- Walker, G.P.L., Hayashi, J.N., Self, S., 1995. Travel of pyroclastic flows as transient waves: implications for the energy line concept and particle-concentration assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, p. 265–282.
- Wilson, C.J.N., Houghton, B.F., McWilliams, M.O., Lanphere, M.A., Weaver, S.D., Briggs, R.M., 1995. Volcanic and structural evolution of Taupo Volcanic Zone, New Zealand: a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 68, 1 –28.
- Wright, I.C., Gamble, J.A., 1999. Southern Kermadec submarine caldera arc volcanoes (SW Pacific): caldera formation by effusive and pyroclastic eruption. *Mar. Geol.* 161, 207– 227.
- Wright, I.C., Gamble, J.A., Shane, P.A.R., 2003. Submarine silicic volcanism of the Healy caldera, southern Kermadec arc (SW Pacific): 1—Volcanology and eruption mechanisms. *Bull. Volcanol.* 65, 15– 29.



Zimanowski B., Lorenz V. and Fröhlich G., 1986, Experiments on phreatomagmatic explosions with silicate and carbonatitic melts. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 30, p. 149-153.