



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
CENTRO DE GEOCIENCIAS CAMPUS JURIQUILLA

Estratigrafía y evolución del volcán tipo maar (axalapazco) Aljojuca, Puebla

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:  
LORENA DE LEÓN BARRAGÁN

Director de tesis:  
Dr. Gerardo Carrasco Núñez  
Centro de Geociencias

Juriquilla, Qro., Noviembre del 2016



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*Dedico este trabajo a:*

*Dios, Mi familia, Jorge*

*Que el Señor bendiga tu tierra  
con el rocío que cae de lo alto,  
con las aguas del abismo,  
que están abajo,  
con lo mejor que el sol hace crecer,  
con lo mejor que la luna hace brotar,  
con las primicias  
de las montañas antiguas,  
con lo mejor de las colinas eternas.*

*(Dt 33 13 - 15)*

## **AGRADECIMIENTOS**

*Al Dr. Gerardo Carrasco, por su confianza, paciencia, apoyo, dedicación e interés en el presente proyecto. Gracias por ayudarme a desarrollar cada una de las cualidades que se requieren para trabajar con estratigrafía volcánica y por mostrarme la evolución que he tenido desde que comencé a trabajar con usted y hasta el tiempo presente.*

*Agradezco el apoyo y los comentarios que enriquecieron el presente trabajo: Dr. Boris Chako Tchamabé, Dr. Gerardo Aguirre Díaz, Dr. Pablo Dávila Harris y Dr. Ricardo Saucedo Girón. Así como agradezco a la Dra. Lucia Capra Pedol y al Dr. Jorge Aranda Gómez por su tiempo de calidad dedicado en clases.*

*La presente investigación fue realizada gracias al proyecto CONACYT CB-150960 y al Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IN106314.*

*Agradezco infinitamente el apoyo y educación moral que me han dado mis padres, por hacer de mi una persona de bien y a mis hermanos, Ilsee y Rolando por incitarme a lograr mis sueños.*

*A Jorge, gracias por tu amor, por enseñarme a tener paciencia, comprensión y tolerancia. Definitivamente, sin ti no lo hubiera logrado.*

*A mis amigos por brindar su sincera amistad y apoyo: Berlaine, Cynthia, Eric y Carmen, Quique, Tati, Arlette, Aurora, Erick, Daniela, Iván, Myrna, Diego, Rosario, Daniele, Rosy y Esteban. A Eduardo Alemán, mi mejor amigo, quien me brindó y me seguirá brindando su valiosa amistad y sus conocimientos académicos.*

*A M.C. Javier Hernández, por su enorme apoyo amistoso, académico y logístico para procesamiento de muestras. A Mario López, Jorge López y Boris Chako por apoyarme en los días de trabajo en campo.*

*A Margarita Segura y a Dora Martínez , por siempre estar disponibles para cualquier cosa. Las quiero mucho. A Marta Pereda, Armando Ramírez, Alejandro Escobedo, Asucena Ortega, Carlos Hernández , José Guadarrama y a todas las personas de administración, por estar siempre al pendiente de las necesidades mías y de todos los estudiantes del CGEO.*

## CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABLAS	IX
RESUMEN	X
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Generalidades	1
1.2 Justificación de trabajo	2
1.3 Antecedentes	4
1.3.1 Estudios realizados en volcanes tipo maar con morfologías irregulares	4
1.4 Objetivos	8
1.4.1 Objetivo general	8
1.4.2 Objetivos particulares	8
1.5 Localización del área de estudio	9
2. HIDROVULCANISMO	11
2.1 Introducción y mecanismos físicos	11
2.2 Termodinámica de las interacciones agua-magma	13
2.2.1 Modelo de Nucleación Espontánea	13
2.2.2 Modelo de Detonación Térmica	15
2.3 Investigaciones en estudios experimentales de MFCI	17
2.4 Estilos eruptivos y morfologías asociadas a hidrovulcanismo	20
2.5 Corrientes Piroclásticas de Densidad (PDC)	23
2.5.1 Soporte y segregación de partículas en PDCs	24
2.5.1.1 Soporte de partículas a través de un fluido	24
2.5.1.2 Soporte de partículas por matriz y por escape de fluido	26
2.5.1.3 Soporte por interacciones entre partículas	27
2.5.2 Estructuras primarias de depósitos de PDCs diluidas	29
2.5.3 Brechas de explosión	31
3. GEOLOGÍA REGIONAL	33
3.1 Cinturón Volcánico Transmexicano	33
3.1.1 Naturaleza y geometría de las placas de Cocos, Rivera y Norteamérica	34
3.1.2 Evolución Temporal del Cinturón Volcánico Transmexicano	35
3.2 Cueva de Serdán -Oriental	40
4. METODOLOGÍA	45
4.1 Compilación y análisis de material bibliográfico	45
4.2 Trabajo de campo	45
4.3 Trabajo de laboratorio	45
4.3.1 Análisis granulométrico y componentes	45
4.3.2 Petrografía	47
4.3.3 Preparación de muestras para análisis químicos	47

4.3.4 Determinación de elementos mayores y traza	48
5. ESTRATIGRAFÍA DEL MAAR ALJOJUCA	50
5.1 Introducción	50
5.1.1. Clasificación del tamaño de partículas de tefra volcánica	51
5.2 Secuencia pre-maar	53
5.3 Secuencias de maar	58
5.3.1 Análisis de facies	58
5.3.2 Descripción de las secuencias estratigráficas de maar	61
5.3.2.1 Sección Oeste	61
5.3.2.2 Sección Noroeste	69
5.3.2.3 Sección Sur	81
5.3.2.4 Sección Este	86
5.3.2.5 Sección Norte	95
5.5 Correlación de unidades estratigráficas	103
6. SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS	106
6.1 Parámetros estadísticos	106
6.2 Determinación de componentes	115
6.2.1 Componentes en la Sección Oeste (W)	115
6.2.2 Componentes en la Sección Este (E)	116
7. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS DEPÓSITOS	119
7.1 Petrografía	119
7.2 Geoquímica	125
7.2.1 Clasificación geoquímica para rocas volcánicas	125
7.2.2 Diagramas de variación	127
7.2.3 Diagrama de elementos de Tierras Raras (REE)	134
7.2.4 Diagrama multielementos	136
8. EDAD DEL VULCANISMO	138
9. DISCUSIÓN	141
9.1 Reconstrucción eruptiva del cráter Aljojuca	142
10. CONCLUSIONES	151
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	153
ANEXOS	167

## LISTA DE FIGURAS

Fig. 1	<i>Modelo de crecimiento de una diatrema de Valentine y White (2012), en donde ocurren interacciones de MFCl en un rango de diversas profundidades , en donde dichas explosiones fragmentan a la roca encajonante, siendo éstas mayormente efectivas a profundidades someras. Conforme las explosiones continúan, ocurre un ensanchamiento rápido de la parte superior de la diatrema. Los diques intradiatrema ascienden a niveles superiores generando zonas de fragmentación y produciendo debris jets.</i>	3
Fig. 2	<i>Mapa hipsográfico de México en donde se observa la localización del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), dicha provincia ha sido modificada de INEGI (2001).</i>	9
Fig. 3	<i>a) Esquema que representa la extensión del CVTM (Ver Fig. 2), b) Mapa digital topográfico que muestra la localización del volcán Aljojuca, dentro de la porción Este del CVTM.</i>	10
Fig. 4	<i>Esquema que muestra las cuatro etapas de la interacción agua-magma. Tomado de White (1996).</i>	12
Fig. 5	<i>Esquema que muestra gráficamente la inestabilidad de Taylor, en la interfaz entre el magma y la película de agua-vapor en colapso. Tomado de Wohletz (1986).</i>	14
Fig. 6	<i>Modelo de detonación termal, en donde una fuerte interacción agua-magma, seguida por una explosión, requiere de la propagación sostenida de una onda de choque. Tomado de Wohletz (1986).</i>	16
Fig. 7	<i>a) Fotografías que muestran imágenes de SEM de partículas de vidrio, correspondientes a depósitos de base surge de Palizzi, en experimentos de Büttner et al. (2002); A) Partícula activa, con morfología blocky y angular, causada por fragmentación frágil, B) Partícula pasiva, con morfología redondeada, causada por fragmentación dúctil.</i>	17
Fig. 8	<i>a) Formas características de clastos de fragmentación freatomagmática (Sheridan y Wohletz, 1983), b) Esquema de los cuatro tipos de morfologías de grano observadas en experimentos sobre hidrovulcanismo (Wohletz y Heiken, 1992).</i>	19
Fig. 9	<i>Relación entre los fenómenos eruptivos, tipo de depósito, y relieve generado a partir de la relación de la interacción agua/magma. Modificado de Wohletz y Heiken (1992).</i>	21
Fig. 10	<i>Relieve hidrovulcánico vs. Ambiente geohidrológico relacionado con la variación de energía mecánica de explosión. Modificado de Wohletz y Heiken (1992).</i>	22
Fig. 11	<i>a) Diferentes mecanismos de soporte de fluido de partículas.; b) mecanismos teóricos de formación de litofacies en la fase de la corriente (<math>lensL_{(n,i)}</math>); c) efecto del levantamiento y arrastre del fluido en mecanismos de saltación y rodamiento de partículas (<math>xsA</math>); d) asentamiento (caída) de partículas finas a partir de la nube de ceniza que acompaña la fase terminal de PDC (<math>maccrA</math>); e) depósito real producto de una PDC diluida y turbulenta de la erupción Pollena (472 D.C., Vesubio, Italia. Tomado de Sulpizio y Dellino (2008).</i>	25
Fig. 12	<i>Ejemplo de una zona de la frontera entre el flujo y el terreno dominada por el régimen de escape de fluido. Tomado de Sulpizio y Dellino (2008).</i>	26
Fig. 13	<i>Ejemplo de una zona de la frontera entre el flujo y el terreno dominada por el régimen de flujo granular. Tomado de Sulpizio y Dellino (2008).</i>	27

Fig. 14	<i>A) Morfologías de dunas desarrolladas comúnmente en depósitos de oleadas piroclásticas, vistas en perfil. Modificada de Wohletz y Sheridan (1979): 1) Ondas con pendiente suave, generalmente de longitud de onda larga y baja amplitud, 2) Antidunas simétricas.) Dunas festoneadas, con dirección de transporte perpendicular a la hoja. 4) Laminaciones cruzadas, que ocurren en sets de 2-8 cm de espesor. 5) Estructura de chute and pool. 6) Dunas simétricas, con acumulación en el sotavento de material grueso. 7) Antidunas con crestas redondeadas y discontinuidades internas. 8) Laminaciones senosoidales con longitud de onda corta</i>	30
Fig. 15	<i>Cuatro tipos texturales de depósitos hidrovulcánicos, entre ellas estructuras de brecha de explosión, dunas, capas masivas y capas planares. Tomada de Wohletz y Heiken (1992).</i>	32
Fig. 16	<i>Provincias magmáticas de México asociadas a la subducción de la placa Farallón, debajo de la placa Norteamericana, subsecuentemente representada por las placas de Rivera y Cocos. Tomado de Ferrari et al. (2012).</i>	33
Fig. 17	<i>Primer episodio magmático denominado como Cinturón Volcánico Transmexicano Temprano y que abarca el periodo del Mioceno Temprano a Mioceno Tardío. Tomado de Ferrari et al. (2012).</i>	35
Fig. 18	<i>Segundo episodio magmático denominado como Pulso Máfico migrante hacia el este, correspondiente al Mioceno hasta el Plioceno temprano. Tomado de Ferrari et al. (2012).</i>	37
Fig. 19	<i>Tercer episodio magmático denominado como Episodio de composición silícica a bimodal, y abarca los periodos de el fin del Mioceno al Plioceno temprano. Tomado de Ferrari et al. (2012).</i>	38
Fig. 20	<i>Cuarto episodio magmático denominado como Cinturón Volcánico Transmexicano Moderno e incluye los periodos del Plioceno Tardío al Holoceno. Tomado de Ferrari et al. (2012).</i>	40
Fig. 21	<i>Localización de la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO), en donde se observan los principales cuerpos volcánicos de la misma y hacia el sector Este , la cuenca se encuentra limitada por el alineamiento volcánico de Cofre de Perote-Citlaltépetl. El maar Aljojuca se localiza en la porción Sur de la CSO, al sureste del volcán Cerro Brujo y del maar Tecuitlapa.</i>	42
Fig. 22	<i>Mapa obtenido a partir de una imagen digital de Google Earth, que muestra la localización de las secciones estratigráficas medidas y descritas en el volcán Aljojuca.</i>	50
Fig. 23	<i>Esquema que representa la secuencia estratigráfica pre-maar, correspondiente al lado NW del volcán Aljojuca.</i>	55
Fig. 24	<i>Fotografías que muestran la secuencia pre maar. a) Imagen que muestra el contacto entre un suelo y la unidad G, que incluye lentes de caída, ceniza de oleada y capas de ceniza de caída b) Unidad H, que incluye ceniza y brechas soportadas por matriz con gravas finas y medias. c) Unidad I, que consiste de un paleosuelo compuesto de pómez y líticos, el cual es sobreyacido por las unidades J (Pómez Quetzalapa) y K , que consiste de una alternancia de capas de pómez redondeado y ceniza d) Inicio de la unidad J en donde se encuentra el horizonte que se correlaciona con la Pómez Quetzalapa (PQ).</i>	56

Fig. 25	a) Imagen que muestra la unidad K en donde se observan capas rítmicas de ceniza con estratificación cruzada, brechas con bloques semiredondeados de origen fluvial y depósitos masivos arcillosos b) Imagen del contacto entre la secuencia pre-maar y la secuencia de maar, y afloran 35 m de un depósito arcilloso con apariencia de suelo, que correspondiente a la unidad M.	57
Fig. 26	a) Esquema que representa la sección estratigráfica W con las unidades A, B, C, D, E y F. En la base aflora un flujo de lava andesítica-basáltica, sobreyacida por un paleosuelo.	64
Fig. 27	Imagen que muestra las unidades A, B, C, D y E correspondientes a la secuencia estratigráfica de la sección W. Dichas unidades se encuentran en contacto con un paleosuelo y un flujo de lava andesítica basáltica.	65
Fig. 28	a) Imagen del contacto entre el paleosuelo y el inicio de la secuencia de maar, comenzando con un horizonte de 5 cm de caída de fragmentos juveniles andesíticos-basálticos. b) imagen del contacto entre el paleosuelo y la unidad A, en donde se observa la segunda capa de caída de fragmentos juveniles, que forma una estructura de relleno de canal (e.g. Fisher, 1977).	66
Fig. 29	a) Imagen que muestra el contacto entre las unidades estratigráficas A y B, en donde se observa un contacto erosivo con la unidad B (e.g Martí et al., 2011) , b) Imagen de la parte superior de la secuencia estratigráfica del W, que abarca las unidades C, D, E y F.	67
Fig. 30	a) Imagen de la parte media de la unidad E, en donde presenta predominancia de caída de tefra sobre capas de ceniza fina, b) Imagen del acercamiento del contacto entre las unidades E y F, en donde se observa un horizonte de caída con 0.1 m de material juvenil en la base de la unidad F.	68
Fig.31	a) Esquema que representa la sección estratigráfica NW, b) Imagen que muestra la parte inicial y media de la unidad A, en donde se observan paquetes de ceniza con estratificación cruzada y horizontes de caída de algunos centímetros, c) Contacto entre el paleosuelo y el inicio de la secuencia de maar.	72
Fig.32	a) Imagen que muestra el contacto entre el paleosuelo y el inicio de la secuencia de maar con la unidad A, con un horizonte de caída con mayor proporción de escoria juvenil, b) Imagen que muestra la parte inicial y media de la unidad A, en donde se observan paquetes de ceniza con estratificación cruzada y horizontes de caída de algunos centímetros, indicados con líneas amarillas discontinuas.	73
Fig. 33	a) Imagen del contacto erosivo entre las unidades A y B b) Capas iniciales de ceniza muy consolidada de la unidad B, presentan abundante lapilli acrecional y estratificación cruzada.	74
Fig. 34	Imagen que muestra la continuidad de las capas de la unidad B y el contacto con la unidad C. En la base se observa el primer horizonte de brecha enriquecida en material juvenil, en la parte media se observan brechas de menor tamaño con laminaciones en los paquetes de ceniza y hacia la cima se observa una brecha con bloques de 0.05 a 1.0 m así como un horizonte de caída en donde la base esta enriquecida en material juvenil y la cima en líticos accidentales, ambas capas están separadas por una capa de ceniza con estratificación cruzada.	75
Fig. 35	a) Imagen del acercamiento de la parte media de la unidad B, en donde se pueden observar horizontes de caída enriquecidos en material juvenil, que son intercalados con paquetes de ceniza con estratificación cruzada difusa y laminaciones, b) Imagen de un	76

horizonte de material juvenil que se encuentra debajo del horizonte con bloques de 1.0 m localizado en la cima de B, dicho horizonte cuenta con tamaños de lapilli medio a muy grueso y bombas.

- Fig. 36 a) Imagen del horizonte de caída en donde la base presenta una mayor proporción de material juvenil, hacia la cima se enriquece en líticos accidentales, además se encuentra dividida por un horizonte de ceniza con estratificación cruzada (ver Fig. 33), b) Acercamiento de la foto a). 77
- Fig. 37 a) Imagen del contacto entre las unidades B y C; en C observamos laminaciones predominantes con algunos horizontes de caída, así como bloques en posiciones aleatorias, b) Imagen de un lente enriquecido de material juvenil localizado cerca de la base de la unidad C. 78
- Fig. 38 a) Imagen del contacto entre las unidades D y E. D consiste de una brecha caótica con lapilli medio y bloques con un espesor de 1.0 m y la unidad E cuenta con paquetes de ceniza predominantes con laminaciones y abundante lapilli acrecional, horizontes de caída y bloques con deformación por impacto; los horizontes de caída aumentan su espesor hacia la cima de la unidad, b) Imagen de las laminaciones de la unidad E, con bloques con deformación y un horizonte de caída. 79
- Fig. 39 Fig. 38 a) Imagen de la brecha de explosión de la parte superior de la unidad E, en donde se observan lapilli y bloques que deforman los depósitos inferiores y hacia la cima se observa un horizonte de ceniza con lapilli acrecional b) Imagen del contacto erosivo entre las unidades E y F. En la base de la unidad F se observa deformación por impacto de bloques y un enriquecimiento en fragmentos juveniles con tamaños de lapilli fino a medio. 80
- Fig. 40 Esquema que representa a la sección estratigráfica S, e incluye a las unidades A', B'' y C''. 82
- Fig. 41 a) Imagen del contacto entre el paleosuelo pre -maar y la unidad A, b) Horizonte de caída inicial de material juvenil en la base y en la parte superior se observa un paquete de ceniza con estratificación cruzada y abundante lapilli acrecional. 83
- Fig. 42 a) Imagen del contacto entre la unidad A y el primer horizonte de caída de la unidad B; en la parte basal se observa un enriquecimiento en material juvenil y algunos bloques deforman ligeramente la base, b) Unidad C, en donde se observan intercalaciones de ceniza con horizontes de caída; en la parte superior de la imagen se observa un horizonte de caída en donde la base presenta un ligero enriquecimiento en material juvenil. 84
- Fig. 43 42 Imagen de la unidad C, en donde se observa una intercalación de capas de ceniza dominantes con abundante lapilli acrecional y algunos horizontes de caída, además se observan bloques. 85
- Fig. 44 a) Esquema que representa la sección estratigráfica compuesta del sector E, e incluye las unidades G y H. El flujo de lava andesítica basáltica pre-maar se localiza a aproximadamente a la misma altura que en flanco del W del cráter, sin embargo, se encuentra fragmentada en bloques de 0.8 a 1 m de ancho. 87
- Fig. 45 a) Imagen que muestra la localización de la sección Este y Norte. Adicionalmente, es posible observar el flanco este del cráter de W en donde se observa una interrupción de 88

- la estratigrafía, marcada por dos líneas continuas rojas que indican la posición de la lava andesítica basáltica pre-maar. En línea punteada roja se remarca a una playa formada por la erosión de los depósitos ubicados en el lado este, b) Imagen que muestra el flanco sur del sector del E, en donde se observan las capas inclinadas correspondientes a la unidad H, marcada con una línea amarilla continua.
- Fig. 46 a) Imagen que muestra la brecha caótica de la unidad G, en donde se encuentra discordantemente con la unidad H, la unidad G corresponde a una brecha con bloques y lapilli grueso a fino, b) Imagen en donde se observa la unidad H, la cual es mayormente dominada por depósitos de ceniza de oleada con estratificación cruzada, con bloques que desarrollan deformación por impacto en la parte basal-media, así como también cuenta con capas de caída subordinadas de hasta 0.5 m con abundante escoria juvenil, delimitada por líneas amarillas punteadas. 89
- Fig. 47 a) Imagen que muestra la parte central de la sección E en donde las capas de la unidad H se encuentran inclinadas hasta llegar al borde, b) Acercamiento de la unidad H, en donde se observan laminaciones de milímetros a centímetros de lapilli fino y lapilli acrecional abundante. 90
- Fig. 48 a) Imagen que muestra el flanco norte del sector del E, en donde se observan las capas inclinadas correspondientes a la unidad H, en donde predominan depósitos de ceniza de oleada con capas de caída subordinadas; dicha imagen corresponde al lado opuesto de la Fig. 45 b, b) Acercamiento de la imagen a, correspondiente a un horizonte de caída delimitado por una línea amarilla punteada, en donde la base se encuentra enriquecida en material juvenil y la parte superior se encuentra enriquecida en líticos accidentales. 91
- Fig. 49 a) Imagen tomada desde la sección E hacia el lado NW en donde se observa la localización de las secciones E y N; la línea amarilla indica una discordancia angular entre el cráter del W y el sector del E. Del lado derecho de la imagen se observa una ventana de la lava andesítica basáltica pre maar, en donde es posible observar que se localiza a aproximadamente la misma altura que en el cráter del W, b) Acercamiento de la ventana de la lava fragmentada en la sección E, la cual es sobreyacida por un paleosuelo. 92
- Fig. 50 a) Imagen de la parte superior de la sección E en donde se observan los depósitos de oleada de la unidad H buzando hacia la laguna, b) Parte media-basal de la unidad H, en donde se observa estratificación cruzada muy marcada y dunas. 93
- Fig. 51 a) Imagen de la parte superior de la sección E en donde las capas de la unidad H comienzan a depositarse horizontalmente, además se observan algunos horizontes de caída con abundante material juvenil, b) Acercamiento a uno de los horizontes de caída en donde la parte basal se encuentra enriquecida en material juvenil. 94
- Fig. 52 Esquema que representa a la sección estratigráfica del N, e incluye las unidades H. El flujo de lava pre maar se encuentra parcialmente fragmentado. 96
- Fig. 53 a) Imagen con vista hacia el norte del cráter, en donde la parte izquierda muestra los depósitos del cráter del W con una línea azul, mientras que en la parte de la derecha se observa una discordancia entre estos depósitos y los depósitos del sector del E, además el flujo de lava desaparece hacia el lado este, b) Imagen que muestra un acercamiento de la imagen a, en la sección N en donde se observan terrazas y en la parte inferior de la fotografía se observa el flanco norte de la sección E en donde se observa una inclinación similar a la terraza contigua. 97

Fig. 54	a) Imagen de una capa de caída dentro de la unidad H, en donde se observa un enriquecimiento de material juvenil en la base y un enriquecimiento de material lítico en la parte superior, b) Acercamiento de la imagen a, en donde se observan tamaños de lapilli grueso a fino, así como bloques de 0.4 a 0.6 m.	98
Fig. 55	a) Imagen que muestra la parte media de H, en donde se observa un horizonte de caída con enriquecimiento en material juvenil y bloques de 2.5 m, b) sobre la capa de la imagen a se observa un segundo horizonte de caída con enriquecimiento en material juvenil con tamaños de lapilli grueso a fino.	99
Fig. 56	a) Imagen que muestra la parte superior de la unidad H, en donde se observan capas de ceniza de oleada con estratificación cruzada y abundante lapilli acrecional, así como capas subordinadas de caída con material juvenil abundante, b) Imagen de la parte superior de la unidad en donde se observan capas de caída y deformación por impacto de bloques muy marcada.	100
Fig. 57	Acercamiento de la parte superior de los depósitos de la unidad H, en donde se observan capas de caída horizontales, con enriquecimiento en material juvenil, la capa de mayor tamaño se encuentra delimitada por una línea punteada amarilla, bloques que deforman la secuencia por impacto, así como estructuras de relleno de canal. Se observan laminaciones de milímetros a centímetros y abundante lapilli acrecional.	101
Fig. 58	Fig. 57. Imagen de la parte inferior de la sección N, en donde se observa el contacto erosional entre el depósito con aspecto de suelo y capas colapsadas y/o retrabajadas.	102
Fig. 59	Esquema que muestra la correlación estratigráfica de las secciones Sur, Oeste, Noroeste para el cráter del W, con las unidades A, B, C, D, E y F, y las secciones Norte y Este, para el sector del E, con las unidades G y H.	105
Fig. 60	Sección W, en donde se observan a) variaciones verticales en los parámetros de Inman $\sigma\phi$ y $Md\phi$ , b) variación vertical de componentes.	108
Fig. 61	Histogramas correspondientes a las muestras de la sección W. El número 1 corresponde a la base de la secuencia estratigráfica y el número 13 corresponde a la cima de la sección estratigráfica del W.	110
Fig. 62	Sección E, en donde se observan a) variaciones verticales en los parámetros de Inman $\sigma\phi$ y $Md\phi$ , b) variación vertical de componentes.	111
Fig. 63	Histogramas correspondientes a las muestras de la sección W. El número 1 corresponde a la unidad de la base, y el número 9 corresponde a la unidad de la cima de la sección.	113
Fig. 64	Fragmentos de material a) con poca vesicularidad (parte superior) y reciclados (parte inferior) localizados en depósitos freatomagmáticos y b) con mayor vesicularidad, localizados en depósitos estrombolianos.	118
Fig. 65	Muestra ALJ-BAS, correspondiente a la lava pre maar, compuesta de microlitos de Plg, y Px, fenocristales de Ol y Cpx.	119
Fig. 66	a) Fotografías de la muestra de escoria juvenil ALJ-14A-A1, localizada en la sección W, en donde se observa una matriz porfídica, microlítica y vesiculada con fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Plg), b) fenocristales de plagioclasa (Plg) con fracturas en rompecabezas, c) Fenocristales de ortopiroxeno (Opx) con bahías de corrosión y con borde de reemplazamiento de piroxeno (Px), d) xenolito de una roca granítica con Qtz, Plg, Afs, Cpx y Anf, e) xenolito de pómez, f) Fotografía de la muestra	122

- de escoria juvenil ALJ-15C-A3, localizada en la sección S, en la unidad B, en donde se observa un fenocristal de anfíbol (Anf) un borde de reacción por descompresión y oxidación con la presencia de opacita y reemplazamiento por piroxenos (Cpx) tabulares.
- Fig. 67 a) Fotografía de la muestra de escoria juvenil ALJ-15C-A3, localizada en la sección S, en la unidad B en donde se observa una matriz microlítica con olivino (Ol) y clinopiroxeno (Clx), fenocristal de Clx con extinción en reloj de arena, b) 15B-E\*, fenocristales de olivino (Ol) , anfíboles (Anf) con borde de reacción a opacita y piroxeno, c) xenolito de una lava con fenocristales de anfíboles (Anf) con bordes de reacción y piroxenos, d) fotografía de la muestra de escoria juvenil ALJ-15B-E5, localizada en la sección N, en la parte media de la unidad H, en donde se observa un fenocristal de anfíbol (Anf) con un borde de reacción por de reacción y de reemplazamiento de piroxenos. 123
- Fig. 68 a) Fotografías de la muestra de escoria juvenil ALJ-15B-E5, localizada sección N, en la parte media de la unidad H, en donde se observa un xenocristal de cuarzo (Qtz) con un borde de reemplazamiento por piroxenos (Px), b) matriz vesiculada con agregados glomeroporfídicos de clinopiroxeno (Cpx), c) ALJ-15D-M2, localizada en la sección E, en la parte media de la unidad H, en donde se observan a) microlitos de plagioclasa (Plg) con fenocristales de olivino (Ol) y piroxenos (Cpx), d) vesículas con tamaños de 0.5 a 0.7 mm. 124
- Fig. 69 Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Silica, modificado de Le Maitre et al., 1989), que muestra la clasificación química para juveniles del volcán Aljojuca. Las muestras que tienen el mismo color se localizan en la misma posición estratigráfica, pero en diferentes secciones B=basalto, Tb= traquibasalto, TAndB= traquiandesita basáltica, And B= andesita basáltica, And= Andesita (ver Fig. 58, Cap. 5). 126
- Fig. 70 Diagramas de variación tipo Harker  $SiO_2$  vs. óxidos de elementos mayores, de juveniles del volcán Aljojuca. Los valores están dados en % wt. 131
- Fig. 71 Diagramas de variación tipo Harker  $SiO_2$  vs. elementos traza para juveniles del volcán Aljojuca. Los valores de  $SiO_2$  están dados en % wt, mientras que para los elementos traza se expresa en ppm. 133
- Fig. 72 Diagrama de elementos de Tierras Raras (REE) para juveniles y una lavaandesítica basáltica pre maar. Los datos para dichos elementos se encuentran normalizados a condritas, en base a valores reportados por Haskin et al. (1968) y Nakamura (1974). 134
- Fig. 73 Diagrama multielementos para juveniles y una lava pre maar. Los valores de los elementos incompatibles correspondientes a cada roca fueron normalizados con respecto al manto primordial con valores propuestos por Sun y McDonough (1989). 136
- Fig. 74 Mapa obtenido a partir de una imagen digital de Google Earth, que muestra la localización de las muestras de suelo y carbón, las banderillas de color café corresponden a muestras de suelo y las banderillas de color negro a carbón. 139
- Fig. 75 Gráfica que representa una comparación de edades convencionales de radiocarbono para las muestras analizadas de carbón y suelo en el presente estudio y rangos de edades calibradas  $2\sigma$  de  $C^{14}$  de las muestras analizadas por Bhattacharya et al. (2016). 140
- Fig. 76 Imagen de Google Earth en donde los números indican la secuencia temporal de las estructuras volcánicas en el área de Aljojuca, conos de escoria y maar. 141
- Fig. 77 a) Mapa digital topográfico del maar Aljojuca, en donde la línea amarilla corresponde a un perfil topográfico SW-NE, b) Perfil topográfico W-E, en donde el flanco oeste 146

muestra la posición de las unidades estratigráficas (A, B, C, D, E y F) para el cráter del W, y el flanco este muestra la posición de las unidades estratigráficas (G y H) buzando hacia la laguna.

Fig. 78 *Modelo de evolución para la erupción del maar Aljojuca. Fase 1: el magma ascendente llega a la superficie sin interactuar con el acuífero y ocurre una erupción estromboliana. Enseguida el agua entra al dique alimentador generando explosiones freatomagmáticas (Unidad A). Fase 2: Ocurre actividad freatomagmática generando una profundización del foco eruptivo, también ocurren erupciones estrombolianas al inicio y al final de episodio (Unidades B), enseguida ocurre una fase freatomagmática (Unidad C). Fase 3: Actividad freatomagmática con una profundización del foco eruptivo en el cráter del W, generando un crecimiento principal (Unidad D). Fase 4: Actividad freatomagmática de mayor energía (Unidad E), subsecuentemente ocurre actividad freatomagmática, con un pulso estromboliano inicial de corta duración (Unidad F). Fase 5a: Migración del foco eruptivo hacia el este con explosiones freatomagmáticas; se fragmenta el flanco este del cráter del oeste (Unidad G), enseguida ocurre el desarrollo de explosiones freatomagmáticas dirigidas hacia el este, con episodios subordinados de caída con aporte magmático (Unidad H). Fase 5b: Depositación de la unidad H.* 150

## LISTA DE TABLAS

1	<i>Terminología empleada para el tamaño de partículas de depósitos piroclásticos. Modificada de Wenworth (1922); Fisher y Schmincke (1984); Blair y McPherson, 1999; Fisher, 1961.</i>	52
2	<i>Parámetros de Inman para treinta y tres (33) muestras correspondientes a las secciones W y E, <math>M\phi</math>=Moda, <math>Md\phi</math>= Mediana, <math>\sigma\phi</math>= desviación estándar (índice de clasificación de los depósitos), <math>Sk</math>= oblicuidad</i>	107
3 y 4	<i>Composición química de elementos mayores (% wt.) ajustados a base seca para juveniles de andesitas basálticas del volcán Aljojuca</i>	128
5 y 6	<i>Composición química de elementos traza (ppm.) para juveniles de andesitas basálticas del volcán Aljojuca.</i>	129 y 130
7	<i>Edades obtenidas para las muestras de carbón y suelo localizados en la secuencia pre-maar de Aljojuca. La datación por radiocarbono fue realizada en Beta Analytic, Florida, E.U., mediante la técnica de Espectrometría de Masas con Aceleradores (AMS).</i>	139

## RESUMEN

El axalapazco (maar) Aljojuca se localiza en el Sector Oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), dentro de la cuenca de Serdán-Oriental, la cual se caracteriza por un vulcanismo monogenético de composición bimodal. El maar Aljojuca tiene una forma elíptica irregular, cuenta con un diámetro de 1.6 km en su eje mayor y 0.9 km en su eje menor y se encuentra construido sobre depósitos fluviales y epiclásticos, subyacidos por un flujo de lava de composición andesítica basáltica y un depósito de retrabajo volcánico y fluvial denominado como Toba Café. El cráter presenta una elongación, disminuyendo su diámetro hacia el este, formando un alineamiento E-W junto con tres conos de escoria; dicho alineamiento estructural está orientado de manera similar al sistema de fallas dominantes en el sector central del CVTM. La estratigrafía detallada del maar se estudió mediante el levantamiento de cinco secciones estratigráficas (Oeste, Noroeste, Norte, Sur y Este). Las secciones Oeste, Noroeste y Sur han sido divididas en diversas unidades que reflejan una actividad explosiva variable en periodos cortos de tiempo, que pueden agruparse en cuatro fases asociadas a la formación del cráter, que incluyen explosiones freatomagmáticas con distintos grados de fragmentación y explosiones magmáticas efímeras. Por otra parte, en la secciones Este y Norte, se describió una quinta fase asociada a la formación de una estructura fisural que modificó el flanco oriental de cráter y corresponde a diversos pulsos freatomagmáticos localizados a lo largo de una fisura E-W, generando depósitos caóticos; posteriormente se desarrollan pulsos freatomagmáticos con episodios magmáticos subordinados. La morfología de los conos de escoria y las relaciones estratigráficas con las secuencias de maar permiten interpretar que la evolución del sistema comenzó con una actividad estromboliana en el cono de escoria del este, en donde la actividad magmática fue migrando a través de la debilidad cortical hacia el oeste, cambiando el estilo eruptivo y desarrollado el maar Aljojuca. Un dique alimentador se mantiene en distintos puntos dentro del cráter principal, generando un volcán tipo maar *sensu stricto*, en donde su estratigrafía refleja actividad magmática-freatomagmática fluctuante. Posteriormente, la dinámica de la actividad cambió debido al movimiento del foco eruptivo hacia el sector oriental, fragmentando el flanco este del maar y generando explosiones a lo largo de una fisura y con explosiones dirigidas hacia el este. Teniendo como base las relaciones estratigráficas con el vulcanismo circundante, y considerando los fechamientos de  $^{14}\text{C}$  de paleosuelos ubicados debajo de la secuencia formadora del axalapazco Aljojuca, se propone una edad de  $4140 \pm 30$  BP, lo cual tiene implicaciones importantes para la evaluación de peligro volcánico de este vulcanismo.

# **1. INTRODUCCIÓN**

## **1.1 Generalidades**

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) consiste de una gran variedad de edificios volcánicos formados a partir de la subducción de la Placa de Cocos y Rivera debajo de la Placa Norteamericana, así como de actividad tectónica extensional intra-arco (Ferrari et. al., 2012). Las variaciones entre los edificios volcánicos y los estilos eruptivos han sido asociados a diversas etapas del magmatismo, que ha evolucionado a través de cambios ocurridos en la geometría de las placas, desde el Mioceno al presente.

Cabe destacar que la mayor parte de la concentración de la población mexicana se localiza en el centro del país, es decir, a lo largo del CVTM. Dicha concentración coincide con la mayor parte de vulcanismo activo, por esta razón, es necesario comprender los mecanismos que desencadenan los fenómenos volcánicos, con el objetivo de definir áreas de peligro, teniendo como base el registro de erupciones ocurridas en el pasado.

La actividad volcánica reciente del CVTM ocurrió a finales del Pleistoceno y tiene una composición que varía de basáltica a riolítica, la cual es expresada por estratovolcanes, calderas, conos cinéuticos, conos de lava, domos y maares. En comparación a otras áreas estudiadas asociadas a la vulcanología, se conoce información limitada acerca de los procesos que originan a los volcanes tipo maar. Los volcanes tipo maar consisten en estructuras monogenéticas que han sido formadas a partir de la interacción de magma con un cuerpo de agua subterráneo (Fisher y Waters, 1970; Lorenz, 1973, 1987; Sheridan y Wohletz, 1983) en México se denominan como xalapazcos, y axalapazcos cuando existe un lago dentro del cráter (Gasca-Durán, 1981; Lopez-Rojas y Carrasco-Núñez, 2016).

Existen diversos campos volcánicos monogenéticos en México, entre ellos destacan los siguientes: Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin, Apan, Los Tuxtlas, Xalapa y La Cuenca de Serdán-Oriental. El área de interés corresponde a la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO), la cual se localiza en el sector este del CVTM y está caracterizada por una serie de estructuras volcánicas, entre ellas, se encuentran los volcanes tipo maar; estos se dividen en 1) grupo

central: Alchichica, Atexcac, Quechulac, Preciosa, Tepexitl, Buena Vista y Xalapazquillo, 2) grupo sur: Xalapazco Chico, Xalapazco Grande, Tecuitlapa y Aljojuca (Gasca-Durán, 1981).

El presente trabajo, pretende ser una contribución al entendimiento de la construcción de los volcanes tipo maar, en particular para el maar Aljojuca, así como definir su evolución eruptiva en una escala secuencial.

## 1.2 Justificación de trabajo

El origen y evolución de los volcanes tipo maar dista mucho de ser entendido hoy en día. En la actualidad, existen dos modelos genéticos principales que son los propuestos por Lorenz (1986) y Valentine y White (2012). En el modelo de Lorenz (1986), conforme el magma se aproxima al nivel freático, ocurre una interacción explosiva en donde ocurre el fenómeno de Interacción entre un Combustible Fundido y un Agente Refrigerante (en inglés: *Molten Fuel-Coolant Interaction*, MFCI) (Büttner y Zimanowski, 1998). La interacción inicial genera un cráter pequeño, con un borde de tefra expulsada y una diatrema inicial. La utilización del agua por MFCI resulta en el abatimiento del nivel freático, y conforme el magma se va inyectando al sistema, el foco de la actividad explosiva, progresivamente profundiza y la diatrema se ensancha debido a subsidencia.

La profundización del foco explosivo involucra a las rocas que se encuentran a profundidad, y se pueden observar como líticos en los depósitos de tefra asociados a la erupción. Entonces, el crecimiento de la diatrema cesa cuando el flujo de magma termina y/o la fuente de agua se agota suficientemente. La zona de raíz representa la locación final de excavación de las rocas encajonantes debida a la interacción explosiva agua-magma.

Sin embargo, el segundo modelo de Valentine y White (2012) explica que, conforme el magma asciende a través de un dique, las interacciones explosivas pueden ocurrir en cualquier nivel en donde la presión del agua se encuentra por debajo de la presión crítica del agua, o en áreas menores a  $\sim 2$  km por debajo del nivel freático si el acuífero es no confinado, pero las explosiones son más efectivas a profundidades  $< 1$  km y especialmente, a  $< 100$  m por debajo

del nivel freático (Büttner and Zimanowski, 2003). Las explosiones que ocurren a poca profundidad hacen erupción y excavan un pequeño cráter.

Recientemente, Valentine y White (2012) desarrollaron un modelo de crecimiento de los volcanes tipo maar, en donde la diatrema se ensancha a un mayor tamaño en la parte superior, que en la parte inicial profunda por tres razones principales (Fig. 1) 1) MFCI es más efectivo a bajas presiones hidrostáticas, 2) la competencia de las rocas se incrementa con el aumento de la presión litostática, por lo cual, las explosiones superficiales dañarán un volumen mayor de material, 3) cerca de la superficie, las paredes del cráter/diatrema fallan y colapsan dentro del cráter. Los diques que se extienden dentro de la diatrema proveen energía térmica para explosiones freatomagmáticas. Dichos diques pueden seguir trayectorias irregulares (en lugar de seguir de trayectorias simples verticales como se visualiza en el primer modelo), conforme se extienden hacia la superficie a través de los depósitos no consolidados y heterogéneos, favoreciendo el ensanchamiento de la diatrema.

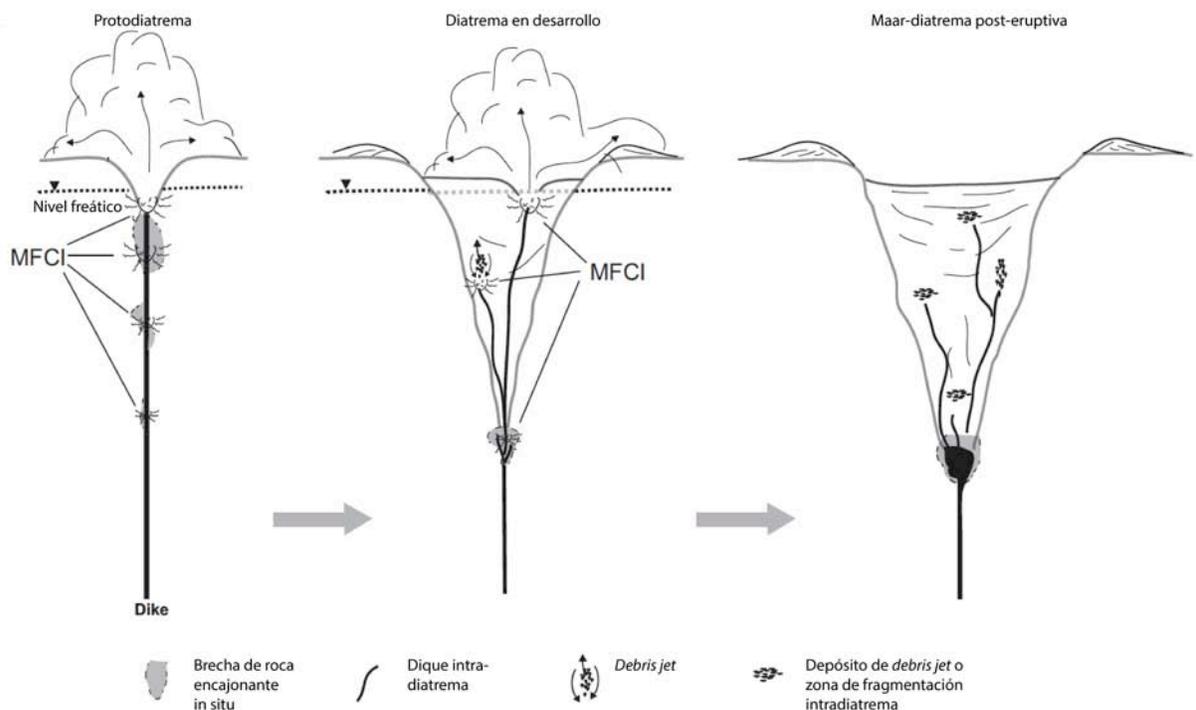


Fig. 1. Modelo de crecimiento de una diatrema de Valentine y White (2012), en donde ocurren interacciones de MFCI en un rango de diversas profundidades, en donde dichas explosiones fragmentan a la roca encajonante, siendo éstas mayormente efectivas a profundidades someras. Conforme las explosiones continúan, ocurre un ensanchamiento rápido de la parte superior de la diatrema. Los diques intradiatrema ascienden a niveles superiores generando zonas de fragmentación y produciendo debris jets.

La existencia de los dos modelos genéticos para volcanes tipo maar ha generado controversia, por lo cual es necesario realizar investigaciones a detalle para compilar información acerca de génesis y evolución de los volcanes tipo maar. Cabe destacar que el primer modelo favorece a los cráteres que tienen una morfología regular, por ejemplo en Eifel, Alemania, sin embargo, no puede ser aplicado para los cráteres con morfología irregular. Trabajos recientes (ver sección 1.5) explican la morfología irregular de los cráteres, y muestran similitudes con el segundo modelo de Valentine y White (2012), el cual se ajusta de una manera adecuada a lo observado en el cráter Aljojuca.

Por lo tanto, el presente trabajo espera contribuir en el entendimiento de la génesis de los volcanes tipo maar morfológicamente irregulares, a través del estudio de la estratigrafía detallada, en particular para el maar Aljojuca. Asimismo, la apariencia morfológica de estos volcanes sugiere una edad reciente, lo que deberá ser confirmado en este trabajo, ya que ello tiene implicaciones importantes en la evaluación de peligro volcánico en la zona.

### 1.3 Antecedentes

#### 1.3.1 Estudios realizados en volcanes tipo maar con morfologías irregulares

Además de los modelos clásicos sobre la génesis de los volcanes tipo maar diversos autores han descrito recientemente, morfologías irregulares de los cráteres, entre ellos Auer et al. (2007), en donde realizaron investigaciones en un complejo de maares de Fekete-hegy, los cuales fueron emplazados en substratos de roca sólida (*hard rock*) y roca frágil (*soft rock*) (Fig. 3). Los sedimentos no consolidados húmedos se caracterizan por generar cráteres con ángulos mucho menos profundos, en comparación con los ángulos generados en substratos con rocas encajonantes sólidas. Se asume que la profundización del foco de explosión sea el resultado de la recarga retardada de agua subterránea, en sitios someros. White y McClintock (2001) señalan que las erupciones freatomagmáticas pueden incluir cantidades importantes de agua reciclada. Auer et al. (2007) asumen que una estructura en forma de *bowl* de una diatrema con material pobremente consolidado, proporciona un buen sitio para agua reciclada. Por lo tanto, material no consolidado superficial puede proporcionar más de un

sitio para ascenso magmático, es decir, que ocurra la migración del foco eruptivo (McClintock y White, 2000; White y McClintock, 2001; Sohn y Park, 2004).

Por otra parte, Kereszturi y Németh (2011) realizaron un estudio en el Complejo Volcánico Kopasz-hegy, en donde explican que su evolución comenzó con la interacción de depósitos de lodo, arena y arenisca saturados en agua, con magma basáltico y de esta manera, se generaron erupciones freatomagmáticas formadoras de maares-diatremas. En la parte norte del complejo volcánico las erupciones tomaron lugar en un paleovalle, con una alineación N-S. Conforme el suministro de agua subterránea se fue agotando durante la actividad volcánica, el estilo eruptivo fue dominado por fragmentación explosiva magmática, llevando a la formación de un cono de escoria. La subsecuente migración del foco eruptivo a lo largo de una fisura de algunos cientos de metros dentro del paleovalle causó la generación de una boca eruptiva más joven hacia el Sur, adyacente al maar del Norte, generando un complejo amalgamado de bocas eruptivas.

En el maar-diatrema Yangpori localizado en el SE de Korea, Son, M et al. (2012) realizaron un estudio acerca de su evolución, en donde su morfología fue controlada por fallamiento activo, y el número de fallas y fracturas de cizalla fueron generados dentro y en los alrededores de la diatrema, contemporáneas a intrusiones basálticas. Dichos autores interpretaron que el foco eruptivo del volcán, fue migrando verticalmente y lateralmente. Los cambios abruptos entre las litofacies de la diatrema temprana y tardía y la proximidad de la diatrema al margen de una cuenca, sugiere que la migración fue causada por actividad tectónica abrupta.

En el maar Purrumbete localizado al SE de Australia, Jordan et al. (2013) describen su origen y evolución, y consiste en una coalescencia de múltiples cráteres en la intersección de dos líneas de falla y comprende tres bocas eruptivas. La evolución de dichos centros eruptivos fue controlada por la interacción del régimen tectónico, así como de las propiedades de los acuíferos de roca competente (*hard rock*) y roca frágil (*soft rock*).

Adicionalmente, Blaikie et al. (2014) utilizaron técnicas de modelado geofísico gravimétrico y magnetométrico, con el objetivo de realizar una comparación entre la morfología de los volcanes tipo maar pertenecientes a la Provincia Volcánica Newer: Maares Ecklin y Anakie, y

los Complejos volcánicos de Red Rock y Mount Leura. A través de modelado directo e indirecto, se obtuvieron respuestas en donde se interpreta que los maares con estilo eruptivo fluctuante como Red Rock, se caracterizan por presentar una anomalía gravimétrica positiva de longitud de onda corta, anomalías magnéticas superimpuestas en anomalías gravimétricas de onda más larga y bajos magnéticos. Las anomalías de onda corta irregularmente distribuidas, representan diques preservados dentro del maar-diatrema, sugiriendo ascenso de magma fragmentado en profundidades variables dentro de la diatrema. El maar Ecklin exhibe predominantemente, actividad freatomagmática y se caracteriza por bajos gravimétricos y magnéticos, sin embargo en el centro del cráter puede tener anomalías positivas gravimétricas y magnéticas; dichas anomalías se asocian con bocas eruptivas con gran contenido de material juvenil, comparado con el resto de la diatrema. El Complejo Volcánico Monte Leura representa una transición en el estilo eruptivo, de freatomagmático a magmático y se caracteriza por altos gravimétricos y magnéticos, el cual involucra un volumen grande de lava estancada en el cráter, durante la erupción.

Por lo que respecta al cráter Aljojuca, diversos autores han realizado investigaciones y descripciones generales de los maares ubicados en el sector oriental del CVTM, dentro de los cuales se encuentran Ordóñez (1905), quien describe de manera general a los xalapazos de la ciudad de Puebla; Reyes (1979) describe la Geología de la Cuenca Oriental; Gasca-Durán (1981) sobre la génesis de los lagos-cráter de la Cuenca de Oriental; Negendank (1985) realiza investigaciones geológicas y geoquímicas del sector este del CVTM; Siebe (1986) propone un modelo sobre la formación del conjunto de maares Xalapazquillo; Carrasco-Núñez et al. (2007) aportan interpretaciones sobre las condiciones hidrológicas y de evolución en el maar de Atexcac; Ort y Carrasco-Núñez (2009) desarrollan interpretaciones sobre la migración del foco eruptivo en el maar Tecuitlapa; Austin-Erickson et al. (2011), interpreta la actividad freatomagmática en el cono de tobas Tepexitl, mientras que Wogau-Chong (2013) realizó una tesis de magnetismo ambiental en los sedimentos del lago del maar Aljojuca.

Sin embargo, las primeras investigaciones sobre la edad del vulcanismo monogenético en la Cuenca de Serdán-Oriental fueron realizadas por Negendank et al. (1985), en donde

realizaron inferencias con base en relaciones estratigráficas regionales y geomorfológicas. Sugieren que la mayoría de los conos de escoria, y posiblemente los volcanes tipo maar tienen una edad menor a 30 ka. Sin embargo, solo se han fechado tres maares de doce que existen en la CSO, entre ellos el maar Xalapazquillo (Siebe, 1986), en donde se fecharon sedimentos lacustres por el método de carbono 14, dando una edad de 34,000-35,000 años.

En el maar Atexcac, Carrasco-Núñez et al. (2007) fecharon una muestra de lava ubicada en el fondo del cráter por  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ , obteniendo una edad de  $0.33 \pm 0.08$  Ma. Para el maar Tecuitlapa, Ort y Carrasco-Núñez (2009) fecharon por  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  a una muestra de escoria perteneciente al cono de escoria más joven, ubicado en el lado este del cráter, y se obtuvo una edad de  $0.0 \pm 0.02$  Ma. Se interpretó que la edad obtenida es muy reciente y que la erupción de Tecuitlapa no puede ser obtenida a través del método mencionado, debido a que es más reciente que 20 ka. No se encontraron fragmentos de carbón dentro de la secuencia. Para el maar Aljojuca, Wogau-Chong (2013) y Bhattacharya (2016) determinaron una edad máxima de 6200 años, estableciendo un modelo de edades con fechamientos de  $\text{C}^{14}$ .

Por otra parte, una particularidad importante en los maares de la CSO, y que difiere del modelo de Lorenz (1986), es la morfología irregular que presentan y para el caso del maar Atexcac, Carrasco-Núñez et al. (2007) proponen que el cráter fue formado a partir de explosiones vigorosas freatomagmáticas en donde fluctuaciones en la disponibilidad de agua externa disponible, la migración temporal del foco explosivo y la inyección periódica de magma juvenil jugaron un papel importante en la evolución del cráter. Lopez-Rojas y Carrasco-Núñez (2015) interpretan que las explosiones que fueron generadas en el maar Atexcac fueron freatomagmáticas, freáticas y magmáticas, en donde se desarrollaron diferentes facies con caída de bloques balísticos. Las velocidades de dichos bloques fueron modeladas (velocidades ultrasónicas), en donde las composiciones y las direcciones sugieren que ocurrieron tres etapas explosivas en diferentes zonas del cráter, en donde su evolución sugiere que ocurrió una migración y alternancia del foco eruptivo, o ambas simultáneamente, originando un cráter elongado y con morfología irregular.

Para el maar Tecuitlapa, Ort y Carrasco-Núñez (2009) mencionan que el foco eruptivo fue migrando gradualmente hacia el oeste, representado por trayectorias de balísticos, ejes de dunas y cambios de facies, produciendo un cráter elíptico. Explican además que la erupción se fue transformando a una modalidad seca y se produjeron conos de *spatter*/escoria hacia el este, pero en el mismo alineamiento representado por las erupciones freatomagmáticas. Cabe destacar que, la influencia de sedimentos fluviales y de retrabajo volcánico saturados en agua, conocidos como Toba Café, representan el nivel estratigráfico en donde se sugiere que ocurrieron las explosiones, predominantemente.

## 1.4 Objetivos

### 1.4.1 Objetivo general

El objetivo principal del presente trabajo consistió en reconstruir la historia eruptiva del maar Aljojuca, a través de un estudio estratigráfico detallado de sus depósitos, con la finalidad de determinar las variaciones temporales del estilo eruptivo, así como explicar la morfología elíptica irregular del cráter, la cual difiere del modelo clásico genético para volcanes tipo maar de Lorenz (1986).

### 1.4.2 Objetivos particulares

1. Realizar secciones estratigráficas a detalle, representativas de la estratigrafía del cráter en localidades específicas, así como llevar a cabo la caracterización granulométrica y sedimentológica, y la correlación de las secuencias piroclásticas que lo integran.

2. Proponer una interpretación sobre la relación de la interacción agua-magma que fue desarrollada en el cráter y que influyó en el desarrollo y emplazamiento de los depósitos piroclásticos, mediante:

- Descripción morfológica de los fragmentos de magma juvenil asociado a la erupción del volcán Aljojuca.

- Evidencias de humedad en los depósitos (lapilli acrecional, deformación por carga y caída de bloques balísticos).

3. Definir parámetros geoquímicos y petrográficos para la clasificación del magma juvenil.

### 1.5 Localización del área de estudio

El maar Aljojuca se sitúa en la porción sur de la Cuenca de Serdán-Oriental, y corresponde al Sector Este del Cinturón Volcánico Transmexicano (Fig. 2). El vulcanismo en la Cuenca de Serdán-Oriental ha estado activo desde el Plioceno, y en las áreas circundantes desde el Mioceno (Yañez y García, 1982; Carrasco-Núñez et al., 1997; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000).

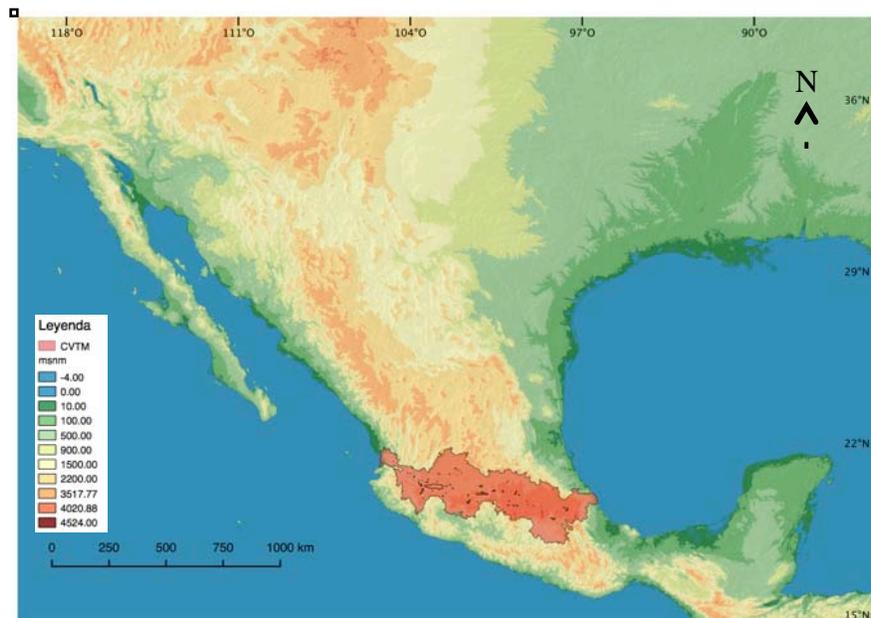


Fig. 2. Mapa hipsográfico de México en donde se observa la localización del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), dicha provincia ha sido modificada de INEGI (2001).

El cráter se localiza entre los municipios de Villa de Aljojuca y San Juan Atenco, al NW de Ciudad Serdán, Puebla, en las coordenadas  $19^{\circ} 5' 30''$  N y  $97^{\circ} 31' 59''$ , a una altura de 2412 msnm (Fig. 3). La forma del cráter es elíptica con 1.6 km en su eje mayor, 0.9 km en el eje menor, con una profundidad máxima de 50.6 m (Wogau-Chong, 2013). Adicionalmente, el cráter muestra una mayor elongación hacia el lado este, formando un alineamiento E-W con

tres conos de escoria; dicho alineamiento está orientado de manera similar al sistema de fallas dominante en el sector central del CVTM (Suter, et al., 1992).

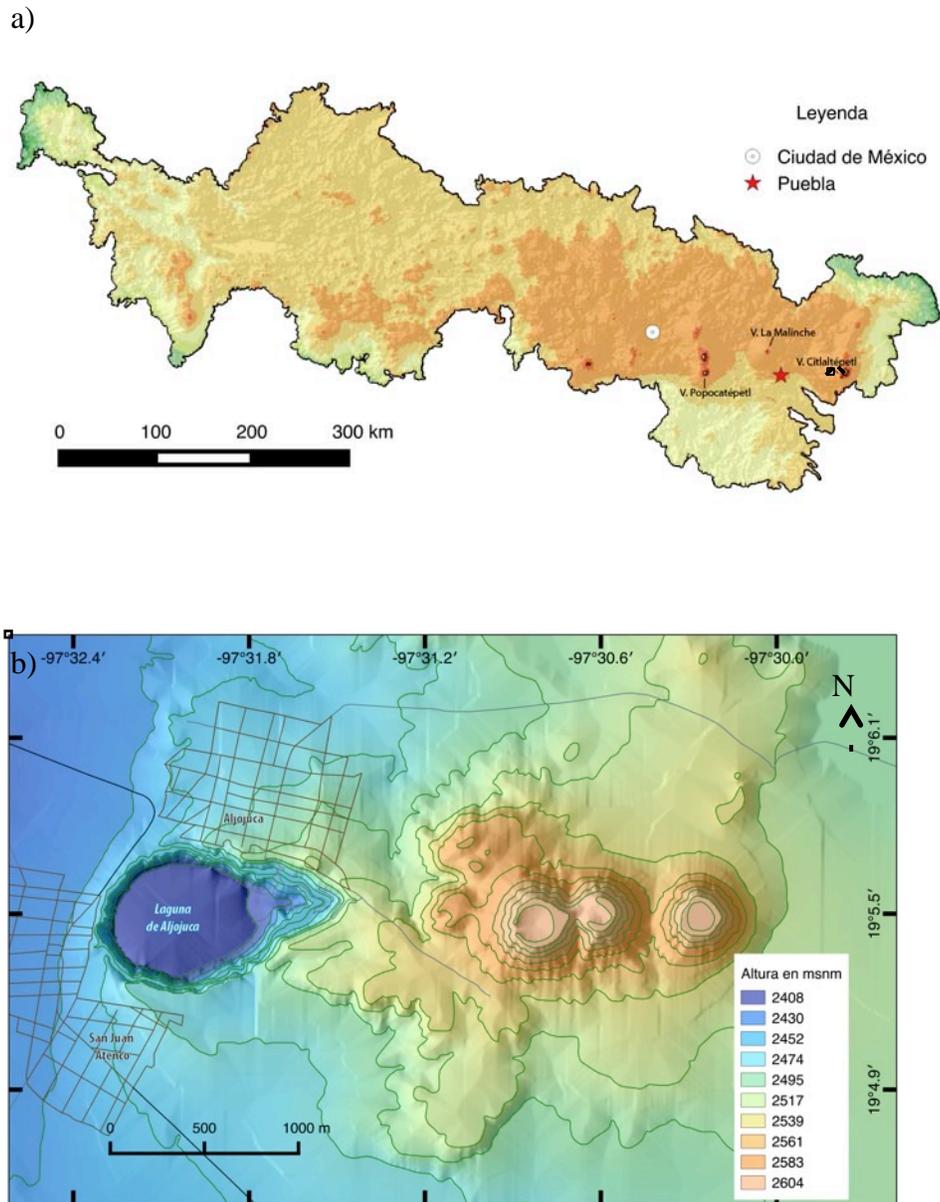


Fig. 3. a) Esquema que representa la extensión del CVTM (Ver fig. 2), b) Mapa digital hipsográfico que muestra la localización del mar Aljojuca, dentro de la porción Este del CVTM.

## 2. HIDROVULCANISMO

### 2.1 Introducción y mecanismos físicos

El hidrovulcanismo es un fenómeno que se refiere a la actividad explosiva generada por la interacción de un cuerpo magmático con cuerpos de agua subterránea y superficial; sinónimos del término son hidromagmatismo y freatomagmatismo (Wohletz y Heiken, 1992).

El fenómeno físico del hidrovulcanismo se desarrolla a través de una serie de procesos que se conocen con el nombre de “Molten Fuel-Coolant Interactions” (MFCI), los cuales que han sido estudiados en el ámbito teórico y experimental por diversos autores. Los aspectos relevantes son explicados por Wohletz (1986) y Wohletz y Heiken (1992), y mencionan que las MFCI incluyen los procesos desde el enfriamiento pasivo o tranquilo y los procesos de carácter explosivo, en los que el combustible (*fuel*) y el refrigerante (*coolant*) se mezclan e intercambian calor a velocidades muy elevadas. Este proceso ocurre en etapas de 1) contacto inicial y con el desarrollo de una película de vapor, 2) mezcla del magma con agua o mezcla del magma con una roca que contenga agua , 3) Expansión y flujo del vapor, 4) Explosión y fragmentación fina del magma.

Siguiendo el trabajo de Froehlich et al. (1995), White (1996) describe el fenómeno de MFCI en cuatro etapas (Fig. 4):

Etapa 1. Mezcla gruesa: Cuando el magma fundido u otro combustible se pone en contacto con un refrigerante, se forma una película de vapor, que generalmente previene de una interacción explosiva inmediata (Carlisle, 1963; Dullforce et al., 1976; Zimanowski et al., 1991). Durante el periodo entre el contacto inicial y la interacción explosiva, el combustible (magma) es aislado termalmente del congelante (agua), entonces, el magma y el agua comienzan a mezclarse como resultado de inestabilidades de contacto fluido-fluido.

Etapa 2. Mezcla fina y fragmentación con sobrecalentamiento: La película de vapor previamente formada, colapsa, y el fundido magmático se pone en contacto directo con el agua. El colapso de la película de vapor ocurre debido a inestabilidad o por el paso de una onda de choque (Zimanowski et al., 1991; Yamamoto, 1994). La transferencia de calor del

magma hacia el agua es muy rápida durante la presente etapa, y el refrigerante es llevado a un estado de sobrecalentamiento, pero el sistema no se expande, por que la generación de vapor no acompaña inmediatamente a la transferencia de calor (Froehlich et al., 1995). Dichos procesos termodinámicos-hidrodinámicos generan fragmentación muy eficiente, la cual produce partículas muy finas caracterizadas por contener superficies complejas y ásperas, debido al enfriamiento rápido (Zimanowski et al., 1991).

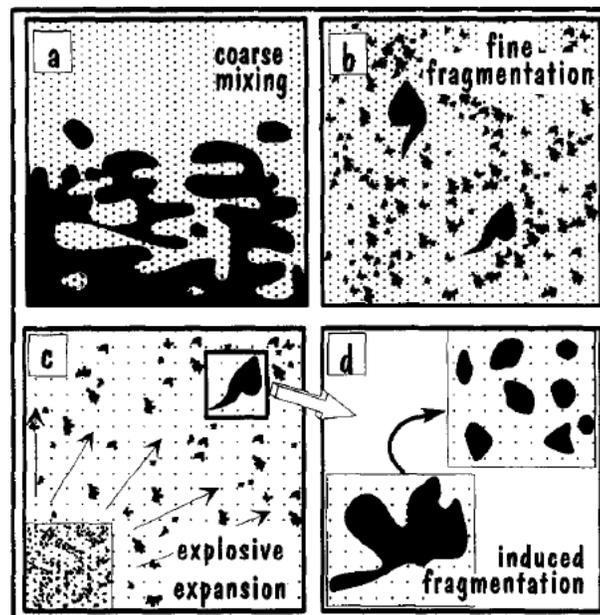


Fig. 4 Esquema que muestra las cuatro etapas de la interacción agua-magma. Tomado de White (1996).

Etapa 3. Expansión explosiva: Después de la fragmentación fina, el refrigerante que se encuentra dentro de la mezcla, se convierte en vapor y se expande explosivamente. El contacto directo entre el fundido líquido y el refrigerante cesa generando explosiones completamente eficientes (Froehlich et al., 1995).

Etapa 4. Fragmentación inducida: La fragmentación inducida toma lugar cuando la expansión explosiva fragmenta el fundido e impulsa partículas del fundido fuera del punto de interacción. Conforme las partículas de fundido pasan a través del vapor en expansión o a través de la fase no vaporizada, se desarrolla la fragmentación gracias a inestabilidades fluido-fluido. Dicha fragmentación inducida del fundido adyacente al foco de FCI, transfiere

calor adicional hacia el vapor, formando vidrio esférico (Wohletz, 1983; Heiken y Wohletz, 1986; Zimanowski et al., 1991).

## 2.2 Termodinámica de las interacciones agua-magma

### 2.2.1 Modelo de Nucleación Espontánea

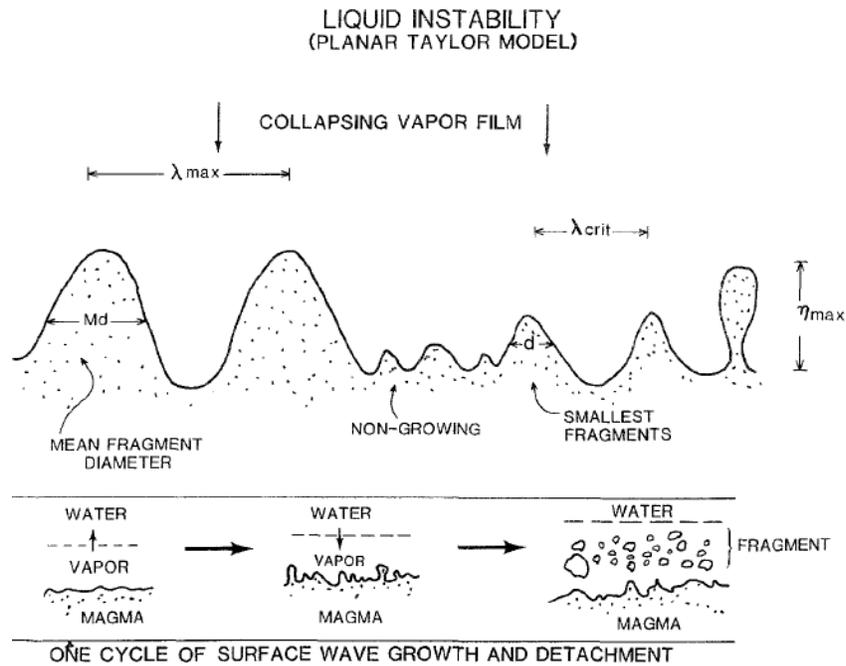
Por otra parte, Wohletz (1986) describe dos teorías que explican el origen físico de las explosiones que son generadas a partir de el contacto de un fluido caliente y un fluido frío, las cuales, comprenden al modelo de nucleación espontánea (vaporización sobrecalentada) y al modelo de detonación termal.

El modelo de vaporización sobrecalentada requiere que durante el contacto entre el magma y el agua, la temperatura de interfase de contacto ( $T_1$ ) se encuentre por encima de la temperatura de nucleación espontánea del agua ( $T_{SN}$ ). La ebullición heterogénea en agua pura, puede ocurrir a cualquier presión por debajo del punto crítico cuando la temperatura se encuentra por encima de la temperatura de ebullición en equilibrio ( $373^\circ\text{K}$  en el nivel del mar y se incrementa hasta  $647^\circ\text{K}$ , conforme la presión se incrementa a  $22.0\text{MPa}$ ).

El sobrecalentamiento se refiere a un estado termodinámico metaestable, en donde el agua se mantiene en estado líquido, por encima de la temperatura de ebullición, a cualquier presión; en este caso, cualquier perturbación física o química puede desencadenar que el agua se convierta en vapor. Dicho fenómeno, puede desarrollarse solamente hasta una máxima temperatura ( $T_{SN}$ ), previamente a la ocurrencia de la vaporización espontánea provocada por ebullición homogénea. En este caso, se espera que ocurra una explosión de vapor, cuando el agua es calentada tan rápidamente que alcanza  $T_{SN}$  antes de que un agente externo cause vaporización.

Se ha demostrado que una vez que la película de vapor se ha formado por coalescencia de pequeñas burbujas en la interfase agua-magma, el espesor de la película de vapor es oscilante, y su función es de ser una capa aislante entre el magma y el agua; entonces ambas fases se encuentran en contacto sin intercambio explosivo de calor, mientras ocurre la mezcla gruesa. Mientras mayor cantidad de energía térmica sea transferida a la película de vapor, las

diferencias de densidad entre la película, el agua y el magma serán suficientes para desarrollaron inestabilidades de los fluidos, entre ellas, inestabilidades de Landau, Taylor (Fig. 5) y Kelvin-Helmholtz (Buxton y Benedict, 1979 ; Nelson y Duda, 1981; Froelich et al. 1976).



*Fig. 5. Esquema que muestra gráficamente la inestabilidad de Taylor, en la interfaz entre el magma y la película de agua-vapor en colapso. Tomado de Wohletz (1986).*

Dichas inestabilidades, pueden causar que el magma y el agua se mezclen bien, formando una suspensión; si la mezcla ocurre antes de que se alcance el límite en el sobrecalentamiento, grandes volúmenes de agua y magma pueden contribuir en las explosiones. Sin embargo, si el límite en el sobrecalentamiento se alcanza antes de que el agua se mezcle con el magma, las explosiones pueden ocurrir en interfaces, involucrando solo volúmenes limitados de agua y magma. El resultado de que ocurra rugosidad y de la formación de gotas es la producción de partículas de magma en donde la amplitud de la inestabilidad ha excedido la cantidad de tensión superficial permitida por el magma (Fig. 5).

Sin embargo, el modelo de nucleación espontánea no se puede desarrollar en altas presiones, y su evidencia se expresa a través de experimentos realizados por Wohletz y McQueen (1984), en donde han mostrado que las explosiones violentas en donde se involucra MFCl, ocurren a presiones de confinamiento mayores a 35 MPa, mientras que para la nucleación espontánea se involucran presiones de hasta 1.3MPa (Wohletz, 1986). Por lo anterior, es necesario establecer una escala de los experimentos, dependiendo principalmente en las condiciones reales que se dan en el hidrovulcanismo. Wohletz (1986) menciona que, para pequeñas interacciones (<1 kg) se encuentran limitadas a la interacción de sobrecalentamiento, desarrolladas a través de las inestabilidades de Taylor y Landau, mientras que para interacciones de mayor magnitud (e.g. volcánica) son soportadas por interacciones de detonación termal.

### 2.2.2. Modelo de Detonación Térmica

La detonación normal o detonación polimórfica, se refiere a un rápido cambio de fase (Rabie et al., 1979; Fowles 1979) y ocurre cuando se desarrolla una rápida vaporización de un líquido a través de una onda de choque (Fig. 6). La diferencia que radica entre el presente modelo y la nucleación espontánea, consiste en que la fragmentación y la mezcla entre el agua y el magma no es controlada por nucleación de burbujas, si no esta controlada por cambios rápidos en las condiciones de presión-volumen, con la presencia de una onda de choque que se mueve a través de la mezcla agua-magma. Entonces, la onda de choque causa una aceleración diferencial de las partículas del magma en relación con el agua, causando la ruptura del magma a partículas más finas, en donde ocurre un rápido equilibrio térmico en la sección de expansión, detrás de la onda de choque. Si la expansión del vapor causada por el equilibrio termal de las partículas de magma rodeadas por agua, es suficiente para producir las velocidades de partículas que satisfagan la condición Chapman-Jouguet, entonces, la onda de choque será sostenida (Courant y Friedrichs, 1948).

THERMAL DETONATION MODEL (I-D)

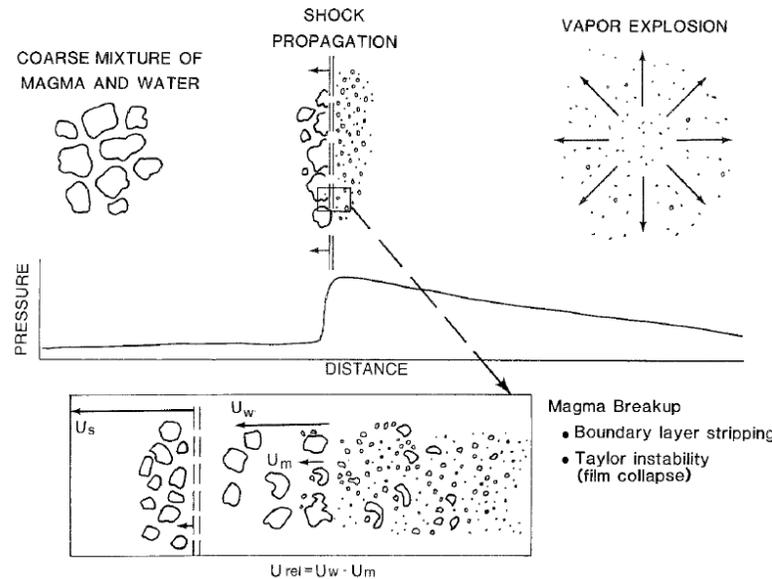


Fig. 6. Modelo de detonación termal, en donde una fuerte interacción agua-magma, seguida por una explosión, requiere de la propagación sostenida de una onda de choque. Tomado de Wohletz (1986).

La condición termodinámica de Chapman-Jouget requiere que, el tiempo de ruptura del magma ( $t_b$ ) debe de ser menor que el tiempo requerido para el equilibrio de velocidades ( $t_v$ ), es decir, en el punto en que las partículas del magma y el agua, poseen la misma velocidad; dicha condición es expresada por el número de Bond (Bo).

$$\frac{t_b}{t_v} = \frac{3\rho_w C_d X}{8_m \left(\frac{\rho_m}{\rho_w}\right)^{1/2}} 44Bo^{-1/4} < 1$$

Dicha ecuación de Fauske (1977) se modificó en la manera de incluir la relación de masa agua-magma,  $X$ . El coeficiente de resistencia ( $C_d$ ) de partículas de magma, suspendidas en agua, es de 2; para numerosas partículas corresponde a 68 según Fauske (1977).  $\rho_m$  y  $\rho_w$  corresponden a las presiones de magma y agua, respectivamente. Cabe destacar que, para estudios experimentales se hace un ajuste en la fórmula anterior.

El número de Bond corresponde a la medición de una tendencia de ruptura de un fluido, durante la aceleración, y es 3/8 el producto del coeficiente de resistencia ( $C_d$ ) y el número de Weber (una relación entre fuerzas de inercia y de tensión superficial (Wohletz, 1986).

### 2.3 Investigaciones en estudios experimentales de MFCI

La mayor parte de la información que se conoce de los fenómenos físicos que ocurren en las interacciones agua-magma, se debe a experimentos de laboratorio y a estudios de los productos eruptivos.

El mecanismo de MFCI causa fragmentación frágil del magma en partículas muy finas (ceniza fina) y una gran cantidad de energía cinética es liberada en forma de ondas sísmicas. Los fragmentos finos producidos corresponden a la evidencia de explosiones termohidráulicas (Zimanowski et al., 1997a); dichas partículas tienen superficies rugosas, formas angulares y se denominan como *partículas activas* (Fig. 7a), debido a que representan a la fuente energética de explosión. Mientras que, las partículas producidas durante la etapa de expansión, se denominan como *partículas pasivas* (Fig. 7b); son generadas a partir de fragmentación dúctil del magma que rodea al foco eruptivo, en respuesta a ondas de choque, pulsos de presión y de generación y expansión de vapor sobrecalentado (Büttner et al., 2002).

El tamaño de las partículas activas corresponde a  $130\ \mu\text{m}$  y se relacionan a la fase termodinámica explosiva de mayor energía. Para realizar una discriminación entre partículas, Büttner et al. (2002) calcularon parámetros de las morfologías de las partículas a partir de análisis de imágenes (SEM).

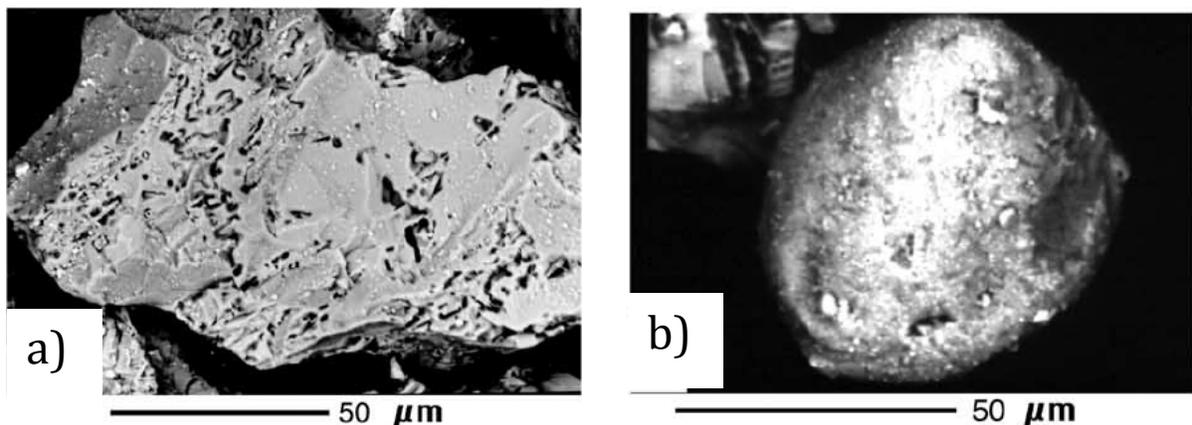


Fig. 7 a) Fotografías que muestran imágenes de SEM de partículas de vidrio, correspondientes a depósitos de base surge de Palizzi, en experimentos de Büttner et al. (2002); A) Partícula activa, con morfología blocky y angular, causada por fragmentación frágil, B) Partícula pasiva, con morfología redondeada, causada por fragmentación dúctil.

El conocimiento de la cantidad de las partículas activas en depósitos reales y el cálculo de el área de superficie cumulativa, debe proporcionar información de la energía mecánica liberada durante la actividad volcánica explosiva. La energía mecánica total liberada durante experimentos de MFCI está representada en la siguiente fórmula,

$$E_{kin} = E_{frag} + E_{sw} + E_{tr}$$

en donde  $E_{kin}$  es la energía total cinética liberada,  $E_{frag}$  es le energía total de fragmentación,  $E_{sw}$  es la energía emitida como ondas de choque y  $E_{tr}$  es la energía cinética de transporte (expansión y expulsión) (Büttner y Zimanowski, 1998).

Por otro lado, las partículas generadas en la fragmentación en erupciones freatomagmáticas consiste de una mezcla de líticos accidentales, vidrio, cristales y material juvenil. Cabe destacar que la tefra freatomagmática se distingue de la magmática por presentar un tamaño de grano más fino. A través de microscopía óptica y electrónica se ha distinguido que la tefra juvenil contiene formas de grano distintas, entre ella de tipo compacto (blocky), en placa (platey), tipo musgo (moss), fusiforme, en forma de gota y en forma de esferas (Fig. 8)

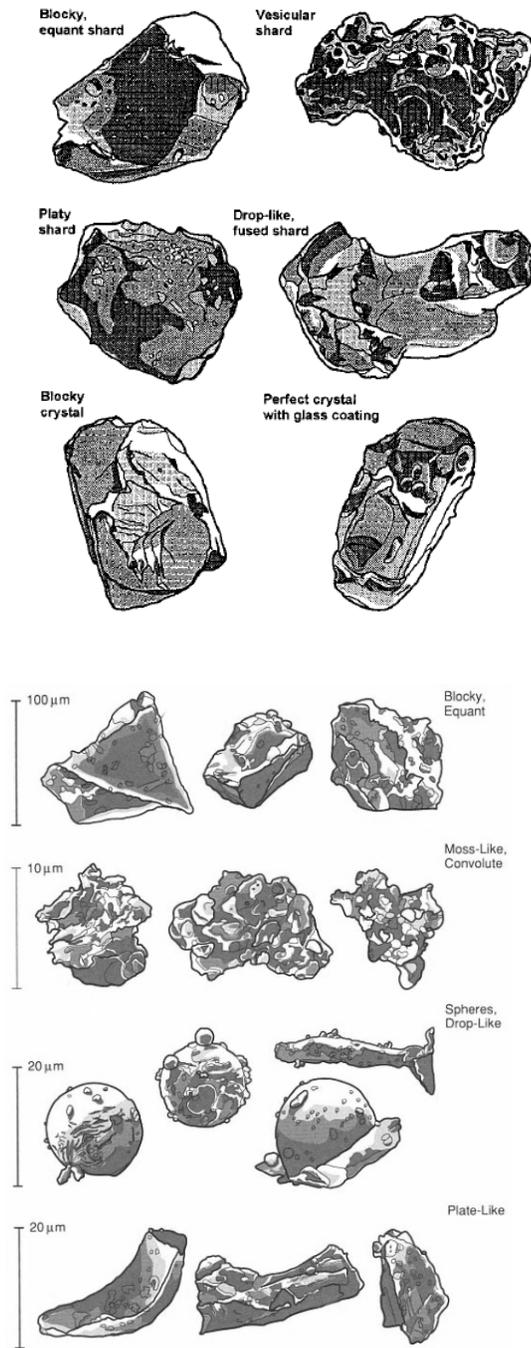


Fig. 8 a) Formas características de clastos de fragmentación freatomagmática (Sheridan y Wohletz, 1983), b) Esquema de los cuatro tipos de morfologías de grano observadas en experimentos sobre hidrovulcanismo (Wohletz y Heiken, 1992).

## 2.4 Estilos eruptivos y morfologías asociadas a hidrovulcanismo

Las erupciones asociadas al hidrovulcanismo se pueden desarrollar de diferente manera y son dependientes del tipo de interacción agua-magma que exista (Fig. 9), la tasa de aporte de magma y del tipo reservorio hídrico.

Las erupciones son clasificadas en tres tipos principales:

A) Erupciones freáticas: o ultravulcanianas (Mercalli et al, 1907), en donde la actividad explosiva expulsa fragmentos de rocas pertenecientes a la superficie pre-eruptiva, las cuales son generadas debido a la acumulación de presión por vaporización. Se definen tradicionalmente, como explosiones de vapor localizadas en las rocas encajonantes que se encuentran impregnadas con agua, por encima de una fuente de calor magmático (MacDonald, 1972; Williams y McBirney, 1979), por lo tanto, no se involucra material juvenil en dichas explosiones. Por otro lado, las explosiones freáticas también pueden ocurrir a niveles someros sin generar explosiones magmáticas, por ejemplo el volcán Tacaná presentó explosiones freáticas que ocurrieron en una chimenea de vapor en la ladera NW del volcán (Mercado y Rose, 1992).

B) Erupciones freatomagmáticas: erupción volcánica que es influenciada por interacciones agua-magma (agua subterránea o agua superficial, que incluye agua marina, meteórica, hidrotermal o de lagos) explosivas o no explosivas. Cantidades sustanciales de gas emitido en las erupciones, corresponde a agua subterránea o superficial vaporizada (Zimanowski, 1998). Los tipos de depósitos se generan a partir de intercalaciones oleadas de ceniza y gases con fragmentos de caída; los productos se componen de una mezcla de fragmentos líticos de rocas encajonantes y de magma juvenil.

C) Erupciones freatoplinianas: se refiere a la formación de depósitos volcanoclásticos de caída de grano fino, que son ampliamente dispersados en determinada área y, que son formados cuando magma silíceo interactúa con grandes cantidades de agua superficial o subterránea. Dichas descripciones son referidas a estudios de erupciones históricas (ej.

volcán Askja, fase C, erupción de 1875; caldera de Taupo, Nueva Zelanda, fases de ceniza Hatepe y Rotongaio, erupción de 181 DC y la erupción de 22.6 <sup>14</sup>C-ka), en donde todas presentan un índice de fragmentación *F* de 80%, pero los volúmenes de los depósitos de caída varían en >3 órdenes de magnitud, de 0.1 a 500 km<sup>3</sup>. Sus intensidades son inferidas y traslapan los rangos incluidos para erupciones subplinianas y plinianas (10<sup>6</sup>-10<sup>8</sup> kg/s) (Houghton et al., 2000).

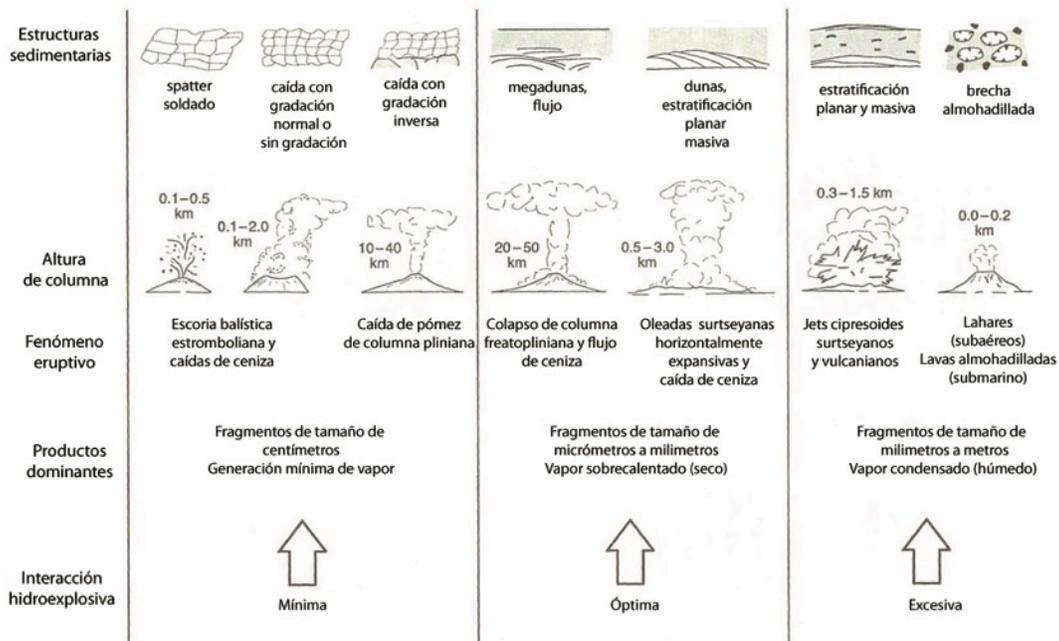


Fig. 9. Relación entre los fenómenos eruptivos, tipo de depósito, y relieve generado a partir de la relación de la interacción agua/magma. Modificado de Wohletz y Heiken (1992).

Por otra parte, la actividad hidrovolcánica es expresada en mayoría en volcanes monogenéticos, que incluyen a volcanes tipo *maar*, anillos de toba y conos de toba (Heiken, 1971; Macdonald, 1972; Wohletz y Heiken, 1992; Ollier, 1967; Lorenz et al., 1970, 1973). Un volcán monogenético es el producto de un episodio eruptivo individual, el cual puede tener una duración de horas o incluso años. La actividad suele finalizar una vez que el conducto alimentador es enfriado debido a que no existe una continuidad en el aporte magmático (Williams y McBirney, 1979; Walker, 2000; Kereszturi y Németh, 2015).

Cabe destacar que la caracterización de las formas hidrovulcánicas puede ser modificada si estos volcanes experimentan periodos eruptivos posteriores, que modifiquen dicha morfología. Algunos autores (ej. Ollier 1967, Lorenz 1973, Németh 2010, White y Ross, 2011, Sottili et al., 2012, Chako-Tchamabé, 2015) han mostrado evidencias de actividad poligenética en volcanes tipo *maar*, es decir, que presentan múltiples eventos eruptivos separados por significantes intervalos de inactividad.

Cada una de las morfologías asociadas a hidrovulcanismo presentan características específicas (Fig. 10). Después de los conos de escoria los volcanes tipo *maar* son los segundos más comunes en islas y continentes (Wohletz y Heiken, 1992).

1) *Maares*: consisten en cráteres que excavan el substrato rocoso, exhibiendo rocas pre -maar y depósitos hidroclásticos de maar, en mayoría de composiciones básicas y ultrabásicas, (45-52%, <45% SiO<sub>2</sub>, respectivamente), aunque también pueden existir maares de composición intermedia a ácida (>63% SiO<sub>2</sub>), lo cual es poco común (Lorenz, 2003).

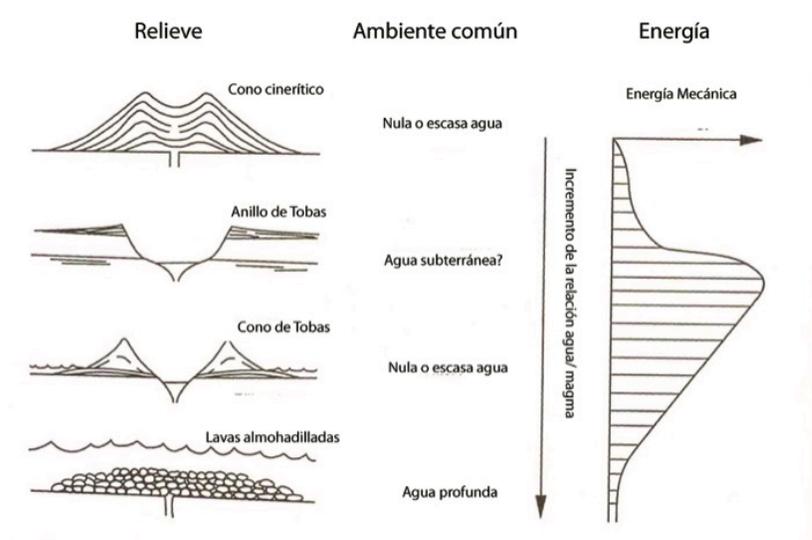


Fig.10. Relieve hidrovulcánico vs. Ambiente geohidrológico relacionado con la variación de energía mecánica de explosión. Modificado de Wohletz y Heiken (1992).

Las erupciones freatomagmáticas involucradas producen cráteres de 1-2 km de diámetro, con profundidades de decenas de metros hasta 300 m. La inclinación o buzamiento de las capas internas de hasta 33 °, y las capas externas varían de 5° a 10°. Ambos ángulos dependen del volumen total de material producido, de la topografía pre-eruptiva durante y después de las erupciones, del contenido de humedad de los depósitos y de los procesos de erosión (Lorenz, 2003).

2) *Anillos de toba*: por otra parte, a diferencia de los maares, *los anillos de toba* están contruidos sobre la superficie terrestre o sobre rocas pre-maar, tienen alturas menores a 50 m y contienen laderas externas con inclinaciones menores a 25°, el diámetro del cráter tiene 300-5000 m. Los depósitos producidos consisten en una mezcla de fragmentos compuestos de rocas pertenecientes a la superficie pre-eruptiva y líticos de magma juveniles, siendo estos últimos los más abundantes (Vespermann y Schmincke, 2000).

3) *Conos de toba*: consisten en volcanes que pueden alcanzar una altura de 300 m, su diámetro es de < 100 m -1.5 km, sus pendientes externas llegan a tener inclinaciones >25° y se encuentran contruidos sobre la superficie del terreno. Los depósitos generados incluyen fragmentos de magma juvenil y algunos fragmentos de rocas pertenecientes a la superficie pre-eruptiva (Vespermann y Schmincke, 2000).

## 2.5 Corrientes Piroclásticas de Densidad (PDC)

Los depósitos que son producidos a partir de actividad hidrovulcánica, son originados a través de Corrientes Piroclásticas de Densidad (PDC, por sus siglas en inglés). Una Corriente Piroclástica de Densidad es una mezcla heterogénea de partículas volcánicas y gases que fluyen de acuerdo a su densidad en un fluido circundante (la atmósfera) debido a la gravedad terrestre y pueden ser originados por el colapso de una columna eruptiva debido a la desintegración del magma y rocas del conducto volcánico, por *blasts dirigidos*, o por avalanchas calientes derivadas de domos de lava (Branney y Kokelaar, 2002). Dichas corrientes piroclásticas pueden ser de corta duración (altamente inestables) o relativamente

de larga duración (sostenidas inestables a quasi-estables) conducidas por fragmentación magmática o freatomagmática (Cas y Wright, 1987; Carey, 1991; Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008).

Diversos autores han dividido a los flujos piroclásticos en dos miembros extremos denominados como diluidos y concentrados. El miembro diluido es comúnmente denominado como oleada piroclástica y el miembro concentrado se denomina como flujo piroclástico. Sin embargo, ambos términos han generado controversia, sin embargo, estudios recientes (ej. Burgissier y Bergantz, 2002; Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio et al., 2007) han demostrado que ambos términos consisten de un espectro continuo en donde su carácter depende principalmente de la interacción de la concentración de partículas, la tasa de cizalla y la tasa de deposicional (Sulpizio y Dellino, 2008).

Sin embargo, una PDC consiste de dos contrapartes: un flujo inferior y una columna phoenix o también denominada como oleada de nube de ceniza (ej. Cas y Wright, 1987; Fisher, 1966; Dade y Huppert, 1996; Baer et al., 1997; Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008). El flujo inferior fluye en contacto directo con el terreno, y consiste de una parte basal dominada por interacciones partícula-partícula la cual promueve la depositación, la cual es sobreyacida por una parte turbulenta dominada por procesos de tracción. El espesor del flujo inferior depende de la proporción entre la tasa de suministro ( $R_s$ ) y la tasa de deposición ( $R_d$ ) reducida por la tasa de elutriación ( $R_{el}$ ). La tasa de arrastre de ( $R_{en}$ ) incrementa el espesor del flujo inferior, solamente si las partículas removidas son muy pesadas para ser desplazadas por elutriación (Branney y Kokelaar, 1992; Sulpizio y Dellino, 2008).

### 2.5.1. Soporte y segregación de partículas en PDCs

#### 2.5.1.1 Soporte de partículas a través de un fluido

Cuando la concentración de partículas en un PDC tiene muy poco porcentaje en volumen, la interacción entre ellas es despreciable y el mecanismo de soporte dominante es turbulento. Éstas partículas pueden ser segregadas verticalmente debido a sus diferentes propiedades hidráulicas, de acuerdo a su mecanismo principal de transporte y soporte (Fig. 11): suspensión, suspensión intermitente y tracción (Middleton y Southard, 1984). Un mecanismo

turbulento solamente soporta partículas con velocidad terminal baja, es decir, que el tamaño de partículas nunca excede a las cenizas finas, por lo cual, dichas partículas constituyen la población de suspensión dentro de un PDC en cualquier nivel. Por otro lado, las partículas con velocidad terminal alta son soportadas intermitentemente por turbulencia. Esto se debe a que la turbulencia produce fluctuaciones en la velocidad cerca de la parte basal, generando también fluctuaciones en las fuerzas que actúan en el movimiento de las partículas cerca del límite entre el terreno y el flujo (Schmeeckle y Nelson, 2003), desarrollando suspensión intermitente. El movimiento de partículas soportadas intermitentemente por turbulencia se denomina como saltación.

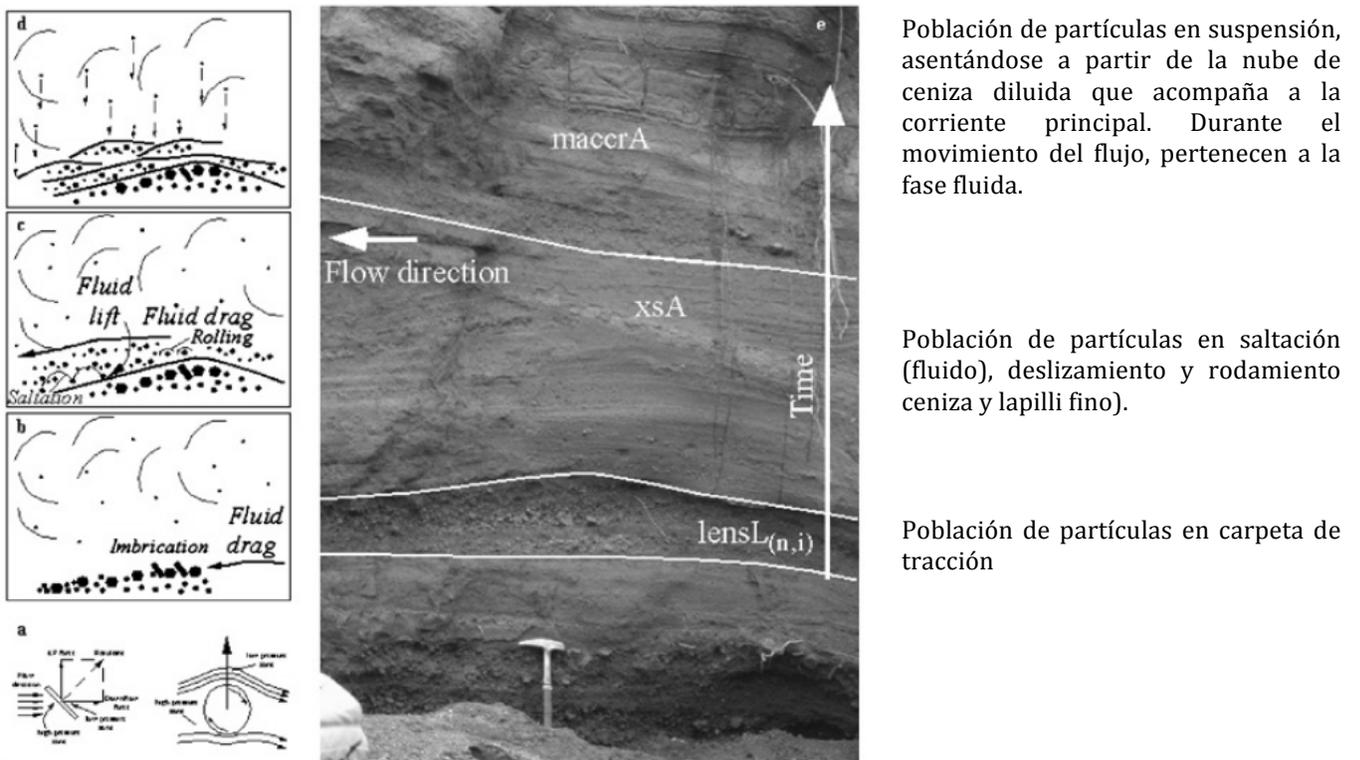


Fig. 11. a) Diferentes mecanismos de soporte de fluido de partículas; b) mecanismos teóricos de formación de litofacies en la fase de la corriente ( $lensL_{(n,i)}$ ); c) efecto del levantamiento y arrastre del fluido en mecanismos de saltación y rodamiento de partículas ( $xsA$ ); d) asentamiento (caída) de partículas finas a partir de la nube de ceniza que acompaña la fase terminal de PDC ( $maccrA$ ); e) depósito real producto de una PDC diluida y turbulenta de la erupción Pollena (472 D.C., Vesubio, Italia. Tomado de Sulpizio y Dellino (2008).

Las partículas con la más alta velocidad terminal son transportadas por fuerzas de arrastre y constituye la población de partículas transportadas por tracción. Este tipo de soporte se desarrolla cuando la velocidad terminal de las partículas es similar a la fuerza de arrastre ejercida por el fluido, causando que las partículas se deslicen y rueden en la parte inferior del flujo (Middleton y Southard, 1984; Sulpizio y Dellino, 2008). Sin embargo, las partículas que son transportadas por soporte intermitente o continuo, pueden experimentar diferentes procesos de segregación.

### 2.5.1.2 Soporte de partículas por matriz y por escape de fluido

El escape de fluido soporta partículas solamente cuando la velocidad terminal de las partículas es similar o menor que la fuerza ejercida (Fig. 12) por el movimiento vertical del fluido (ej. Roche et al., 2004). Las partículas con la menor velocidad terminal son elutriadas, mientras que las de mayor velocidad descenderán hacia la base del flujo.

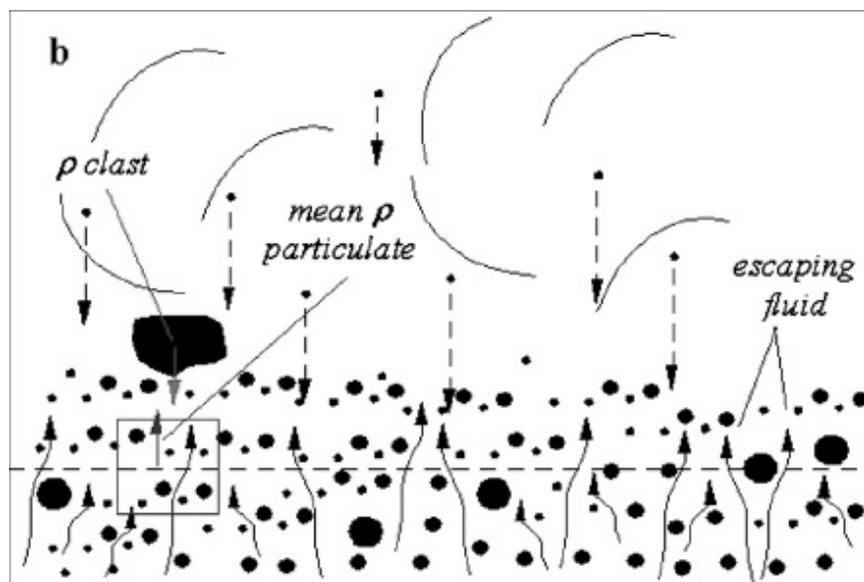


Fig. 12. Ejemplo de una zona de la frontera entre el flujo y el terreno dominada por el régimen de escape de fluido. Tomado de Sulpizio y Dellino (2008).

El proceso de descenso ocurre solamente si la densidad de las partículas es mayor que la densidad del fluido en el que se encuentra inmerso (Sulpizio y Dellino, 2008). La sedimentación y deposición de partículas induce la expulsión del fluido en la zona de contacto entre el flujo y el terreno y el movimiento vertical hacia arriba del fluido, retrasa el asentamiento de las partículas. La cantidad de fluido depende de la porosidad del flujo y de la tasa de gas liberado por rompimiento o desgasificación de material juvenil. Los depósitos de PDC dominados por escape de fluido son enriquecidos en partículas finas, y presentan gradación pobre o nula de clastos grandes y pesados (Sulpizio y Dellino, 2008).

### 2.5.1.3 Soporte por interacciones entre partículas

En un flujo granular, la fuerza de repulsión generada por colisiones partícula-partícula causa su movimiento (Fig. 13), en donde la vibración generada se conoce como temperatura granular (Savage, 1983; Iverson, 1997). La temperatura granular genera presión dispersiva (Bagnold, 1954) y controla la transferencia de masa y momento, y es mantenida debido a la conversión de energía cinética en energía mecánica durante el movimiento de la masa granular.

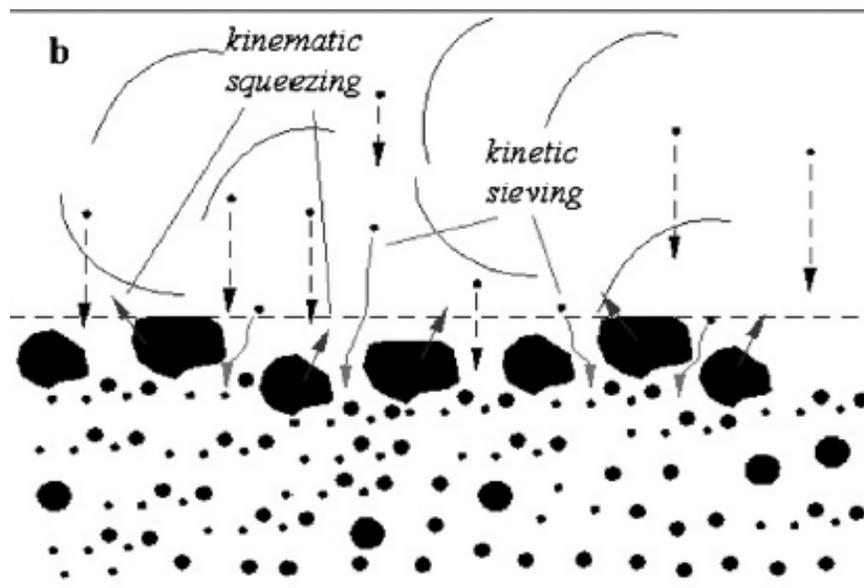


Fig. 13. Ejemplo de una zona de la frontera entre el flujo y el terreno dominada por el régimen de flujo granular. Tomado de Sulpizio y Dellino (2008).

La fuerza dispersiva causa inflación, que promueve la segregación de partículas debido a tamizado cinético transportando las partículas de menor tamaño hacia la base, induciendo una aparente migración de los clastos de mayor tamaño hacia la parte superior (Sohn y Chough, 1993), mientras que a grandes temperaturas granulares, la presión dispersiva puede mantener una masa granular en un estado de licuefacción (Sulpizio y Dellino, 2008).

Las corrientes dominadas por temperaturas granulares también se denominan como flujos de escombros no cohesivos (Postma, 1986) y se pueden clasificar como: flujos granulares, en donde el fluido intersticial tiene un efecto despreciable en el estado físico de la masa granular y flujos granulares modificados, en donde las características físicas del movimiento de masa granular son modificadas por el fluido intergranular (Iverson y Vallance, 2001). La mayoría de las PDC incluyen ambos flujos, sin embargo, los flujos granulares modificados son más comunes debido a la abundancia de gas en las mezclas piroclásticas (Sulpizio y Dellino, 2008).

Las PDC diluidas anteriormente fueron clasificadas como oleadas piroclásticas (Cas y Wright, 1987), las cuales son divididas en tres tipos: oleada basal, oleada de terreno y oleada de nube de ceniza. Las oleadas basales o *base surge* son generadas a partir de erupciones freáticas y freatomagmáticas, y consiste de una nube eruptiva que se expande radialmente en todas direcciones, por el colapso de una columna eruptiva. Según Wohletz y Sheridan (1979), una oleada basal es una corriente de densidad turbulenta que se genera a partir de la base de una columna de explosión vertical, y que se mueve a velocidades de un huracán. Las oleadas de terreno o *ground surge*, se asocian a la parte basal de un flujo piroclástico (Fisher, 1979) o con depósitos de caída; las oleadas de terreno se consideran como precursores de flujos piroclásticos densos de alta concentración, y pueden ser generados a partir de a) de un *blast* dirigido de baja concentración, b) en el frente de un flujo piroclástico en movimiento, c) por pequeños colapsos tempranos de los márgenes de una columna eruptiva vertical. Las oleadas de nube de ceniza o *ash-cloud surge* consisten en flujos turbulentos de baja densidad, generadas en la parte superior de un flujo piroclástico, la cual contiene material transportado por elutriación. En algunos casos, las oleadas de nubes de ceniza pueden separarse del flujo

piroclástico y moverse independientemente (Cas y Wright, 1987). Dos factores que influyen en el tipo de flujo desarrollado así como de las características físicas de sus depósitos, el primero corresponde a la concentración de partículas y el segundo es la estabilidad de las corrientes piroclásticas de densidad (PDC) o su variación en el tiempo. Durante el movimiento de las oleadas piroclásticas, puede ocurrir rápidas fluctuaciones en la velocidad así como en la concentración de partículas, mientras que el movimiento de una PDC con una alta concentración de partículas (o flujo piroclástico) se mantiene estable. Adicionalmente, la baja concentración de partículas en una oleada piroclástica permite que la turbulencia sea el mecanismo de transporte dominante, mientras que un flujo piroclástico con una alta concentración soporta partículas a través de colisión (Valentine y Fisher, 2000).

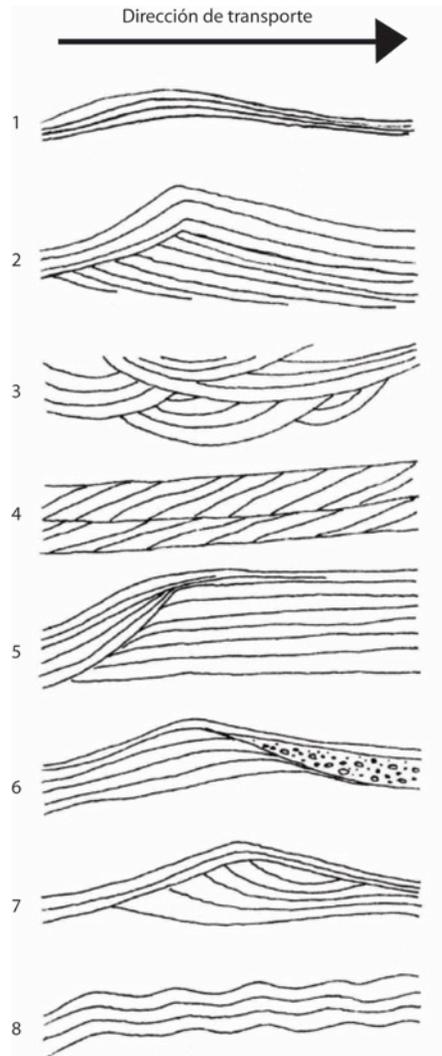
#### 2.5.2 Estructuras primarias de depósitos de PDC<sub>s</sub> diluidas

Estudios previos han descrito a PDC<sub>s</sub> diluidas que han sido generadas en eventos nucleares (ej. Richards, 1959), sin embargo, Moore (1967) fue el primero en aplicar el concepto a erupciones volcánicas. El mecanismo de emplazamiento para los depósitos asociados a las oleadas fue descrito por Sheridan y Updike (1975) y Sheridan y Ragan (1976), en donde en conjunto con un consenso de otros estudios, apoyan la teoría de que las oleadas corresponden a flujos de densidad turbulentos fluidizados (Reynolds, 1954; Nakamura, 1966; Ollier, 1967; Pai et al., 1972; Schleicher, 1974; Sparks, 1976; Sheridan y Updike, 1975; Wohletz y Sheridan, 1979; Wilson, 1980 ).

En un depósito de PDC<sub>s</sub> diluidas, es posible reconocer tres tipos primarios de estructuras, dichas diferencias son referidas a distintos ambientes deposicionales, a diferencias en la mecánica del flujo y a diversos cambios que ocurren a través del tiempo o distancia, e indican que ha habido cambios en el mecanismo de transporte.

a) Estructuras con Dunas: consisten en estructuras que muestran una superficie ondulante o superficies inclinadas hacia el substrato deposicional (Fig. 14), incluyendo estructuras de dunas, antidunas, rizaduras y laminación cruzada; la mayoría de dichas características son el resultado de transporte viscoso proximal (Carter, 1975; Sanders, 1965). La deposición es a

través de la fase de Lean- de un flujo fluidizado en donde las partículas se transportan por saltación (Bagnold, 1954) y arrastre (ej. Branney y Kokelaar, 2002).



*Fig. 14. A) Morfologías de dunas desarrolladas comúnmente en depósitos de oleadas piroclásticas, vistas en perfil. Modificada de Wohletz y Sheridan (1979): 1) Ondas con pendiente suave, generalmente de longitud de onda larga y baja amplitud, 2) Antidunas simétricas, 3) Dunas festoneadas, con dirección de transporte perpendicular a la hoja. 4) Laminaciones cruzadas, que ocurren en sets de 2-8 cm de espesor. 5) Estructura de chute and pool. 6) Dunas simétricas, con acumulación en el sotavento de material grueso. 7) Antidunas con crestas redondeadas y discontinuidades internas. 8) Laminaciones senosoidales con longitud de onda corta.*

b) Estructuras planares: Dichas estructuras presentan gradación inversa, lo que indica que fueron formadas a través de un flujo por inercia. Las estructuras planares pueden presentar laminación cruzada, y características internas de *pinch and swell*, que pueden generar una similitud a laminación cruzada. Según Sanders (1965), estas estructuras son análogas a capas con gradación inversa de corrientes de densidad subacuosa, que se cree que son transportadas por una carpeta de tracción, por un mecanismo de flujo granular laminar (Wohletz y Sheridan, 1979). Una carpeta de tracción consiste de capas con una alta concentración de partículas en la parte inferior y es conducido por flujos turbulentos sobreyacientes. El perfil de velocidad es convexo hacia arriba, y comprende una zona de fricción en la parte inferior y una región colisional en la parte superior del flujo (Sohn, 1997).

c) Estructuras masivas: Estas estructuras raramente presentan estructuras internas, no presentan estratificación y gradación; tienen forma de lentes y se pueden presentar en el sotavento de las dunas. Las estructuras masivas corresponden a una etapa transicional entre las estructuras de dunas y planares, transportadas por una oleada en una fase densa en deflación. Otras estructuras incluyen a deformación por impacto, estratificación ondulosa, y canales. Las estructuras masivas son desarrolladas en un flujo en fases de distancia intermedias. (Wohletz y Sheridan, 1979).

Cabe destacar que cada una de las estructuras y texturas desarrolladas en los depósitos de oleadas, reflejan la evolución que tiene el flujo en relación al tiempo. Por conclusión, cuando una oleada es generada en la actividad eruptiva fluidizada, se presenta un enriquecimiento en gases debido a varios factores, entre ellos: vapor de origen freatomagmático atrapado, exsolución rápida de volátiles magmáticos, subsidencia por colapso gravitacional de la columna eruptiva. Conforme el flujo viaja lejos de la boca eruptiva, pasa a ser densamente fluidizado y posteriormente no fluidizado o en deflación (Wohletz y Sheridan, 1979).

### 2.5.3 Brechas de explosión

Como se ha explicado anteriormente, las erupciones violentas generadas a través de la interacción de magma con un cuerpo de agua, fragmentan el sustrato rocoso, formando depósitos caóticos de brechas de explosión (Fig. 15). Una brecha de explosión consiste de

fragmentos gruesos y angulares correspondientes a roca encajonante fragmentada, de 2.0-10.0 cm de diámetro, que se encuentran soportados en una matriz de lapilli y ceniza (Wohletz y Sheridan, 1983). Dichas brechas heterolitológicas pueden estar mezcladas con fragmentos juveniles, principalmente en las capas basales del depósito (Parsons, 1969). Sin embargo, cuando las brechas cuentan con líticos de un tamaño promedio < 10 cm, estratificación incipiente puede ser evidente, en donde comúnmente se puede desarrollar depósitos intercalados de caída y capas de oleadas pobremente desarrolladas. Cabe destacar que las brechas son mejor desarrolladas cuando el foco eruptivo perforado rocas competentes, como flujos de lava, arenisca o caliza (Wohletz y Sheridan, 1983).

El mecanismo de emplazamiento es predominantemente balístico, en especial para bloques grandes y lapilli, y localmente el depósito puede contener capas de partículas finas emplazadas por oleada (Wohletz y Sheridan, 1983).

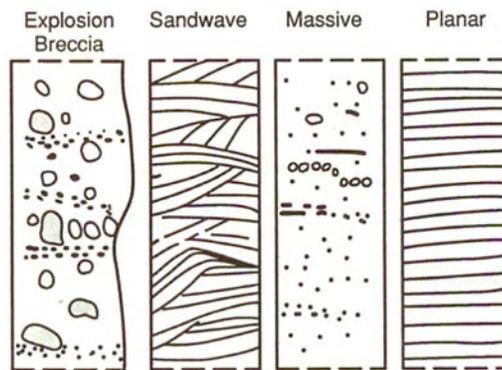


Fig. 15. Cuatro tipos texturales de depósitos hidrovolcánicos, entre ellas estructuras de brecha de explosión, dunas, capas masivas y capas planares. Tomada de Wohletz y Heiken (1992).

### 3. GEOLOGÍA REGIONAL

#### 3.1 Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) se localiza en la parte central de México, orientado en la dirección Este-Oeste a lo largo de 1200 km (García-Palomo et al., 2002). El CVTM está relacionado a la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos por debajo de la placa de Norteamérica (Ponce et al., 1992; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1993 y 1995) . Una particularidad que destaca de dicho arco continental, es la relación parcialmente oblicua que existe, con respecto a la Trinchera de Mesoamérica generando una diversa gama de productos magmáticos con firmas geoquímicas contrastantes (ej. Gómez-Tuena, 2007).

El CVTM representa el más reciente episodio de larga duración de actividad magmática continental (Fig. 16), que desde el Jurásico, produjo una serie de arcos parcialmente superpuestos como resultado de la subducción hacia el este de la placa Farallón por debajo del occidente de México, siendo representados por la Sierra Madre Occidental. Dichos cinturones magmáticos mantuvieron una orientación general NNW hasta el Eoceno, pero a partir del Oligoceno ocurrió una rotación anti horaria, hasta llegar a su posición actual E-W en el Mioceno Medio (Ferrari et al., 1999; Ferrari et al., 2012).



Fig. 16 Provincias magmáticas de México asociadas a la subducción de la placa Farallón, debajo de la placa Norteamericana, subsecuentemente representada por las placas de Rivera y Cocos. Tomado de Ferrari et al. (2012)

Existen diversas hipótesis que han tratado de explicar el origen y la compleja geometría del CVTM, entre ellos la existencia de una mega-cizalla (Mooser, 1972), una pluma del manto (Márquez et al., 1999), tectónica extensional (*rift*) (Sheth et al., 2000; Verma, 2003) y entre otros tópicos, se encuentran Nixon (1982), Nixon et al. (1987), Pardo y Suárez (1993), Ferrari (1994), Pardo y Suárez (1995), Bandy et al. (1995), Kostoglodov y Bandy, (1995), Ferrari et al. (1999), Gómez Tuena y Carrasco-Núñez (2000) (Rodríguez, 2010).

Sin embargo, los estudios más recientes realizados por Gómez-Tuena et al. (2007) y Ferrari et al. (2012) sugieren la ocurrencia de 4 episodios principales (Ver sección 3.1.2.) en la historia evolutiva del CVTM y adicionalmente, mencionan el papel que desempeñan la naturaleza de la corteza continental, así como la geometría de la placa subducida.

### 3.1.1. Naturaleza y Geometría de las placas de Cocos, Rivera y Norteamérica

Con el apoyo de estudios geofísicos que se han realizado entre Estados Unidos y México, se ha conocido acerca de la naturaleza, espesor y geometría de las placas de Cocos y Rivera. Dichos estudios corresponden a experimentos sísmicos, dentro de los cuales se incluyen: a) *Mapping the Rivera Subduction Zone* (MARS) ; b) *Middle America Subduction Experiment* (MASE); c) Veracruz-Oaxaca seismic line (VEOX).

Ferrari et al. (2012) realizaron una compilación de la información proporcionada por los experimentos anteriormente mencionados, en conjunto con datos gravimétricos del estudio realizado por Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruíz (1996) y encuentran que la región este del CVTM está construido sobre una corteza continental gruesa con 50-55 km, en cambio la región oeste tiene 30-45 km o menos. Dichas diferencias radican en que la porción este del CVTM está construida sobre corteza Precámbrica y Paleozoica, agrupados como el microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995) así como el Terreno Mixteco (Nance et al., 2007), respectivamente. El lado oeste se encuentra construido sobre arcos continentales y marinos con edades del Jurásico al Cenozoico y corresponden al terreno Guerrero.

### 3.1.2 Evolución Temporal del Cinturón Volcánico Transmexicano

#### 1. Cinturón Volcánico Transmexicano Temprano (Mioceno temprano-Mioceno tardío)

Los cuatro episodios evolutivos del CVTM corresponden a: 1) Cinturón Volcánico Transmexicano Temprano (Mioceno Temprano a Mioceno Tardío); 2) Pulso máfico migrante hacia el este (Mioceno Tardío); 3) Episodio de composición silícica a bimodal (Finales del Mioceno a Plioceno Temprano); 4) Cinturón Volcánico Mexicano Moderno (Plioceno Tardío a Holoceno) (Ferrari et al., 2012).

El CVTM se encuentra dividido en los sectores oeste, central, este (Pasquaré et al., 1987). El primer episodio magmático corresponde a actividad caracterizada por vulcanismo efusivo de composición intermedia subcalcina, en el este de México (Fig. 17) (área de Tenancingo-Malinalco, Sierra Mil Cumbres, Sierra de Angangueo, Cuenca de México), con edades que varían de 22.0 a 16.5 Ma (Jacobo-Albarrán, 1986; García-Palomo et al., 2000; Lenhardt et al., 2010; Pasquaré et al., 1991) y domos riolíticas (área de Chalcatzingo) de composición adakítica, con edades de  $20.7 \pm 0.3$  Ma (Gómez-Tuena et al., 2008).

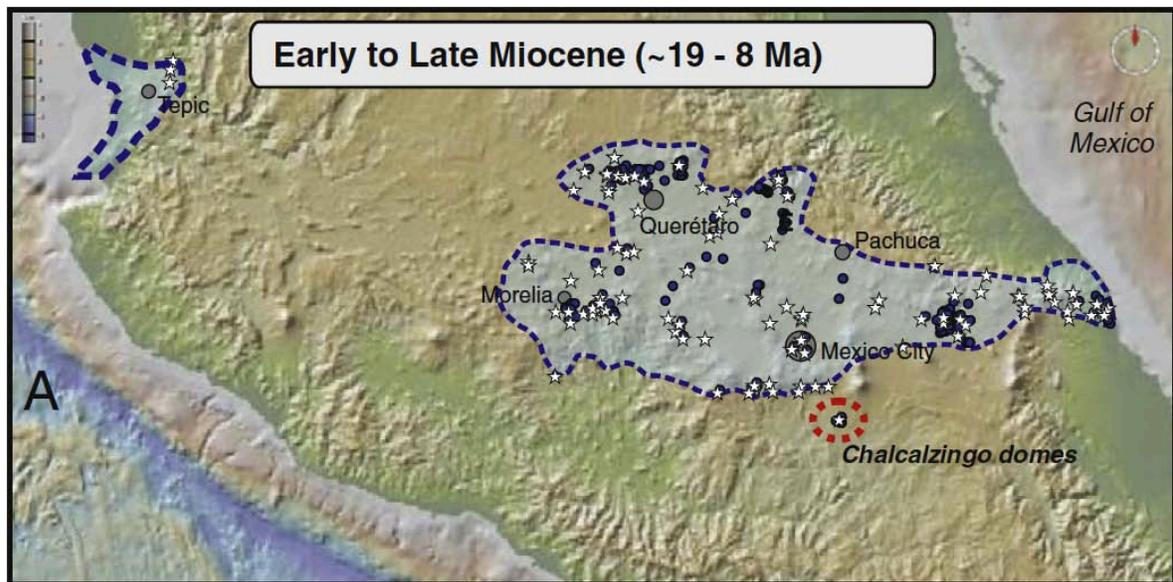


Fig. 17. Primer episodio magmático denominado como Cinturón Volcánico Transmexicano Temprano y que abarca el periodo del Mioceno Temprano a Mioceno Tardío. Tomado de Ferrari et al. (2012).

Para 16.5 Ma, el magmatismo se extiende hacia el norte, hasta alcanzar el Golfo de México. Las manifestaciones más recientes de ésta última actividad corresponden a estratovolcanes andesíticos a dacíticos (Palo Huérfano, La Joya, Zamorano y Cerro Grande), con 12.1 y 8.9 Ma.

En el sector oriental, el magmatismo es representado por intrusivos gabróticos y tonalíticos, así como diques máficos y lavas de composición intermedia, de 16 a 9 Ma (Cantagrel y Robin, 1979; Ferrari et al., 2005; López-Infanzón, 1991; Negendank et al., 1985). Algunos domos y stocks de composición dacítica-traquítica se localizan en dicha área, con una edad de 7.48 Ma (Ferrari et al., 2005) y que tienen una firma adakítica. Por otra parte, es posible que el extremo sur del arco Comondú, localizado en su mayor parte en Baja California, corresponda a la actividad asociada al primer episodio magmático del CVTM (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001; Ferrari et al., 2012). Las características geoquímicas indican una disminución progresiva en la influencia de los componentes de subducción hacia el N y NE, conforme se incrementa la distancia desde la trinchera hacia el continente (Orozco-Esquivel et al., 2010b). Sin embargo, dicho arco es interrumpido por la actividad de firma adakítica, la cual marca el fin de la migración del arco desde la trinchera hacia el continente (Ferrari et al., 2012).

## 2. Pulso máfico migrante hacia el este (Mioceno tardío)

En el Mioceno tardío, ocurre la migración del oeste hacia el este del arco volcánico evidenciado por cambios en la composición y el estilo del vulcanismo (Fig. 18). El vulcanismo formó plateaus de lava basáltica a través de fisuras, o menos común, a través de volcanes en escudo de tamaño y conos de lava. El volumen de lava emplazada es mucho mayor en el oeste y disminuye hacia el este (Ferrari et al., 2012).

En el lado oeste, las lavas máficas presentan una composición sub-alkalina con relaciones Ba/Nb característicos de magmatismo asociado a subducción; sus contenidos de  $TiO_2$  y las relaciones  $TiO_2/K_2O$  tienden a ser mayores que las rocas sub-alkalinas del episodio anterior. En el lado este, el vulcanismo es dominado por composiciones alcalinas sódicas con firmas de intraplaca, evidenciado por las relaciones Ba/Nb bajas, contenidos altos de  $TiO_2$  y de

TiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O, similares a los correspondientes a Basaltos de Islas Oceánicas (OIB, por sus siglas en inglés) (Orozco-Esquivel et al., 2007).

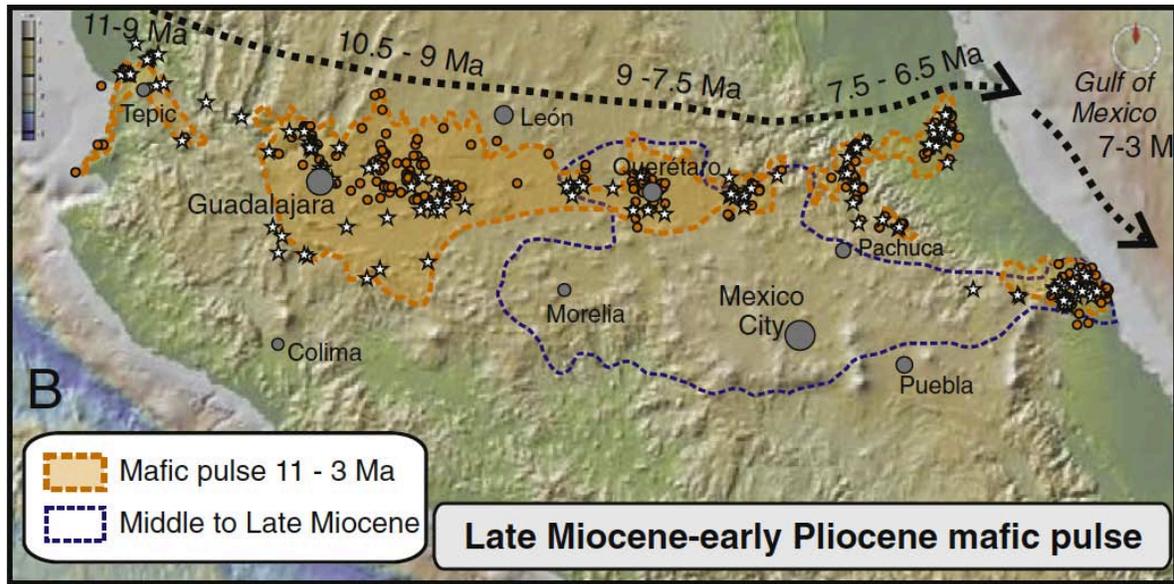


Fig. 18. Segundo episodio magmático denominado como Pulso Máfico migrante hacia el este, correspondiente al Mioceno hasta el Plioceno temprano. Tomado de Ferrari et al. (2012).

### 3. Episodio de composición silícica a bimodal (fin del Mioceno a Plioceno temprano)

Para finales del Mioceno, la composición del vulcanismo cambió a silícica conforme el arco migraba hacia la trinchera (Fig. 19). En el sector oeste, el vulcanismo silícico está representado en mayor parte por complejos grandes de domos y en menor parte por ignimbritas, con edades de 8.5 a 6.0 Ma (Castillo-Hernández y Romero-Ríos, 1991; Gilbert et al., 1985; Rossotti et al., 2002). Posteriormente la actividad se volvió bimodal, cuando pequeños volúmenes de lavas basálticas fueron emplazadas junto con domos silícicos e ignimbritas, resultando en algunos casos con procesos de mezcla o *mingling* de magma (Allan, 1986; Ferrari et al., 2000a; Frey et al., 2004; Gastil et al., 1979; Gilbert et al., 1985; Moore et al., 1994; Righter y Rosas-Elguera, 2001).

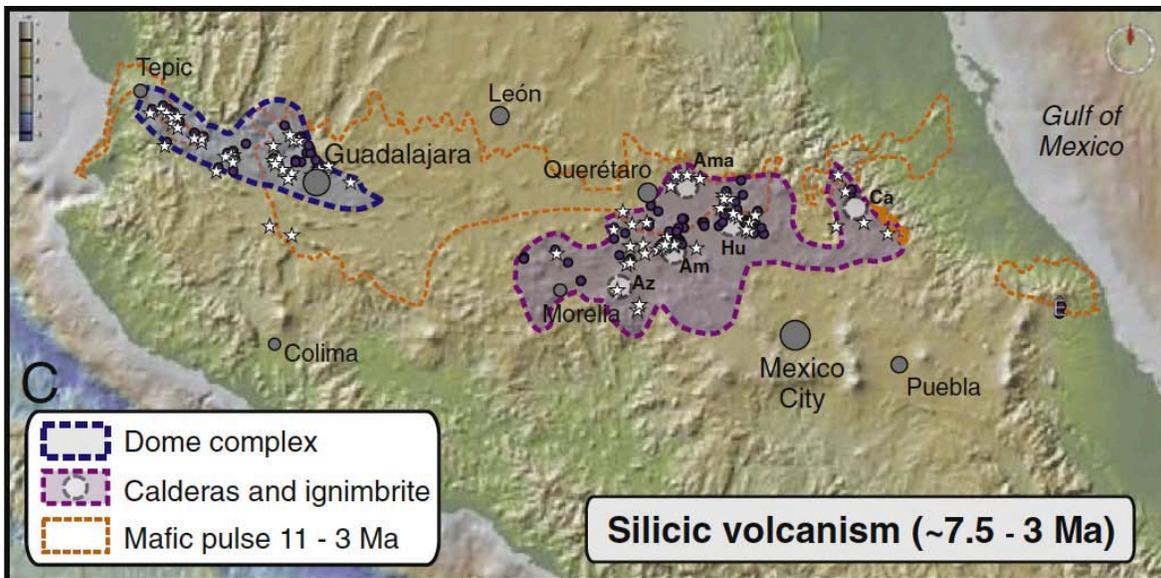


Fig. 19. Tercer episodio magmático denominado como Episodio de composición silícica a bimodal, y abarca los periodos de el fin del Mioceno al Plioceno temprano. Tomado de Ferrari et al. (2012).

En el sector este, está representado por la formación de grandes calderas que produjeron grandes volúmenes de ignimbritas (>50 km<sup>3</sup>) y depósitos piroclásticos, flujos de lava y complejos de domos (Ferrari et al., 2012). El vulcanismo comenzó exclusivamente silícico, por ejemplo en la caldera Amazcala con edades de 7.3 a 6.6 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001), y a los 6.0 Ma comienza actividad magmática de composición máfica a intermedia, las cuales se encuentran estratificadas o mezcladas con algunas ignimbritas, por ejemplo en la caldera Huichapan con edades de 5.0 a 4.2 Ma (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009) y la caldera de Amealco con 4.7 Ma (Aguirre-Díaz, 1996; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001).

#### 4. Cinturón Volcánico Transmexicano Moderno (Plioceno tardío a Holoceno)

El último periodo de actividad del CVTM corresponde a vulcanismo muy diverso, que va de rocas calco alcalinas asociadas con lavas de afinidad de intraplaca, lamprófidos y otras rocas ricas en potasio. Dicho periodo se caracteriza por la construcción de estratovolcanes y numerosos campos volcánicos monogenéticos (Fig. 20).

En el sector oeste, los estratovolcanes se encuentran alineados en una dirección WNW-ESE y se localizan en la región trasarco como el Complejo volcánico de Colima, Tancítaro en la región central mientras que en el este se localiza el alineamiento N-S comprendido por Tláloc-Iztaccíhuatl-Popocatépetl y Cofre de Perote-La Gloria-Las Cumbres- Citlaltépetl. La única excepción es el complejo volcánico de Colima, que se localiza en el frente del arco, en la parte extrema sur del *slab tear* entre las placas de Cocos y Rivera (Ferrari et al., 2012).

Por otra parte, los campos volcánicos monogenéticos comprenden en el lado oeste a los campos volcánicos San Sebastián, Mascota, Los Volcanes, Ayutla y Tapalpa. En el sector central, al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y en los sectores centro-este y este, Zitácuaro-Valle de Bravo, Tenango-Chichinautzin, Apan-Tezontepec y Xalapa. Las lavas más jóvenes se localizan en el frente volcánico, y se caracterizan por tener #Mg altos y, hacia el este los valores de #Mg van de intermedios a bajos; los valores más altos en el oeste corresponden a lamprófidos emplazados en los campos volcánicos monogenéticos, mientras que los valores bajos corresponden a rocas silíceas.

Los valores más altos de Ba/Nb (o de intraplaca, con concentraciones altas de TiO<sub>2</sub>) corresponden al frente volcánico a lamprófidos y otras rocas potásicas; dichos valores disminuyen hacia el este conforme la distancia desde la trinchera se incrementa. Los valores más bajos de Ba/Nb se localizan en la parte tras arco; dichas rocas se relacionan con la fusión parcial de manto astenosférico enriquecido, que muestra escasa o nada de influencia de los componentes de subducción (ej. Luhr, 1997; Petrone et al., 2003; Wallace y Carmichael, 1999).

Las rocas con firma de intraplaca corresponden en el sector oeste al graben de Tepic-Zacualco, graben de Atenguillo y el graben de Amatlán de Cañas; en el sector este, se encuentran distribuidas aleatoriamente en los campos volcánicos de Michoacán-Guanajuato y Chichinautzin.

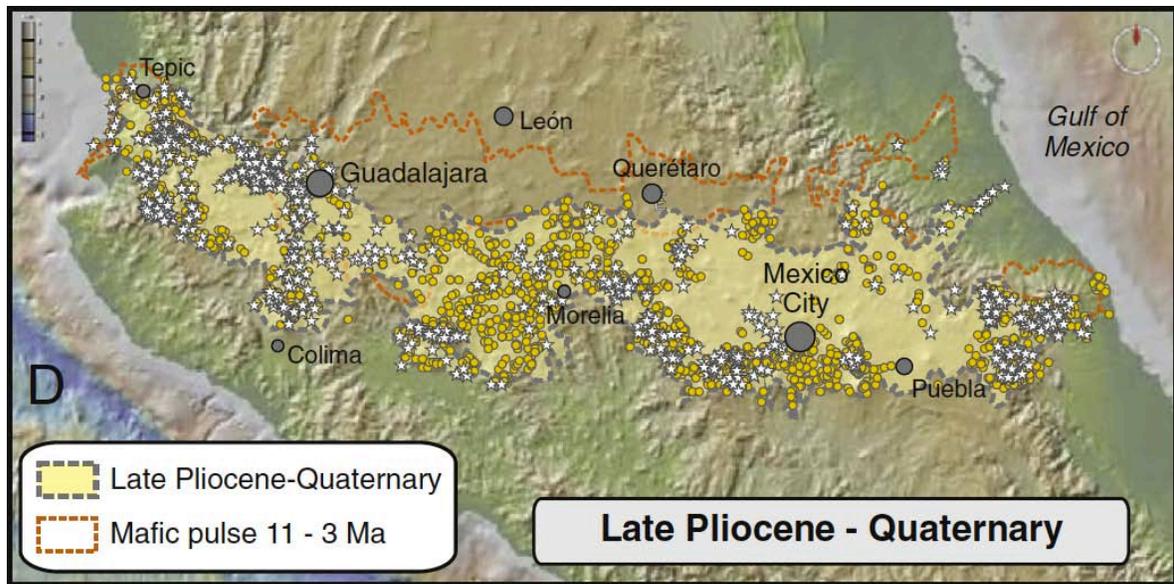


Fig. 20. Cuarto episodio magmático denominado como Cinturón Volcánico Transmexicano Moderno e incluye los periodos del Plioceno Tardío al Holoceno. Tomado de Ferrari et al. (2012).

Por otra parte, las rocas con mayor contribución de componentes de subducción se localizan en el frente volcánico, mayormente en 3 áreas específicas: 1) Campos volcánicos en el frente volcánico del sector oeste 2) Complejo Volcánico de Colima; 3) Campo Volcánico Zitácuaro-Valle de Bravo (Ferrari et al., 2012).

### 3.2 Cuenca de Serdán-Oriental

El sector este del CVTM está compuesto por el alineamiento de los volcanes Cofre de Perote-Citlaltépetl y la Cuenca de Serdán Oriental (CSO; Fig. 21).

El basamento del sector este está constituido por rocas cristalinas del Paleozoico, el cual se encuentra expuesto en el macizo de Teziutlán (Puebla) al noreste del volcán de Los Hornos (Viniegra, 1965) agrupado como rocas pertenecientes al microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Dichas rocas consisten de un ensamble de rocas metamórficas de grado medio a alto, que incluyen gneises miloníticos en facies de esquistos verdes con edades de 1200 a 926 Ma, micaesquistos de 296 a 330 Ma y rocas ígneas como granitoides miloníticos con 323 Ma y rocas sieníticas con una edad de U-Pb en circones 168 Ma (Ramos-

Arias et al. 2015). Dicha secuencia es sobreyacida por calizas y lutitas del Cretácico fuertemente deformadas, pertenecientes al borde sur de la Sierra Madre Oriental (SMO); provincia plegada y cabalgada en un *trend* NW, la cual se asocia a la orogenia Larámide. Dicha orogenia fue originada por la subducción de la Placa Farallón por debajo de Norteamérica, probablemente desde el Pérmico continuando hasta el Cretácico superior-Cenozoico temprano (Padilla y Sánchez, 1986). Además, pequeños plutones granodioríticos, monzoníticos y sieníticos intrusionan a dichas rocas del basamento en el Oligoceno y Mioceno (Yañez y García, 1982).

En la Cuenca de Serdán-Oriental, la secuencia sedimentaria de la SMO es sobreyacida por una serie de depósitos asociados a diversos centros volcánicos. Dicha cuenca se caracteriza por vulcanismo monogenético representado por conos aislados de escoria y lava basáltica, domos riolíticos, volcanes tipo maar, anillos de tobas y conos de tobas (Carrasco-Núñez et al., 2014).

El norte de la cuenca está representado por actividad asociada a la caldera de Los Humeros, su actividad comenzó a  $\sim 0.46$  Ma y su evolución involucra la formación de dos calderas anidadas (Los Humeros y Los Potreros) en donde ocurrieron dos erupciones principales formadoras de ignimbritas silíceas, posteriormente se formaron domos dacíticos a riodacíticos, mientras que la actividad más reciente es referida a vulcanismo central y fallas en anillo dominadas por erupciones subplinianas de composición traquidacítica, intercaladas con flujos de lava basáltica y basáltica-andesítica así como actividad estromboliana escasa (Ferriz y Mahood, 1984; Willcox, 2011; Dávila-Harris y Carrasco-Núñez, 2014).

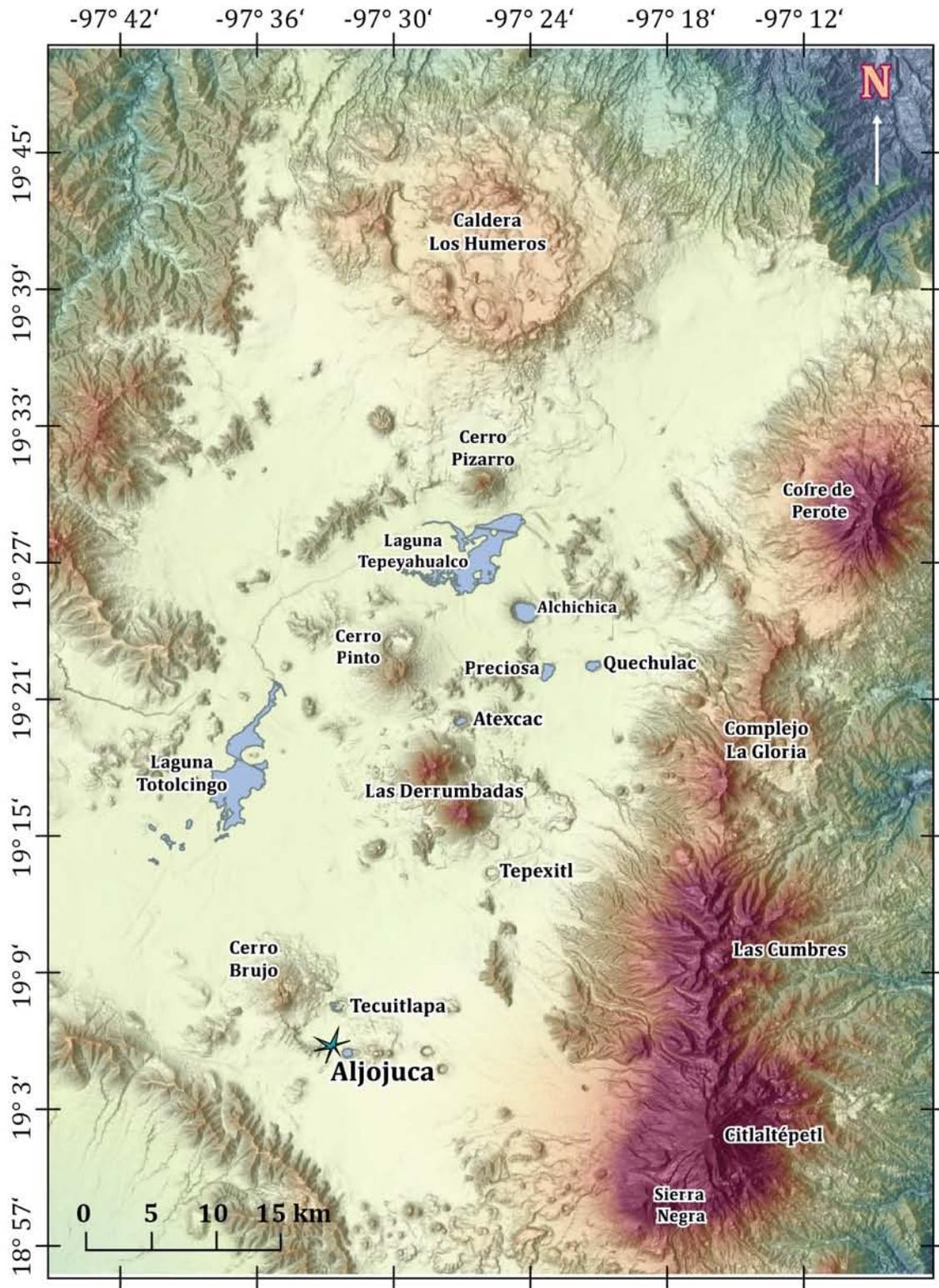


Fig. 21. Localización de la Cuenca de Serdán-Oriental (CSO), en donde se observan los principales cuerpos volcánicos de la misma y hacia el sector Este, la cuenca se encuentra limitada por el alineamiento volcánico de Cofre de Perote-Citlaltépetl. El maar Aljojuca se localiza en la porción Sur de la CSO, al sureste del volcán Cerro Brujo y del maar Tecuitlapa.

En el sector oeste se localiza un alineamiento que comprende al volcán andesítico Cerro Grande con actividad en el Mioceno, y el estratovolcán La Malinche de composición andesítica-dacítica. En la parte central de la CSO se localiza el Cerro de las Derrumbadas, el cual está formado por dos domos riolíticos gemelos que presentan actividad fumarólica y una extensa alteración hidrotermal; la actividad más reciente corresponde al Holoceno y comprende a un flujo de lava andesítica al este del conjunto de domos (Negendank et al., 1985).

Al NW del Cerro de las Derrumbadas se localiza el volcán Cerro Pinto, que consiste de un complejo de cuatro anillos de toba y cuatro domos del Pleistoceno que fueron emplazados en tres etapas eruptivas, marcados por cambios en la posición de la boca eruptiva así como de su carácter eruptivo (Zimmer, 2007; Zimmer et al. 2010).

Hacia el N de Cerro Pinto se localiza Cerro Pizarro, que consiste de un domo riolítico del Pleistoceno Temprano (Negendank et al., 1985); sin embargo Riggs y Carrasco-Núñez (2004) lo consideran como un volcán poligenético, debido a su formación la relacionan a cuatro etapas eruptivas, con largos periodos de quietud, así como variaciones químicas, cabe destacar que dichas características son poco comunes en el caso de domos riolíticos. Cerro Xalapazco corresponde a un cono de tobas, el cual se formó debido a la ocurrencia de erupciones freatomagmáticas generadas por el contacto entre un cuerpo de magma ascendente, y un acuífero de calizas en conjunto con depósitos glaciares fluviales (Abrams y Siebe, 1994).

Por otra parte, la CSO cuenta con aproximadamente una docena de volcanes tipo maar localizados en la parte central y sur, algunos de ellos han sido investigados a detalle, Atexcac (Carrasco-Núñez et al., 2007), Tepexitl (Austin-Erickson, 2007; Austin-Erickson et al., 2011), Tecuitlapa (Ort y Carrasco-Núñez, 2009), Quechulac, Alchichica, Preciosa, Buenavista, Xalapazquillo, Xalapazco Chico, Xalapazco Grande y Aljojuca.

En el borde este se localiza el alineamiento N-S Cofre de Perote-La Gloria-Las Cumbres-Citlaltépetl. El volcán Cofre de Perote es un volcán escudo- compuesto comenzó su actividad

alrededor de 1.3–0.51 Ma, dominado por un emplazamiento sucesivo de flujos de lava andesítica-basáltica, andesítica-traquiandesítica y dacítica y brechas. Su actividad se desarrolló en diversas etapas hasta el Holoceno y continuando hasta 40-11 ka con colapsos no eruptivos de sus flancos (Carrasco-Núñez et al., 2010).

El Complejo Volcánico de Las Cumbres (CVLC) incluye algunos centros volcánicos del Cuaternario. Rodríguez (2005) divide la historia eruptiva del CVCL en cuatro etapas, comenzando hace ~600 ka con flujos de lava de composición andesítica, posteriormente se originaron depósitos de avalancha, depósitos piroclásticos y actividad monogenética. Cabe destacar que en la tercer etapa a ~40-18 ka se incluyen los depósitos riolíticos de caída de la Pómez Quetzalapa (18 ka). Los autores calcularon un volumen mínimo de 8.4 km<sup>3</sup> y las isopacas e isopleas muestran una distribución elongada en dirección NNE-SSW.

Por otra parte, el volcán Citlaltépetl muestra una evolución compleja y Carrasco-Núñez (2000) la divide en tres etapas constructivas. La primer etapa involucra la construcción de un edificio volcánico en el Pleistoceno Medio, denominado como Torrecillas y su actividad fue dominada por erupciones efusivas 1) andesitas basálticas con olivino, 2) andesitas de dos piroxenos, 3) brechas 4) dacitas de anfíboles (antes de 0.2 Ma), 5) andesitas de dos piroxenos; en esta etapa el edificio Torrecillas colapsó a los 0.25 Ma.

Durante la segunda etapa se formó un segundo cono denominado como Espolón de Oro construido por la erupción de dacitas con anfíboles a los 0.2 Ma, seguida por andesitas de dos piroxenos y andesitas basálticas con olivino intercaladas con flujos piroclásticos soldados. Domos de composición riolítica y dacítica se emplazaron fuera del cráter central. La ocurrencia de dacitas de dos piroxenos y andesitas marca el final de la presente etapa, así como el colapso del edificio Espolón de Oro a los 20, 000 años B.P. En la tercer etapa, el edificio actual Citlaltépetl se construyó en los remanentes de volcanes ancestrales por la erupción de flujos de lava dacítica de anfíboles y piroxenos, el más reciente ocurrió en el siglo 17. Erupciones plinianas repetitivas ocurrieron en el Pleistoceno tardío (13,000) y Holoceno temprano (8500-9000 años B.P.) Actividad efusiva renovada dio origen a domos dacíticos (4200 años B.P.) así como flujos de bloques y ceniza.

## 4. METODOLOGÍA

Para cumplir los objetivos del presente trabajo de investigación, se realizaron tres fases principales, las cuales consisten en: la compilación y análisis de material bibliográfico, trabajo de campo y trabajo de laboratorio.

### 4.1 Compilación y análisis de material bibliográfico

Para la primer fase, se recopiló información del área de estudio en el ámbito geológico regional y local, así como trabajos previos relacionados. Cabe destacar que la información existente geológica local es escasa. Adicionalmente, se analizaron artículos científicos relacionados al hidrovulcanismo, freatomagmatismo, así como génesis y desarrollo de volcanes tipo maar en diversas localidades.

### 4.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en el levantamiento y descripción detallada de al menos cinco secciones estratigráficas, en diversas localidades en función del acceso y representatividad del volcán, las cuales se llevaron a cabo en diferentes campañas. Cabe destacar que en la descripción de secuencias volcanoclásticas se toman en cuenta características descriptivas, por ejemplo, la variación en espesores de los diversos sectores que componen la secuencia, estructuras sedimentarias desarrolladas (laminación paralela, estratificación cruzada, estructuras de carga y de deformación por impacto de bloques balísticos), tipo de contacto entre capas, tipo de gradación, composición y variación de los fragmentos líticos accidentales y material juvenil, etc. (ej. Cas y Wright 1987) Posteriormente, se deben seleccionar muestras representativas en diversos niveles de la secuencia estratigráfica, entre ellas se seleccionaron muestras no consolidadas de caída y de oleada basal.

### 4.3 Trabajo de laboratorio

#### 4.3.1 Análisis granulométrico y componentes

El trabajo de laboratorio consta de dos fases principales, a) Análisis granulométrico de las muestras, b) determinación de componentes; dicho análisis se llevó a cabo en el laboratorio de Vulcanología y Sedimentología del Centro de Geociencias, UNAM. El *análisis*

*granulométrico* consiste en la separación de las muestras por tamizado seco de las muestras recolectadas, de acuerdo a los métodos de Walker (1971) a intervalos de  $1 \phi$ , entre  $-6 \phi$  y  $<4 \phi$  (64 mm y  $<1/16$  mm). Posteriormente, se calcula el porcentaje acumulado de cada una de las clases de tamaño para todas las muestras separadas. Con dichos datos, se construyen curvas de frecuencia acumulativa en papel de distribución probabilística (Visher, 1969). A partir de las curvas acumulativas de frecuencia obtenidas en el programa KWare SFT (Wohletz, 2013) construidas con los porcentajes individuales para cada muestra, se calcularon los parámetros de Inman (1952) el tamaño medio de las clastos ( $Md \phi$ ) y la clasificación ( $\sigma \phi$ ), siguiendo los procedimientos recomendados por Cas y Wright (1987) con el fin de medir variaciones granulométricas y determinar la clasificación de los depósitos (Ver Cap. 6).

La mediana ( $Md \phi$ ,  $\phi 50$ ), consiste en el valor representativo del tamaño promedio de una muestra cuando la dispersión de los diferentes tamaños de partículas es bajo. La desviación estándar ( $\sigma \phi = \phi 84 - \phi 16/2$ ) se utiliza como índice de clasificación y representa el rango de variación de tamaños de determinada muestra.

Por otra parte, para la determinación de componentes se utilizó un microscopio binocular. Se analizaron las mallas de tamaños de  $-6 \phi$  a  $-1 \phi$  (64 mm a 2mm), ya que no es posible realizar visualmente la determinación en tamaños inferiores a  $-1 \phi$ ; para la fracción fina se utilizaron cuarteadores y subsecuentemente se seleccionó una cantidad aproximada de 100 granos. Se identificaron los diferentes componentes de las muestras, los cuales consisten en líticos accidentales y material juvenil. Los líticos accidentales corresponden a lavas de diferente composición y/o textura: lava andesítica basáltica (pre-maar), lava andesítica basáltica con fenocristales máficos, lava andesítica con fenocristales de plagioclasa y fenocristales máficos, lava andesítica basáltica con proporciones variables de olivino, lava dacítica alterada, lava alterada; pómez, roca con estratificación en hojuela, sílice, agregado, y sedimentos. El material juvenil es de composición andesítica basáltica.

Posteriormente, se pesaron individualmente cada uno de los componentes para cada tamaño de malla de las muestras, con el objetivo de calcular el porcentaje real de cada malla,

utilizando una regla de tres simple así como la obtención del porcentaje total para cada muestra, en donde se realiza una sumatoria total de los pesos de cada componente resultando en un 100 %, para posteriormente calcular el porcentaje de cada componente en todas las muestras.

#### 4.3.2 Petrografía

Se elaboraron 27 láminas delgadas para estudio petrográfico en el laboratorio de Laminación del Centro de Geociencias, UNAM. La metodología consiste en obtener un testigo de roca aproximadamente de dimensiones de 2.0 cm x 1.5 cm y 0.5 cm de espesor. Para obtener los cubos es indispensable utilizar una cortadora con discos de diamante, posteriormente se realizó un desbaste de la muestra obtenido con polvos abrasivos de carburo de silicio de 320, 400 y 600 (40, 25 y 15  $\mu\text{m}$ , respectivamente). Posteriormente la muestra se montó en un portaobjetos con adhesivo sensible a la luz ultravioleta y se expuso a una lámpara de rayos UV por 5 min. Después de que la muestra quedó adherida al portaobjetos, se realizó un corte de 300  $\mu\text{m}$  en el equipo Laminadora HILLQUIST y se hizo un desbaste en cono de diamante hasta 60  $\mu\text{m}$  de espesor y a 30 $\mu\text{m}$  con abrasivos de 25 y 15  $\mu\text{m}$ . Para finalizar, se realizó limpieza a la muestra en el equipo Ultrasonic, después se recubrió la muestra con un cubreobjetos y adhesivo sensible a UV.

#### 4.3.3 Preparación de muestras para análisis químicos

Para el presente estudio se recolectaron un total de 50 muestras, dentro de las cuales 16 muestras fueron seleccionadas para realizar análisis químicos, correspondientes a una muestra de la lava andesítica basáltica (pre-maar), 2 muestras de lava andesítica basáltica correspondiente al cono de escoria localizado al este del maar y 13 muestras correspondientes a escoria juvenil andesítica basáltica localizadas en 4 secciones stratigráficas del maar. Cabe destacar que se deben elegir muestras que no se encuentren alteradas o muestren evidencias de eventos metamórficos, hidrotermales, etc. y que sean representativas de los depósitos volcanoclásticos.

Para muestras de lavas se escogieron alrededor de 10-15 kg y para los depósitos de oleadas y caídas se escogieron 2-3 kg. Es necesario descostrar las muestras para que exhiban cortes frescos; en caso de obtener muestras muy grandes se deberán pasar por una sierra cortadora, para poder obtener fragmentos de menores dimensiones. Posteriormente, las muestras se pasaran al proceso de trituración en una prensa, después es necesario llevar a cabo un lavado a las muestras con agua destilada en repetidas ocasiones, con el fin de eliminar polvo y otras partículas, después, la muestra se somete a un baño ultrasónico con agua destilada por un tiempo de 15 minutos. Terminada esta etapa, se desecha el agua y se le agrega agua desionizada para eliminar las impurezas sobrantes, y se da un segundo baño ultrasónico por 15 minutos. Una vez pasando los 15 minutos, se desecha el agua para después poner a secar la muestra en un horno a temperatura no mayor a 50° C.

Posteriormente, se seleccionaron los fragmentos que se encuentren frescos, es decir, libres de cualquier alteración, oxidación, etc. Después de seleccionar los clastos, se pasaran a pulverizar en un disco de alúmina; es necesario lavar previamente el plato del disco con agua normal, se enjuaga con agua destilada, después con agua desionizada y posteriormente se agrega acetona grado ultra puro para acelerar el secado, y se deja secar en una campana de extracción por algunos minutos. Una vez seco el plato, se coloca en el disco y se le agrega no más de 80 gr de arena sílica y se monta en la pulverizadora por 5 minutos. El contenido se desecha y se vuelve a lavar el plato, repitiendo los pasos anteriormente descritos. Una vez que el material se encuentra limpio y seco, se agregan 30 gr de muestra para contaminar el plato y se pulveriza por 5 minutos, y se desecha. Posteriormente, se agrega la misma cantidad de muestra en la pulverizadora por el tiempo requerido, donde las partículas serán reducidas a un diámetro de 75 micras. Al terminar de pulverizar la muestra, será necesario vaciarla dentro de un frasco de vidrio o plástico previamente lavado y etiquetado con la clave de la muestra.

#### 4.3.4 Determinación de elementos mayores y traza

Para poder determinar las abundancias totales de óxidos, es decir, de elementos mayores y otros elementos menores, se utiliza la técnica de fluorescencia de rayos X. El espectrómetro

de FRX que se utilizó para determinar los elementos mayores de las muestras corresponde a un Espectrómetro Rigaku ZSX Primus II, previamente calibrado con Muestras Internacionales de Referencia Geoquímica. Dicho espectrómetro se localiza en el Instituto de Geología, en el Departamento de Geoquímica de la UNAM. La muestra fue preparada en base seca y fundida para el análisis de elementos mayores. La Pérdida por Calcinación (PxC) se determina calcinando la muestra a 950° C durante 1 hora.

Por otra parte, el análisis de elementos traza fue realizado utilizando fusiones de metaborato/tetraborato de litio y medidos en un espectrómetro de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS; pos sus siglas en inglés), correspondiente a un ICP-MS Termo X-DSeries, localizado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM. Detalles de la preparación y análisis de las muestras son descritos en Baedeker (1987).

## 5. ESTRATIGRAFÍA DEL MAAR ALJOJUCA

### 5.1 Introducción

El estudio detallado de la estratigrafía volcánica permite realizar reconstrucciones de los procesos físicos eruptivos que dieron origen a los depósitos freatomagmáticos, así como también permite entender las variaciones del estilo eruptivo y su evolución con el tiempo.

La descripción de secciones estratigráficas permite dilucidar variaciones en las erupciones freatomagmáticas, las cuales son reflejadas en características específicas de los depósitos. Las correlaciones estratigráficas en diversas localidades del volcán pueden ser referidas a cambios en la dinámica eruptiva, por lo tanto, pueden llegar a reflejar historias complejas en su evolución.

El trabajo de campo de la presente investigación, involucró el reconocimiento del área de estudio y posteriormente, se realizaron campañas en diversas etapas, en las cuales se describieron cinco secciones estratigráficas (W, NW, E, N y S; (Fig. 22) correspondientes a la secuencia de maar y pre-maar. Los afloramientos fueron seleccionados con base a criterios de mejor exposición de los depósitos y acceso.

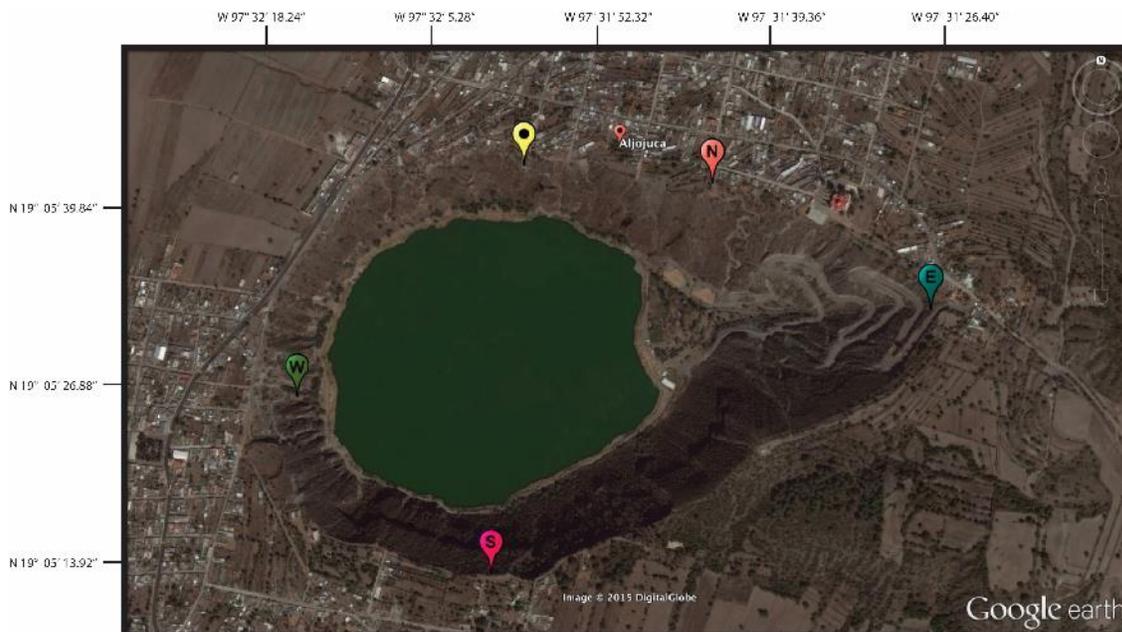


Fig. 22. Mapa obtenido a partir de una imagen digital de Google Earth, que muestra la localización de las secciones estratigráficas medidas y descritas en el volcán Aljojuca.

La estratigrafía del maar Aljojuca se puede agrupar en dos grupos principales que corresponden a la secuencia pre-maar y a la secuencia de maar, las cuales se describen a continuación. Antes de eso, será necesario establecer la terminología que se empleará en el resto del texto.

#### 5.1.1 Clasificación del tamaño de partículas de tefra volcánica

Para clasificar los depósitos piroclásticos, Cas y Wright (1987) determinan que es indispensable realizar una clasificación litológica y genética. La clasificación litológica involucra descripciones del tamaño de las partículas que conforman al depósito y su distribución en los depósitos, los tipos de fragmentos que los constituyen, así como el grado y tipo de soldamiento. La terminología empleada para la clasificación de tefra volcánica se resume en la Tabla 1. Por otro lado, la clasificación genética involucra la asociación de las distintas facies que forma el depósito, de su geometría y de las relaciones del campo.

Tabla 1. Terminología empleada para el tamaño de partículas de depósitos piroclásticos. Modificada de Wenworth (1922); Fisher y Schmincke (1984); Blair y McPherson, 1999; Fisher, 1961.

PHI	Tamaño de partícula (mm)	Clastos sedimentarios	Piroclastos	Depósitos piroclásticos	
				No consolidados	Consolidados
-8	256	Guijarros grandes	Bloques y Bombas	Aglomerado	Aglomerado
-7	128	Guijarros pequeños		Tefra de bloques y bombas	Brecha piroclástica
-6	64	Grava muy gruesa	Lapilli muy grueso	Estrato de lapilli o Tefra de lapilli	<i>Lapillistone</i>
-5	32	Grava gruesa	Lapilli grueso		
-4	16	Grava media	Lapilli medio		
-3	8	Grava fina	Lapilli fino		
-2	4	Grava muy fina	Lapilli muy fino		
-1	2	Arena muy gruesa	Ceniza gruesa		
0	1	Arena gruesa			
1	0.5	Arena media			
2	0.25	Arena fina			
3	0.125	Arena muy fina			
4	0.062	Limos	Ceniza fina	Ceniza fina	Toba fina
5	0.031				
6	0.015				
7	0.007				
8	0.003	Arcillas			
9	0.001				

## 5.2 Secuencia pre-maar

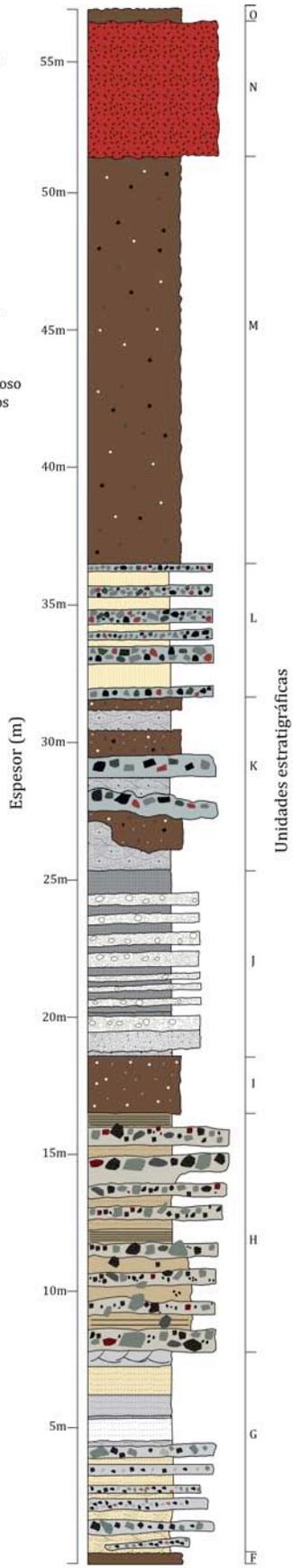
La secuencia pre-maar fue medida en la sección Oeste (W) (Fig. 23); cuenta con ~ 55 m y está representada por ocho unidades piroclásticas, epiclásticas y fluviales.

La base de la secuencia comienza con la unidad F) Depósito masivo con apariencia de suelo compuesto de matriz arcillosa, con algunos líticos volcánicos, de coloración café, el cual corresponde a un paleosuelo de 0.3 cm de espesor, G) Secuencia volcánica alternada de 5.5 m de espesor compuesta de lentes con tamaños de lapilli medio a grueso de caída, bloques de ~ 0.45 m y ceniza fina con estratificación cruzada de oleada basal, seguida por una secuencia de 1.5 m de espesor, dominada por capas masivas de ceniza fina de caída (Fig. 24 a), H) Depósito de tipo fluvial caótico de 8.2 m de espesor, que comienza con un horizonte de arena con laminaciones finas, sobreyacido por brechas con gradación inversa soportadas por matriz, cuyos tamaños varían de gravas finas a medias y bloques de 0.08 a 0.5 m (Fig. 24 b), dichos bloques son redondeados, I) Depósito masivo de 2.0 m de espesor, correspondiente a un paleosuelo con clastos de pómez y líticos subordinados (Fig. 24 c), J) Secuencia volcánica de 6.2 m de espesor, en su base presenta una capa de pómez clasto-soportada con tamaños de lapilli muy fino a medio, en donde destacan cristales de biotita, la cual se considera sea un horizonte de la Pómez Quetzalapa (PQ) de caída (Fig. 24 d), procedente del Complejo Volcánico de Las Cumbres (Rodríguez, 2005), la cual tiene una edad de 23 000 años (Rodríguez et al., 2002). Las consideraciones tomadas para clasificar a este depósito como PQ son referidas al mapa de isopacas de Rodríguez et al. (2002); sobre la capa de caída se encuentra una secuencia alternada de capas clasto soportadas de pómez ligeramente redondeados de caída y ceniza fina con estratificación cruzada de oleada. En la base comienza con ceniza fina con estratificación cruzada, sobreyacida por lapilli de caída de pómez y líticos. K) Depósito de 8.2 m de espesor, compuesto de capas rítmicas de arcillas con grava fina a media con estratificación cruzada y capas matriz soportadas con bloques semi -redondeados de 0.6 m que se interpretan como depósitos de flujo de escombros de tipo lahar, intercalados con depósitos masivos con apariencia de suelo con espesores que varían de 0.4-0.9 m, y cuentan con una matriz arcillosa de coloración café (Fig. 25 a) con líticos volcánicos aislados, L) Depósito de 5.0 m de espesor compuesto de una intercalación de depósitos fluviales

compuestos de horizontes caóticos con una matriz arcillosa y bloques semi-redondeados, así como depósitos arcillosos con bloques aislados que se interpretan como depósitos de flujo de escombros tipo lahar (Vallance, 2000), M) Depósito masivo de color café de ~ 35 m de espesor, correspondiente a un depósito caracterizado por una matriz arcillosa, con líticos volcánicos aislados.

La secuencia pre-maar se encuentra separada de la secuencia de maar, por un N) flujo de lava andesítica-basáltica de espesor de 5 m a 10 m, y es sobreyacida por un O) paleosuelo de 0.6 m. Sin embargo, en el flanco NW el flujo de lava no aflora, lo que podría estar asociado a la irregular distribución de los frentes de lava. (Fig. 25 b).

- LEYENDA
-  Ceniza fina con estratificación cruzada
  -  Lapilli fino a medio
  -  Lapilli grueso
  -  Ceniza fina masiva
  -  Brecha
  -  Ceniza fina con laminaciones
  -  Ceniza fina con estratificación cruzada difusa
  -  Paleosuelo
  -  Depósito masivo arcilloso con clastos re trabajados



Depósito masivo con apariencia de suelo y contiene fragmentos de carbón orgánico y madera.

Lava andesítica basáltica

Depósito compuesto de una matriz arcillosa con líticos volcánicos aislados.

Intercalación de depósitos fluviales compuestos de brechas caóticas con una matriz arcillosa y bloques semi redondeados y depósitos arcillosos con bloques aislados, que se interpretan como depósitos de flujo de escombros tipo lahar..

Capas rítmicas de arcillas con grava fina a media, con estratificación cruzada, brechas matriz soportadas por bloques semi redondeados, que se interpretan como depósitos de flujo de escombros tipo lahar y depósitos masivos con apariencia de suelo con una matriz arcillosa y líticos heterolitológicos.

Secuencia que inicia con 0.7 m de espesor de pómez de caída y cristales de biotita que se correlaciona con la Pómez Quetzalapa (Rodríguez et al., 2002), sobreyacido por una alternancia de horizontes de pómez semi redondeados con tamaños de lapilli medio a grueso de caída y ceniza fina con estratificación cruzada de oleada.

Depósito masivo con una matriz arcillosa con pómez y líticos heterolitológicos, con apariencia de suelo.

Depósito fluvial con brechas caóticas soportadas por matriz con gradación inversa, compuesta de gravas finas a medias y bloques, intercaladas con capas de arena con laminaciones.

Secuencia alternada de lentes de lapilli medio y bloques de caída, con ceniza fina con estratificación cruzada de oleada., y hacia la cima se observan capas de ceniza masiva.

Depósito masivo con una matriz arcillosa y líticos volcánicos

Fig. 23. Esquema que representa la secuencia estratigráfica pre-maar, correspondiente al lado NW del volcán Aljojuca.



*Fig. 24. Fotografías que muestran la secuencia pre maar. a) Imagen que muestra el contacto entre un suelo y la unidad G, que incluye lentes de caída, ceniza de oleada y capas de ceniza de caída b) Unidad H, que incluye ceniza y brechas soportadas por matriz con gravas finas y medias. c) Unidad I, que consiste de un paleosuelo compuesto de pómez y líticos, el cual es sobreyacido por las unidades J (Pómez Quetzalapa) y K, que consiste de una alternancia de capas de pómez redondeado y ceniza d) Inicio de la unidad J en donde se encuentra el horizonte que se correlaciona con la Pómez Quetzalapa (PQ).*



Fig. 25. a) Imagen que muestra la unidad K en donde se observan capas rítmicas de ceniza con estratificación cruzada, brechas con bloques semiredondeados de origen fluvial y depósitos masivos arcillosos b) Imagen del contacto entre la secuencia pre-maar y la secuencia de maar y afloran 35 m de un depósito arcilloso con apariencia de suelo, que corresponde a la unidad M.

## 5.3 Secuencias de maar

### 5.3.1 Análisis de facies

El término “facies” se refiere a la identificación, descripción e interpretación de distintos intervalos de depósitos que se repiten en una secuencia estratigráfica y, consiste del carácter que la distingue como textura, composición, estructuras sedimentarias presentes, geometría de los depósitos, etc. (ej. Walker, 1984). Dichas características corresponden al reflejo de las condiciones dadas en el ambiente deposicional, y pueden ser aplicadas a cualquier escala (Cas y Wright, 1987). Una vez que se han definido los distintos tipos de facies dentro de una secuencia estratigráfica, será necesario realizar una asociación de facies y ver la relación que guardan entre ellas con el objetivo de evaluar su relación genética (Cas Wright, 1987), para subsecuentemente relacionarlas a un episodio o fase eruptiva.

Con el objetivo de reconstruir la evolución eruptiva de Aljojuca, se describieron siete tipos de facies que se encuentran en cada una de las secciones medidas con espesores variables. Para la subsecuente correlación se utilizaron asociaciones de facies y marcadores estratigráficos.

#### Facies F1: Depósitos clasto-soportados de escoria juvenil

Esta facies cuenta con un espesor máximo de 0.26 m y espesor mínimo de 0.02 m, clasto soportada, con gradación normal, bien clasificada y cuenta con 90% de lapilli medio a muy fino de juveniles andesíticos basálticos (en ocasiones bombas) y 10 % de líticos accidentales. Dicha facies se interpreta como de origen explosivo estromboliano (Martí et al., 2011; Van Otterloo et al., 2013; Pedrazzi et al., 2014; Chako-Tchamabé et al., 2015). El presente depósito muestra una dirección preferencial hacia el sector NW.

#### Facies F2: Depósitos clasto-soportados de líticos accidentales

Esta facies tiene un espesor máximo de 0.30 m y un espesor mínimo de 0.05 m, clasto soportado, con gradación normal, pobremente clasificado, está compuesta de lapilli grueso a muy fino de diversas lavas y rocas sedimentarias, además de bloques balísticos que en ocasiones desarrollan deformación por impacto de las capas subyacentes. Dicha facies se interpreta como de origen freatomagmático (Wohletz y Heiken, 1992; Wohletz y Sheridan, 1983; Van Otterloo et al., 2013).

#### Facies F3: Depósitos matriz-soportados de líticos accidentales

Esta facies tiene un espesor máximo de 0.20 m y un espesor mínimo de 0.02 m, matriz soportado, con gradación inversa, pobremente clasificado, y está compuesta de lapilli grueso a muy fino de lavas andesíticas basálticas y rocas sedimentarias, en ocasiones bloques balísticos que en ocasiones desarrollan deformación por impacto de las capas subyacentes. Dicha facies se interpreta como de origen freatomagmático y emplazamiento por flujo.

#### Facies F4: Depósitos de ceniza con estratificación cruzada/dunas

Esta facies tiene un espesor máximo de 4 m y un espesor mínimo de 0.01 m, consiste de capas de ceniza gruesa con estratificación cruzada de bajo ángulo y laminaciones muy delgadas de lapilli fino a muy fino, con abundante lapilli acrecional, en ocasiones se observan depósitos de relleno de canal. Esta facies se interpreta como un depósito derivado de una oleada basal, producto de actividad fratomagmática (Moore, 1967; Fisher, 1971; Fisher, 1979; Sheridan y Updike, 1975; Sheridan y Ragan, 1976; Wohletz y Sheridan, 1979) o corriente piroclástica de densidad (Druitt, 1998; Sparks et al., 2002; Branney y Kokelaar, 2002).

#### Facies F5: Depósitos de ceniza con estratificación planar

Esta facies tiene un espesor máximo de 1 m y un espesor mínimo de 0.3 m, consiste de capas de ceniza gruesa con estratificación planar con lapilli fino a muy fino, con abundante lapilli acrecional. Esta facies se interpreta como un depósito derivado de una oleada basal, producto de actividad fratomagmática (Moore, 1967; Fisher, 1971; Fisher, 1979; Sheridan y Updike, 1975; Sheridan y Ragan, 1976; Wohletz y Sheridan, 1979).

#### Facies F6: Depósitos matriz soportados de líticos accidentales y bloques

Esta facies cuenta con un espesor máximo de 4.0 m y un espesor mínimo de 1 m, soportado por matriz de ceniza gruesa en forma de laminaciones internas, caótica y pobremente clasificada, conformada por lapilli grueso a muy fino de diversas lavas y bloques angulares. Se localizada en la parte media de la secuencia estratigráfica del oeste y en la parte basal de la secuencia estratigráfica del este. Dicha facies se interpreta como un depósito derivado de actividad freatomagmática, en donde la gran diversidad de líticos accidentales, sugiere que se desarrolló debido a pequeñas explosiones que ocurrieron a profundidad, fragmentando y

transportando las rocas pre maar a posiciones cerca de la superficie a través de *debris jets* (Valentine y White, 2012), para posteriormente ser expulsados a la superficie por explosiones someras (Chako-Tchamabé, 2015).

#### Facies F7: Depósitos con bloques balísticos

Esta facies consiste de depósitos con caída de bloques balísticos. Cabe destacar que dichos bloques se localizan en posiciones aleatorias de la secuencia estratigráfica, en donde desarrollan deformación plástica por impacto en capas de ceniza de oleada húmeda. En ocasiones no desarrollan deformación por impacto, lo que sugiere que fueron emplazados por flujo.

### 5.3.2 Descripción de las secuencias estratigráficas de maar

#### 5.3.2.1 Sección Oeste

Se midieron un total de cinco secciones W, NW, N, E y S, y de ellas se seleccionaron a las secciones W, NW y E como la más representativas del maar Aljojuca, ya que presentan la estratigrafía más completa, además de contar con un mejor acceso a las diferentes unidades que la integran. Por otro lado, los depósitos del sector Este, que incluyen las secciones N y E no se correlacionan con las secciones W, NW y S. La secuencia de maar perteneciente a la sección W (Fig. 26 y 27), se encuentra en contacto con un paleosuelo en la base, y se divide en 5 unidades principales (A, B, C, D y E). Éstas últimas fueron divididas con base a la asociación de facies previamente descrita y que muestra patrones repetitivos y/o alternancias en cada una de las unidades, marcadores estratigráficos y la altura estratigráfica. Cabe destacar que algunas unidades muestran diferencias en sus depósitos en cada sección, en donde capas específicas no fueron depositadas regularmente, lo cual sugiere una distribución limitada de los mismos (Ort y Carrasco-Núñez, 2009).

UNIDAD A: Esta unidad corresponde a una combinación de las facies F1 y F4. La secuencia comienza en un contacto no erosivo con un paleosuelo, con una capa de 0.02-0.03 m de espesor con 90% de escoria juvenil y 10 % de líticos, clasto-soportados, bien clasificados, con tamaños de lapilli medio a muy fino, y que por sus características corresponde a un depósito de tefra de caída (Fig. 28 a), posiblemente derivado de una erupción de tipo estromboliano. Sobreyaciendo, se localiza una secuencia estratificada de 0.70 a 1.50 m, compuesta predominantemente por capas de ceniza gruesa y fina con estratificación cruzada (Fig. 28 b) que corresponde a un depósito de oleada basal, presentando abundante lapilli acrecional de 0.02-0.08 cm; dentro de dicha capa se observa una segunda capa clasto-soportada de caída de escoria juvenil, con espesor variable menor a 0.01m, y en ocasiones forma estructuras de relleno de canal (Fisher, 1977).

UNIDAD B: Esta unidad corresponde a una intercalación de las facies F2, F4 y F7. Dicha unidad sobreyace a la unidad A, con un contacto erosivo. Comprende una secuencia de 3.90 m de espesor, y consiste de una dominancia de brechas con gradación normal y capas de ceniza gruesa y fina. Las brechas son clasto-soportadas y en ocasiones presenta matriz de ceniza

gruesa, son pobremente clasificadas, con tamaños de lapilli grueso a muy fino con algunos bloques de 0.10 m de ancho, que causaron deformación por impacto, lo cual es muy evidente en la base de la unidad; corresponden a depósitos de caída de tefra. Las capas de ceniza gruesa y fina tienen estratificación cruzada y lapilli acrecional y consisten de depósitos de oleada basal.(Fig. 29 a).

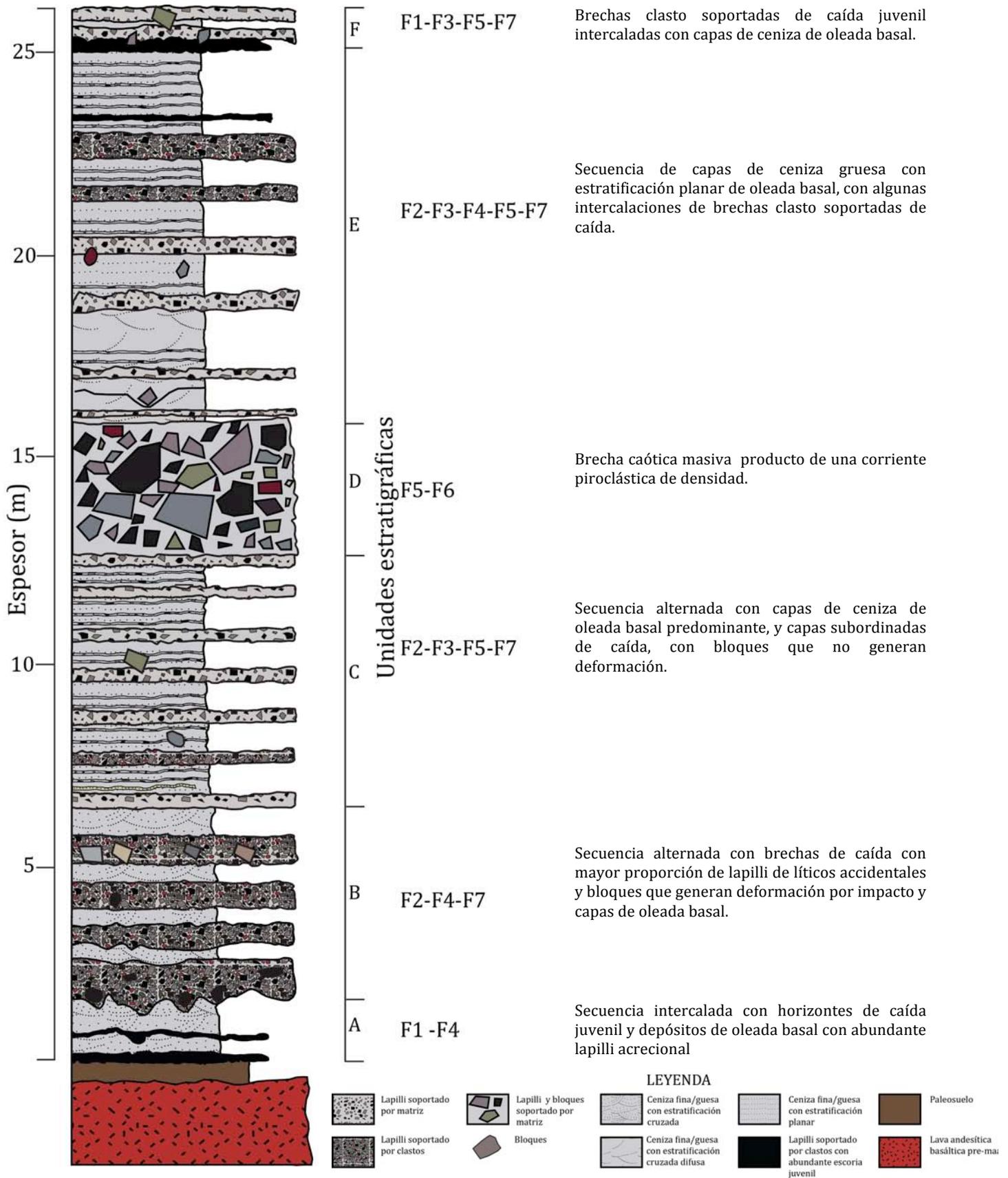
UNIDAD C: Esta unidad forma una alternancia de las facies F2, F3, F5 y F7, la cual consiste de una secuencia estratificada que sobreyace con un contacto erosivo de 6.8 m de espesor, dominada por capas de ceniza gruesa y fina con estratificación planar con laminaciones de milímetros a centímetros, con algunos bloques de 0.8 m (Fig., 27 y 29 b). A 0.20 m de la base de la unidad, se observa un horizonte de ceniza muy fina y consolidada, con espesor que varía de 0.1 a 0.3 m y contiene una gran cantidad de lapilli acrecional; que corresponde a un depósito de oleada basal. Las capas de ceniza se encuentran alternadas con brechas soportadas por matriz de ceniza gruesa y en menor proporción son soportadas por clastos, pobremente clasificadas, con tamaños de lapilli medio a muy fino, las cuales están dominadas por líticos accidentales.. Esta unidad se interpreta que se depositó a través de una oleada basal.

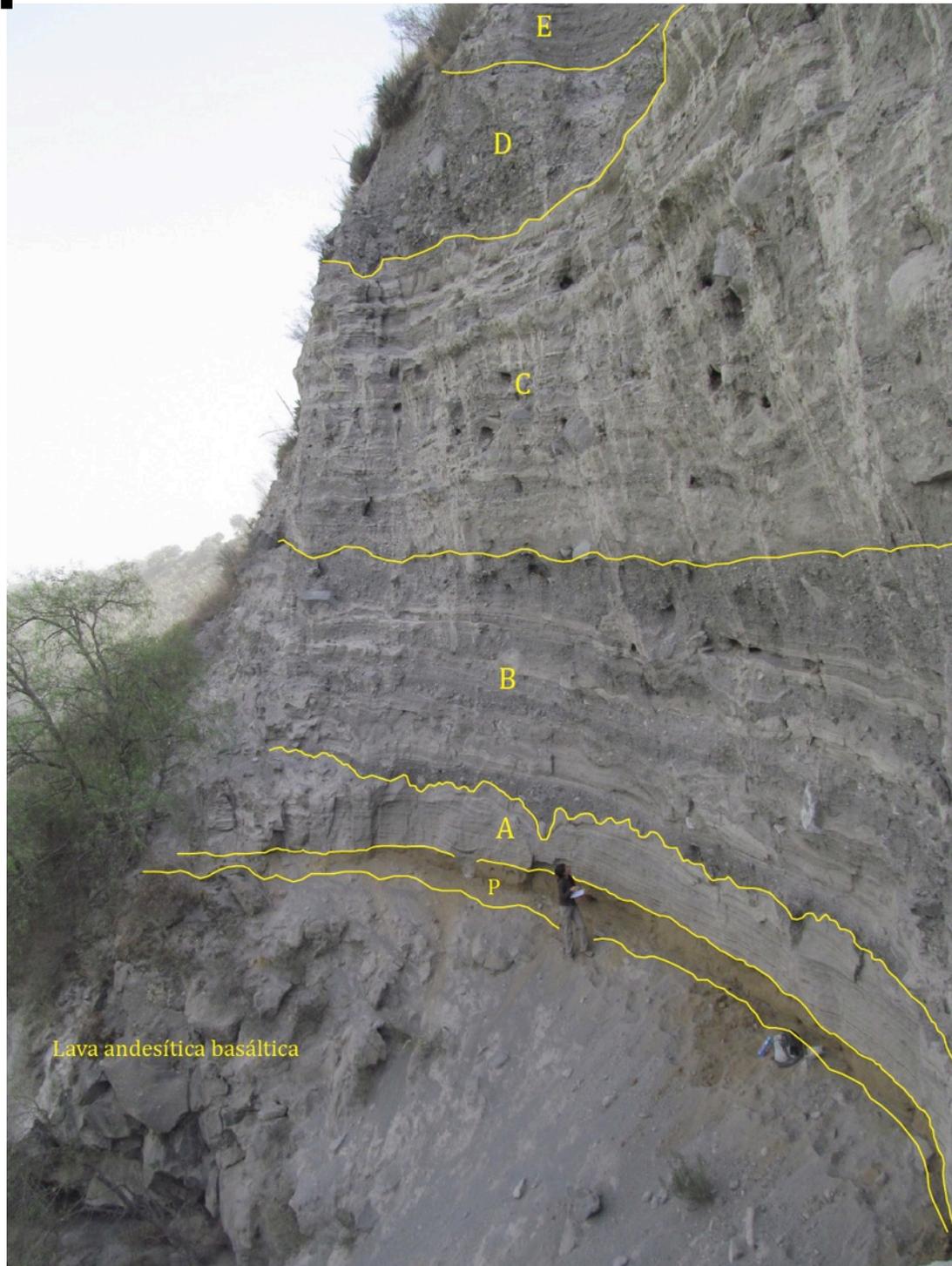
UNIDAD D: Esta unidad está conformada por las facies F5 y F6 y consiste de una brecha caótica masiva de 3 m de espesor, muestra un contacto erosivo con la unidad C y es clasto-soportada en su mayoría. El depósito presenta en ocasiones una matriz con predominancia de ceniza gruesa y fina, y en la parte superior muestra laminación interna de ceniza y clastos orientados y es pobremente clasificada (Fig., 27 y 29 b). Los tamaños de los líticos accidentales van de lapilli grueso a muy fino y bloques de 0.1-0.8 m. Dicho depósito corresponde a una corriente piroclástica de densidad.

UNIDAD E: Unidad compuesta de una alternancia de las facies F2, F3, F4, F5 y F7, y es una secuencia de 9 m de espesor en contacto difuso con la unidad D (Fig. 29 b, 30 a). La secuencia comienza con capas de ceniza gruesa y fina con estratificación cruzada difusa y planar hacia la parte superior, así como laminaciones de milímetros a centímetros, alternada con capas matriz soportadas de líticos accidentales, producto de una oleada basal. Hacia la parte media

dominan horizontes de brechas clasto soportadas en mayoría, pobremente clasificadas, con tamaños de lapilli grueso a muy fino que corresponde a un depósito de caída de tefra y capas de ceniza gruesa y fina. En la parte superior se vuelve a presentar estratificación planar laminaciones de ceniza y lapilli medio a fino en donde se observa un horizonte de 0.05 m de espesor, clasto soportado de caída de escoria juvenil.

UNIDAD F: Unidad que está compuesta de las facies F1, F3, F5 y F7, Secuencia estratificada de 1 m de espesor, en donde el contacto con la unidad E es no erosivo, y comienza con una capa de 0.2 m de espesor (Fig. 30 b) donde en su base predominan escorias juveniles de 0.1 m, clasto-soportadas, pobremente clasificadas, con tamaños de lapilli medio a fino, que corresponde a caída de tefra, la cual es sobreyacida por una alternancia de brechas predominantes de 0.8 m, soportadas por matriz, pobremente clasificadas y capas de ceniza gruesa y fina con estratificación planar y laminaciones, correspondientes a depósitos de oleada basal.





*Fig. 27. Imagen que muestra las unidades A, B, C, D y E correspondientes a la secuencia estratigráfica de la sección W. Dichas unidades se encuentran en contacto con un paleosuelo (P) y un flujo de lava andesítica basáltica.*

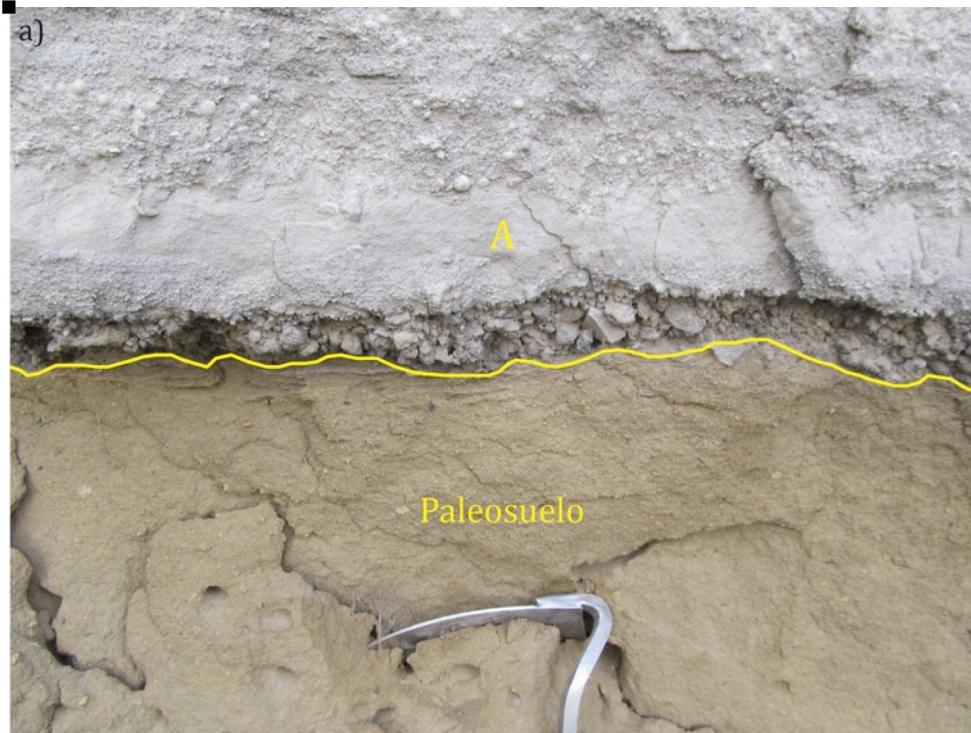


Fig. 28. a) Imagen del contacto entre el paleosuelo y el inicio de la secuencia de maar, comenzando con un horizonte de 5 cm de caída de fragmentos juveniles andesíticos-basálticos. b) imagen del contacto entre el paleosuelo y la unidad A, en donde se observa la segunda capa de caída de fragmentos juveniles, que forma una estructura de relleno de canal (ej. Fisher, 1977).



Fig. 29. a) Imagen que muestra el contacto entre las unidades estratigráficas A y B, en donde se observa un contacto erosivo con la unidad B (ej. Martí et al., 2011) , b) Imagen de la parte superior de la secuencia estratigráfica del W, que abarca las unidades C, D, E y F.



Fig. 30. a) Imagen de la parte media de la unidad E, en donde presenta predominancia de caída de tefra sobre capas de ceniza fina, b) Imagen del acercamiento del contacto entre las unidades E y F, en donde se observa un horizonte de caída con 0.1 m de material juvenil en la base de la unidad F.

### 5.3.2.2 Sección Noroeste

La sección NW se localiza entre las secciones N y W. Debajo de la secuencia afloran: un paleosuelo, la secuencia pre-maar descrita con anterioridad, adicionalmente, se localizan las unidades A, B, C, D, E y F (Fig. 31) que son correlacionables con la sección W.

UNIDAD A: Esta unidad consiste de una alternancia de las facies F1 y F4 y corresponde a una secuencia de 2.9 m, en un contacto no erosivo con un paleosuelo. El horizonte inicial de escoria juvenil tiene 0.26 m de espesor, es clasto soportado, bien clasificado y está compuesto en mayoría por material juvenil con tamaños de lapilli grueso a muy fino, y corresponde a un depósito de caída de tefra (Fig., 32 a). Cubriendo a dicha capa, se observan capas de material juvenil de caída con espesores que varían de 0.13 a 0.04 m, intercaladas con horizontes de ceniza gruesa y fina con laminaciones internas con tamaños de milímetros (Fig. 32 b), tiene estratificación cruzada muy desarrollada y abundante lapilli acrecional, que corresponde a depósitos de oleada basal.

UNIDAD B: Esta unidad tiene una alternancia de las facies F1, F2, F3, F4 y F7 y consiste de una secuencia de 6.1 m de espesor que se encuentra con un contacto erosivo con la unidad A, y que incluye capas de brechas y ceniza. En la base de la unidad, se observa una brecha de 0.9 m de espesor, clasto soportada, pobremente clasificada (Fig. 33 a), con tamaños de lapilli muy fino y en la parte inferior de ésta, se observa una mayor proporción de escoria juvenil con espesores de 0.05 a 0.08 m y con tamaños de lapilli medio, así como bloques de 0.02 a 0.40 m de ancho, que generan deformación por impacto y consiste de un depósito de caída de tefra. Hacia la parte media, se observa una intercalación de brechas clasto y matriz soportadas (Fig. 34 y 35 a), con gradación normal con tamaños de lapilli grueso a muy fino, y horizontes de ceniza gruesa y fina de oleada basal con laminaciones milimétricas, estratificación cruzada incipiente y lapilli acrecional (Fig. 33 b); en ocasiones, los horizontes de ceniza se encuentran muy consolidados. Las capas de ceniza tienen estratificación cruzada en la base y estratificación cruzada difusa hacia la cima. Sobreyaciendo, se observa un horizonte con espesor de 0.30 m, clasto soportado, pobremente clasificado, de escoria juvenil con tamaños de lapilli grueso a fino, y con deformación por impacto de bloques. Hacia la parte final media se observa un brecha caótica de 0.80 m matriz soportada y pobremente

clasificada, con tamaños de lapilli medio a muy fino y con laminaciones internas de ceniza y con bloques de 1.5 m de ancho que desarrollan deformación por impacto; cabe destacar que en la base de la brecha de bloques se observa un horizonte de escoria juvenil clasto-soportado (Fig. 35 b), con tamaños de lapilli muy grueso a medio, además de bombas de aproximadamente 0.1 a 0.2 m. Hacia la cima de la unidad, aflora un horizonte clasto soportado, con tamaños de lapilli medio a muy fino, en donde los primeros 0.2 m de la base se encuentran enriquecidos en escoria juvenil clasto soportada y pobremente clasificada y la parte superior tiene un espesor de 1.5 m y consiste de una capa clasto soportada y bien clasificada, con líticos accidentales en mayor proporción (Fig. 34, 36 a y b). En la parte media del horizonte de caída superior se observa un horizonte de ceniza de 0.01 a 0.05 m de espesor, con estratificación cruzada incipiente.

UNIDAD C: Esta unidad tiene una alternancia de las facies F1, F2, F3, F4, F5 y F7. Tiene 4.8 m de espesor, y se encuentra en un contacto erosivo con la unidad B (Fig. 37 a). Comienza con un horizonte de ceniza gruesa y fina de 0.2 a 0.5 m de espesor, con estratificación cruzada difusa y laminaciones de milímetros a centímetros, correspondiente a un depósito de oleada basal. Sobreyaciendo a dicha capa, se observa una capa en forma de lente, clasto-soportado y pobremente clasificado de escoria juvenil, con tamaños de lapilli medio a muy fino, correspondiente a un depósito de caída (Fig. 37 b). Enseguida vuelve a aflorar una capa de ceniza gruesa y fina de oleada basal de 0.2 a 0.5 m de espesor con estratificación planar, bloques de 0.8 m y lapilli acrecional. Hacia la parte media y superior, se observan 3.2 m de intercalaciones de horizontes de ceniza predominante con 0.01 a 0.02 m de espesor y capas matriz soportadas en mayoría, pobremente clasificadas con espesores de 0.05 a 0.01 m y con tamaños de lapilli grueso a muy fino. Se observan bloques en posiciones aleatorias de la unidad, en donde no se observa deformación por impacto.

UNIDAD D: Unidad que tiene una combinación de las facies F5 y F6 y consiste de una brecha de explosión caótica de 1.0 m de espesor, muestra un contacto erosivo con la unidad C, es pobremente clasificada (Fig. 38 a), y es clasto-soportada en su mayoría, compuesta de líticos accidentales con tamaños de lapilli grueso a muy fino y bloques y corresponde a un depósito de una corriente piroclástica de densidad (PDC) (Facies F4 y F5).

UNIDAD E: Unidad que tiene una alternancia de las facies F2, F3, F4, F5 y F7, consiste de una secuencia de 6.0 m de espesor en contacto difuso con la unidad D (Fig. 38 a). La unidad comienza con paquetes de ceniza gruesa y fina con espesores de 0.05 y 0.1 m con deformación por impacto de bloques en la base (Fig. 38 b), con estratificación cruzada incipiente, laminaciones de lapilli fino, y abundante lapilli acrecional, y corresponden a depósitos de oleada basal. En ocasiones, los paquetes de ceniza se encuentran intercalados con horizontes de brechas matriz soportadas y pobremente clasificadas, con espesores de 0.08 a 0.20 m, con tamaños de lapilli grueso a muy fino. Hacia la parte media se observan capas de ceniza con un espesor de 2.0 m, con estratificación planar y laminaciones de lapilli fino con abundante lapilli acrecional. Hacia la cima de la secuencia, las brechas de caída predominan, y son clasto soportadas y pobremente clasificadas con espesores de 0.05 a 0.25 m con tamaños de lapilli grueso a muy fino, con capas intercaladas de ceniza gruesa y fina con espesor de 0.6 m y con estratificación planar, abundante lapilli acrecional y deformación por impacto de bloques. En la parte final de la unidad, se observa una brecha de explosión de 1.75 m de espesor, clasto y matriz soportada, pobremente clasificada (Fig. 39 a), con laminaciones internas y orientación de clastos, tamaños de lapilli grueso a muy fino, con gradación inversa en la base y con bloques de 0.5 m, en mayoría correspondientes a calizas, y corresponde a un depósito de una corriente piroclástica de densidad. Hacia la parte superior de la brecha se observa una capa de ceniza gruesa y fina con un espesor de 0.35 m, con estratificación planar y laminaciones y bloques que desarrollan deformación por impacto.

UNIDAD F: Unidad que tiene una alternancia de las facies F1, F3, F5 y F7 y consiste de una secuencia de 7.0 m de espesor, en contacto erosivo con la unidad E y comienza con una brecha de explosión de 2.0 m de espesor (Fig. 39 b), mayormente clasto soportada y pobremente clasificada, con tamaños de lapilli grueso a muy fino y presenta con laminaciones muy marcadas. En la parte basal de la brecha se observa un horizonte de escoria juvenil clasto soportado, con tamaños de lapilli grueso a fino y presenta deformación por impacto de bloques, y corresponde a un depósito de caída. Hacia la parte superior de la unidad, se observan 5 m de intercalación de brechas matriz soportadas y horizontes de ceniza gruesa y fina de 0.06 a 0.30 m de espesor, además de que se encuentran bloques de 2.0 m de ancho en posiciones aleatorias, y corresponde a depósitos de oleada basal.

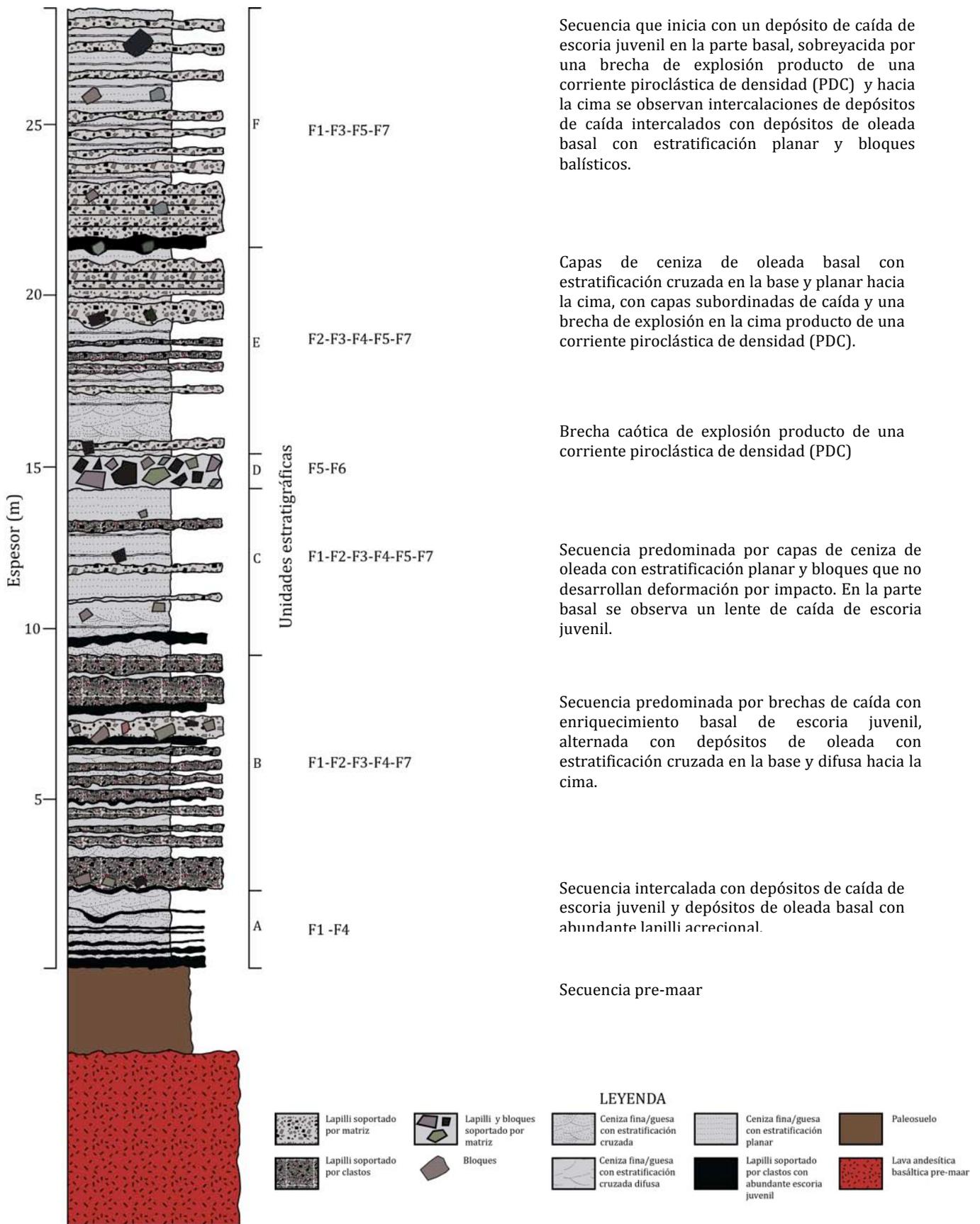
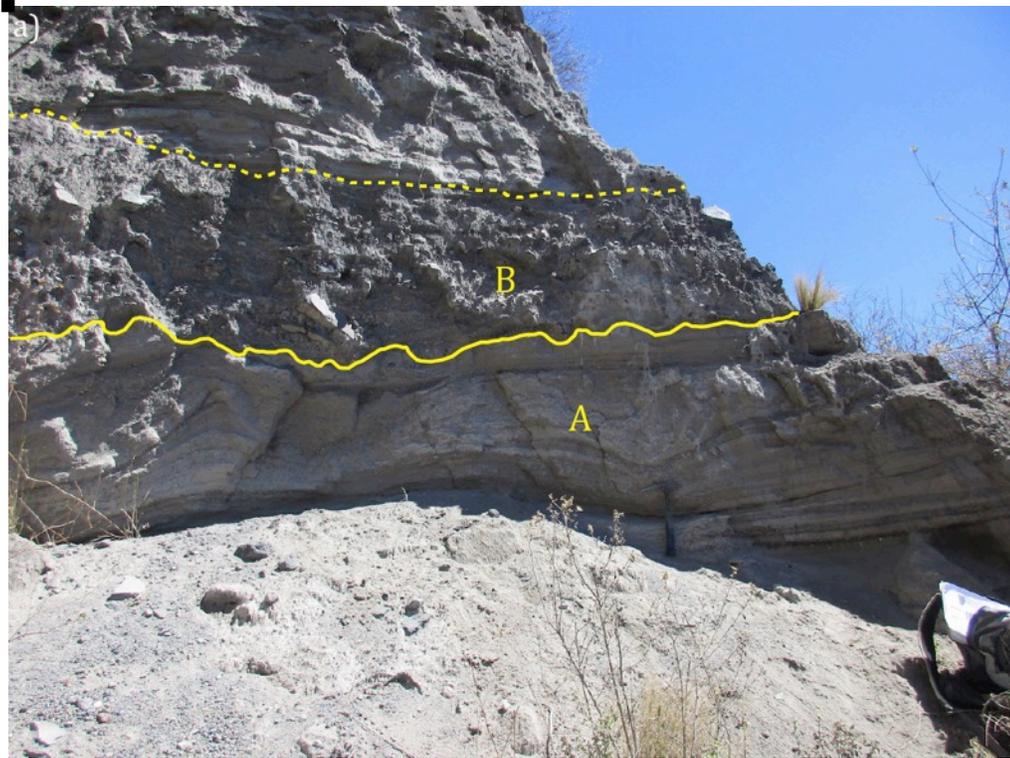


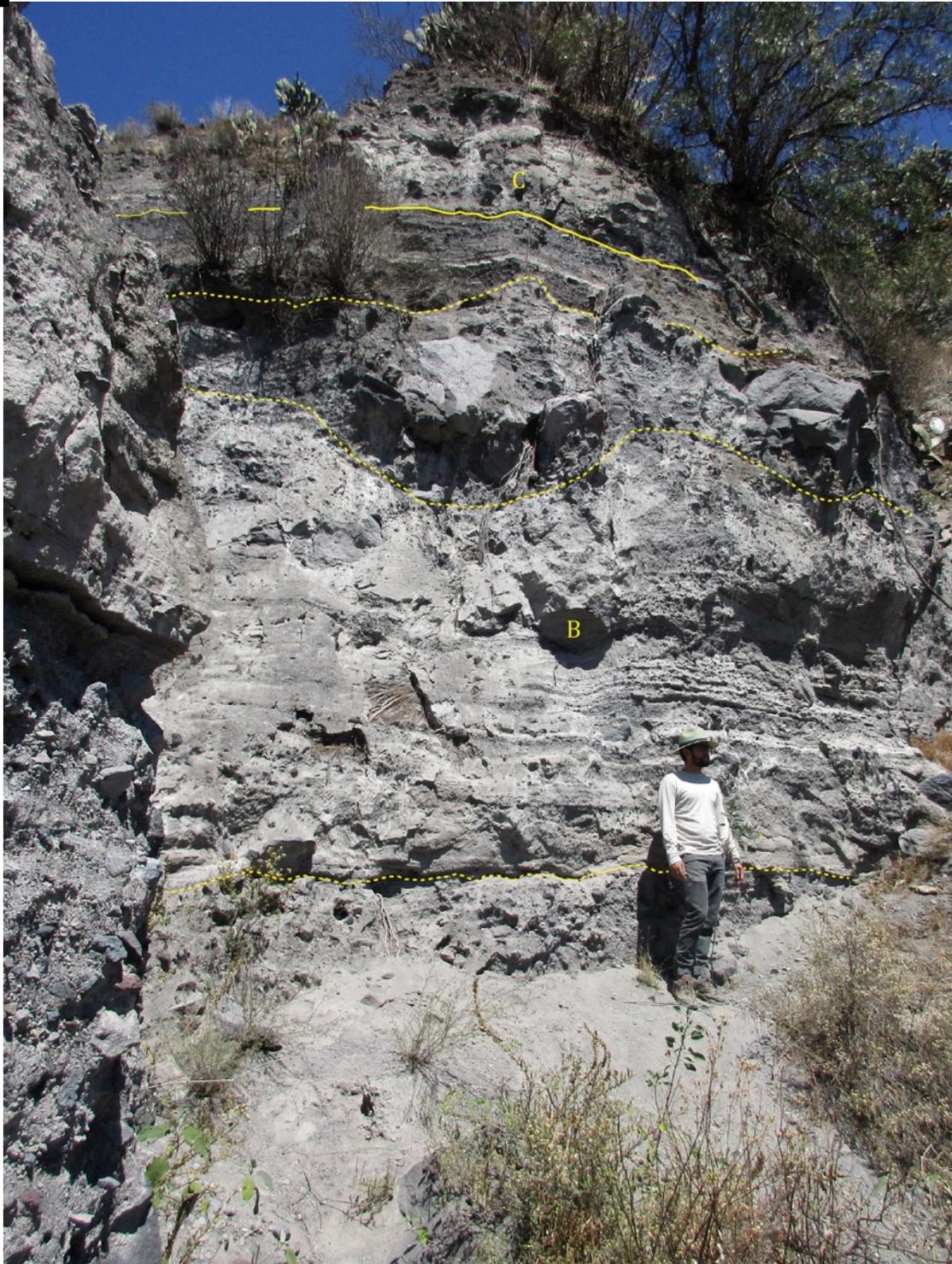
Fig. 31. Esquema que representa la sección estratigráfica NW, b) Imagen que muestra la parte inicial y media de la unidad A, en donde se observan paquetes de ceniza con estratificación cruzada y horizontes de caída de algunos centímetros, c) Contacto entre el paleosuelo y el inicio de la secuencia de maar.



Fig. 32. a) Imagen que muestra el contacto entre el paleosuelo y el inicio de la secuencia de maar con la unidad A, con un horizonte de caída con mayor proporción de escoria juvenil, b) Imagen que muestra la parte inicial y media de la unidad A, en donde se observan paquetes de ceniza con estratificación cruzada y horizontes de caída de algunos centímetros, indicados con líneas amarillas discontinuas.



*Fig. 33. a) Imagen del contacto erosivo entre las unidades A y B , b) Capas iniciales de ceniza muy consolidada de la unidad B, presentan abundante lapilli acrecional y estratificación cruzada.*



*Fig. 34. Imagen que muestra la continuidad de las capas de la unidad B y el contacto con la unidad C. En la base se observa el primer horizonte de brecha enriquecida en material juvenil, en la parte media se observan brechas de menor tamaño con laminaciones en los paquetes de ceniza y hacia la cima se observa una brecha con bloques de 0.05 a 1.0 m así como un horizonte de caída en donde la base está enriquecida en material juvenil y la cima en líticos accidentales, ambas capas están separadas por una capa de ceniza con estratificación cruzada.*



*Fig. 35. a) Imagen del acercamiento de la parte media de la unidad B, en donde se pueden observar horizontes de caída enriquecidos en material juvenil, que son intercalados con paquetes de ceniza con estratificación cruzada difusa y laminaciones, b) Imagen de un horizonte de material juvenil que se encuentra debajo del horizonte con bloques de 1.0 m localizado en la cima de B, dicho horizonte cuenta con tamaños de lapilli medio a muy grueso y bombas.*

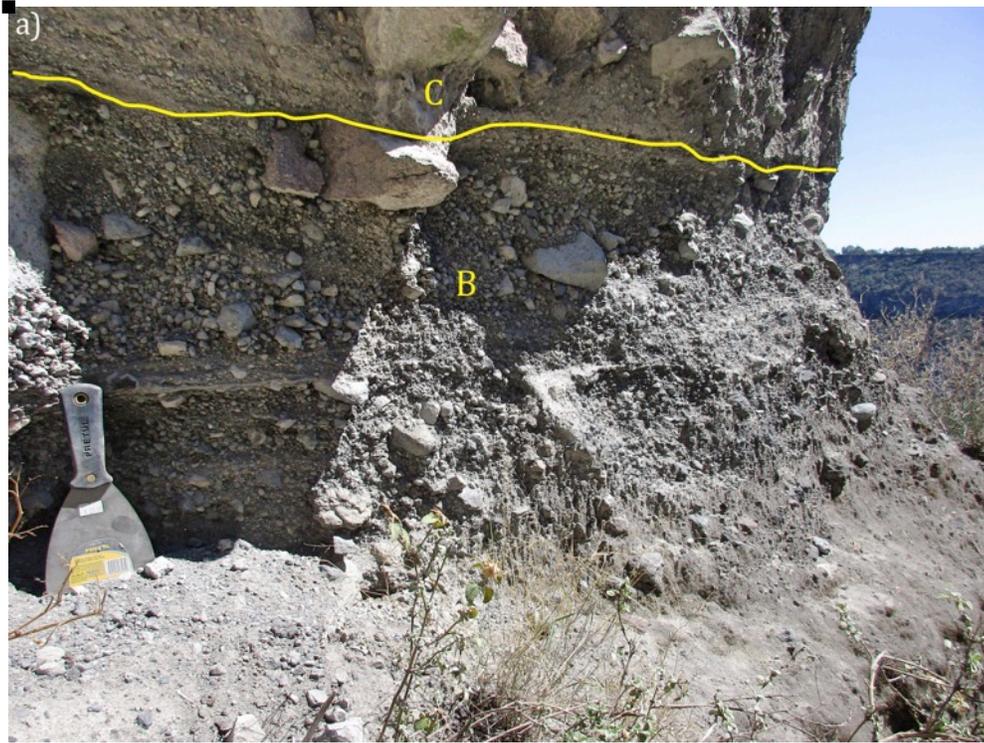


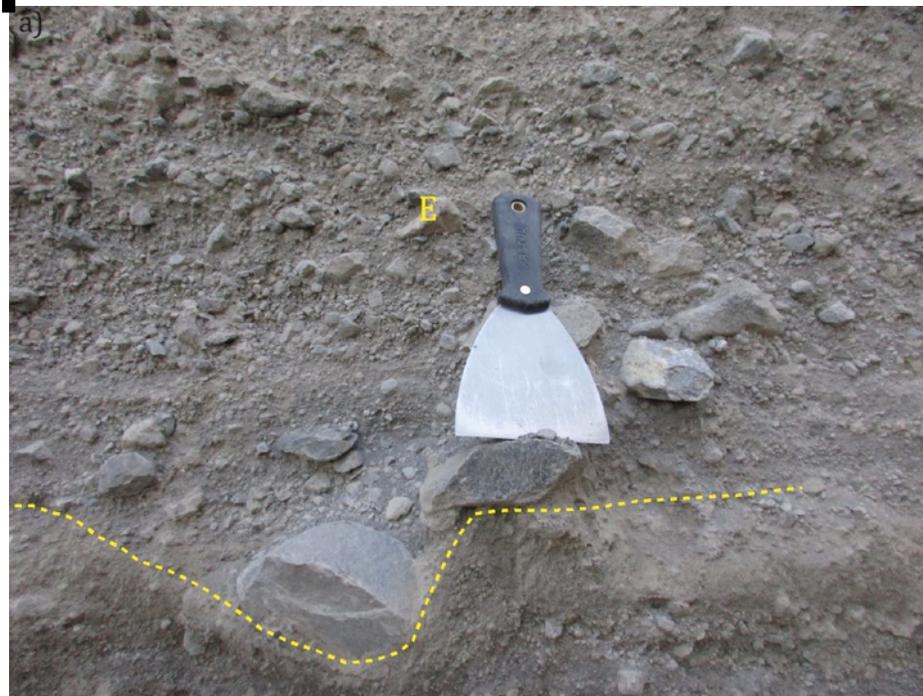
Fig. 36. a) Imagen del horizonte de caída en donde la base presenta una mayor proporción de material juvenil , hacia la cima de enriquece en líticos accidentales, además se encuentra dividida por un horizonte de ceniza con estratificación cruzada (ver Fig. 33), b) Acercamiento de la foto a).



*Fig. 37. a) Imagen del contacto entre las unidades B y C; en C observamos laminaciones predominantes con algunos horizontes de caída, así como bloques en posiciones aleatorias, b) Imagen de un lente enriquecido de material juvenil localizado cerca de la base de la unidad C.*



*Fig. 38. a) Imagen del contacto entre las unidades D y E. D consiste de una brecha caótica con lapilli medio y bloques con un espesor de 1.0 m y la unidad E cuenta con paquetes de ceniza predominantes con laminaciones y abundante lapilli acrecional, horizontes de caída y bloques con deformación por impacto; los horizontes de caída aumentan su espesor hacia la cima de la unidad, b) Imagen de las laminaciones de la unidad E, con bloques con deformación y un horizonte de caída.*



*Fig. 39 a) Imagen de la brecha de explosión de la parte superior de la unidad E, en donde se observan lapilli y bloques que deforman los depósitos inferiores y hacia la cima se observa un horizonte de ceniza con lapilli acrecional b) Imagen del contacto erosivo entre las unidades E y F. En la base de la unidad F se observa deformación por impacto de bloques y un enriquecimiento en fragmentos juveniles con tamaños de lapilli fino a medio.*

### 5.3.2.3 Sección Sur

La sección S corresponde a la sección con menor espesor, esto debido a que en diversos niveles es imposible medir el espesor real de cada una de las unidades presentes, en este caso se encontraron tres unidades (Fig. 40).

UNIDAD A: Esta unidad tiene una alternancia de las facies F1 y F4, en donde la base de la secuencia comienza con un depósito de escorias juveniles en contacto no erosivo con el paleosuelo pre-maar (Fig. 41 a y b). El depósito es clasto soportado, bien clasificado, de 0.02-0.08 m de espesor, compuesto de lapilli medio a muy fino, el cual en ocasiones aparecen como clastos aislados a lo largo del horizonte y corresponde a un depósito de caída. Sobreyaciendo, se observan capas de 0.9 a 2 m de espesor de ceniza gruesa y fina con estratificación cruzada, con laminaciones de lapilli fino a muy fino y abundante lapilli acrecional, que corresponden a depósitos de oleada basal; se observan algunos horizontes de caída con bloques de 0.3 m de espesor que deforman los paquetes de ceniza.

UNIDAD B: Esta unidad tiene una alternancia de las facies F1, F2, F4 y F7. La secuencia consiste 2.2 m de espesor de intercalación de brechas y paquetes de ceniza gruesa y fina con estratificación cruzada difusa, que corresponden a depósitos de caída de tefra y oleada basal. La base de la unidad comienza se encuentra en contacto erosivo con la unidad A, y comienza con un horizonte de brecha de 0.85 m de espesor, clasto soportada, pobremente clasificada, con tamaños de lapilli grueso a muy fino, en donde los primeros 0.1 m presentan una proporción mayor de escoria juvenil (Fig. 42 a). Se observan bloques de 0.1 a 0.4 m de ancho, que deforman en el contacto con la unidad A.

UNIDAD C: Esta unidad tiene una alternancia de las facies F1, F3, F5 y F7. La secuencia tiene 2.2 m de espesor, con un contacto erosivo constituida por intercalación de horizontes de ceniza gruesa y fina con 0.4-0.6 m de espesor y en ocasiones presenta laminaciones de tamaños de lapilli medio a fino, con estratificación cruzada y planar hacia la cima y, corresponde a depósitos de oleada basal. Hay una gran cantidad de bloques balísticos de 10-80 cm, producen deformación por impacto incipiente (Fig. 43), con brechas, mayormente

soportada por matriz, pobremente clasificadas de lapilli grueso a fino de 0.1 -0.4 m de espesor. Hacia la parte superior de la unidad, se observan horizontes de ceniza con laminaciones de lapilli medio a muy fino así como clastos aislados de lapilli medio de escoria juvenil (Fig. 42 b). En la parte final de la unidad se observa un horizonte clasto soportado de escoria juvenil de caída y en la parte superior predominan líticos accidentales.

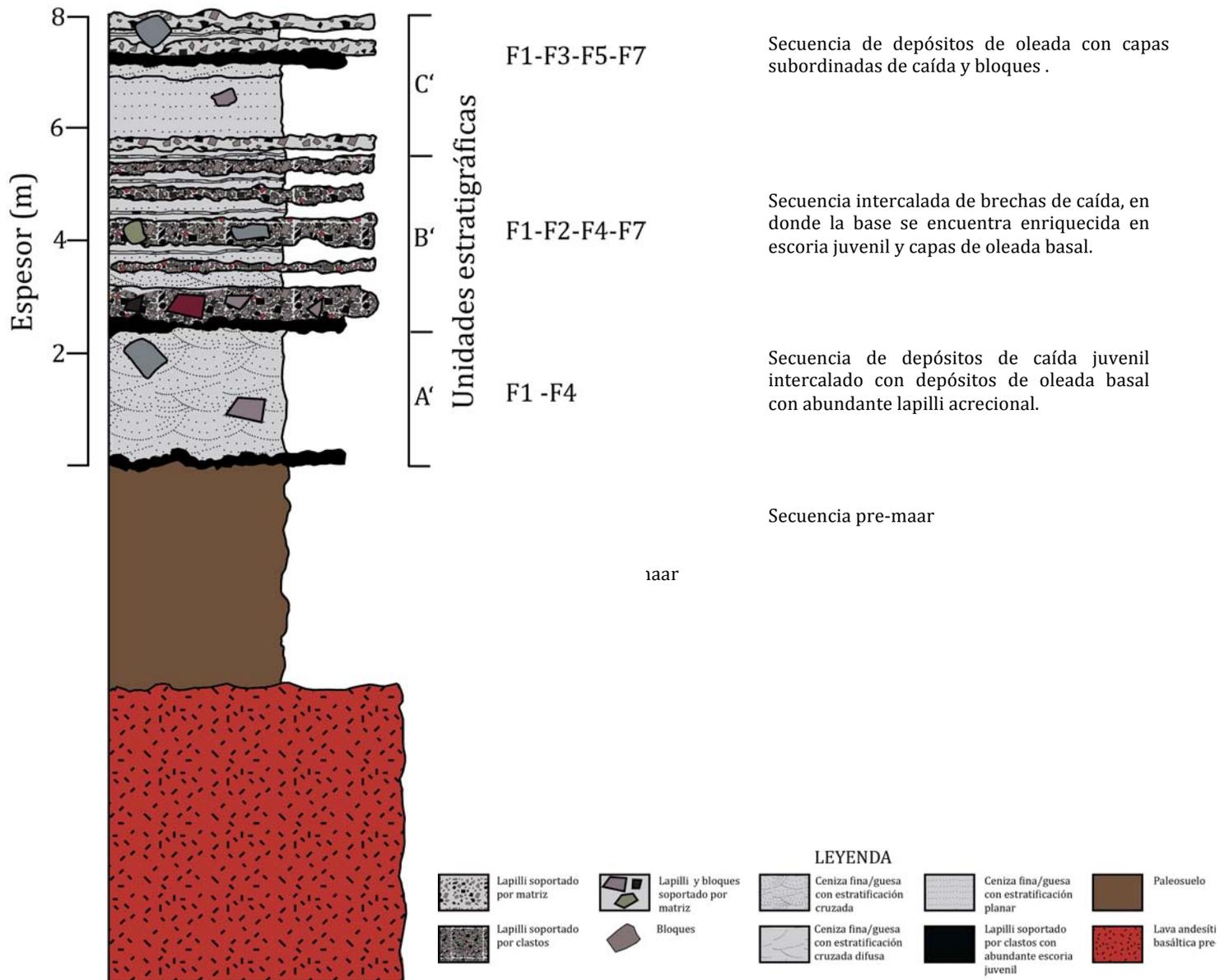


Fig. 40. Esquema que representa a la sección estratigráfica S, e incluye a las unidades A', B'' y C''.

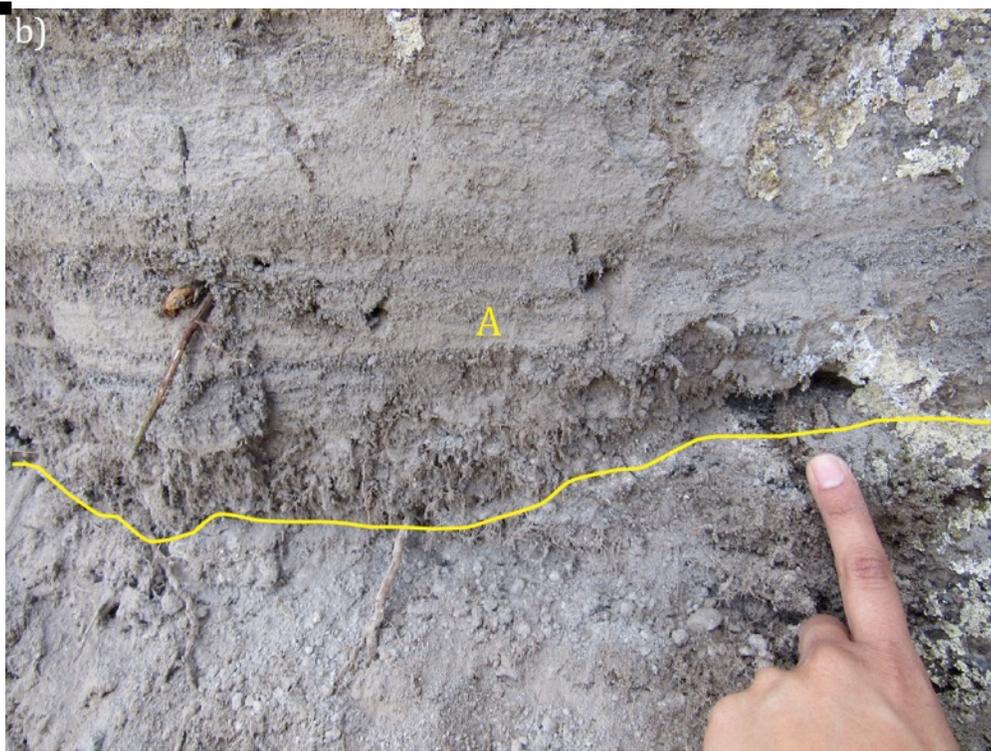


Fig. 41 a) Imagen del contacto entre el paleosuelo pre-maar y la unidad A, b) Horizonte de caída inicial de material juvenil en la base y en la parte superior se observa un paquete de ceniza con estratificación cruzada y abundante lapilli acrecional.



*Fig. 42 a) Imagen del contacto entre la unidad A y el primer horizonte de caída de la unidad B; en la parte basal se observa un enriquecimiento en material juvenil y algunos bloques deforman ligeramente la base, b) Unidad C, en donde se observan intercalaciones de ceniza con horizontes de caída; en la parte superior de la imagen se observa un horizonte de caída en donde la base presenta un ligero enriquecimiento en material juvenil.*



*Fig. 43 Imagen de la unidad C, en donde se observa una intercalación de capas de ceniza dominantes con abundante lapilli acrecional y algunos horizontes de caída, además se observan bloques.*

#### 5.3.2.4 Sección Este

La sección Este cuenta con aproximadamente 14 m de espesor, cabe destacar que los depósitos se encuentran buzando hacia el interior del lago, formando terrazas muy pronunciadas en comparación a la sección N (Fig. 44 a y b). La morfología del cráter, la hidrología superficial y la posición de las secuencias de maar han permitido que la tefra se erosione y se deposite en el interior de la laguna, formando una playa (Fig. 45 a). Las unidades que componen esta sección presentan características particulares que, en principio, no parecen tener un equivalente con las otras secciones, por lo cual fueron descritas como unidades G y H (Fig. 44).

UNIDAD G: Esta unidad cuenta con una combinación de las facies F5 y F6 y consiste de una brecha de explosión caótica mal seleccionada y matriz soportada con espesor mínimo de 4 m, con bloques de 1.7 a 0.8 m de ancho; los bloques de mayor tamaño corresponden a lavas andesíticas basálticas pre-maar, en su mayoría, así como fragmentos heterolitológicos de lapilli grueso a medio; dicha unidad corresponde a una corriente piroclástica de densidad. Es posible observar dicha brecha solamente en la parte inferior del cráter (Fig. 46 a, Fig. 47 a).

UNIDAD H: Esta unidad tiene una predominancia de capas correspondientes a la facies F4 , F3 y F7, y algunas capas con las facies F1 y F2. La secuencia se encuentra emplazada con una discordancia angular, en un contacto erosivo sobre la unidad G con un espesor aproximado de 10 m, y consiste de capas de ceniza gruesa y fina de oleada basal, con laminaciones de milímetros a centímetros, estratificación cruzada y abundante lapilli acrecional (Fig. 47 b), así como capas de caída subordinadas localizadas en la parte media y superior de hasta 0.5 m de espesor, en donde la base se encuentra enriquecida en material juvenil (Fig. 46 b, Fig. 47 b). Cabe destacar que en la parte basal predominan dunas con lapilli acrecional muy abundante (Fig. 50 b), estructuras de relleno de canal y bloques de 1.5 m de ancho, en ocasiones fragmentados en forma de rompecabezas y hacia la parte media y superior de la unidad se observan capas de caída con fragmentos juveniles. Por otra parte, en el flanco norte (Fig. 48 a y b) de la sección Este se observa una ventana correspondiente a la lava andesítica basáltica y el paleosuelo pre-maar. Dicha lava se localiza aproximadamente a la misma altura que la

posición de la lava en el cráter del Oeste (Fig. 49 a y b), pero se encuentra fragmentada en bloques de hasta 1 m. Sin embargo, la lava pre-maar no presenta continuidad en esta depresión del sector oriental del cráter de Aljojuca, por lo que ni ellos ni los depósitos subyacentes que conforman la secuencia pre-maar afloran en esta porción. En la parte superior de la sección, la unidad H se encuentra inclinada hacia la laguna (Fig. 50 a), sin embargo, hacia la parte superior del borde oriental las capas se van haciendo cada vez más horizontales, con capas subordinadas de caída con material juvenil y matriz-soportadas de líticos accidentales (Fig. 51).

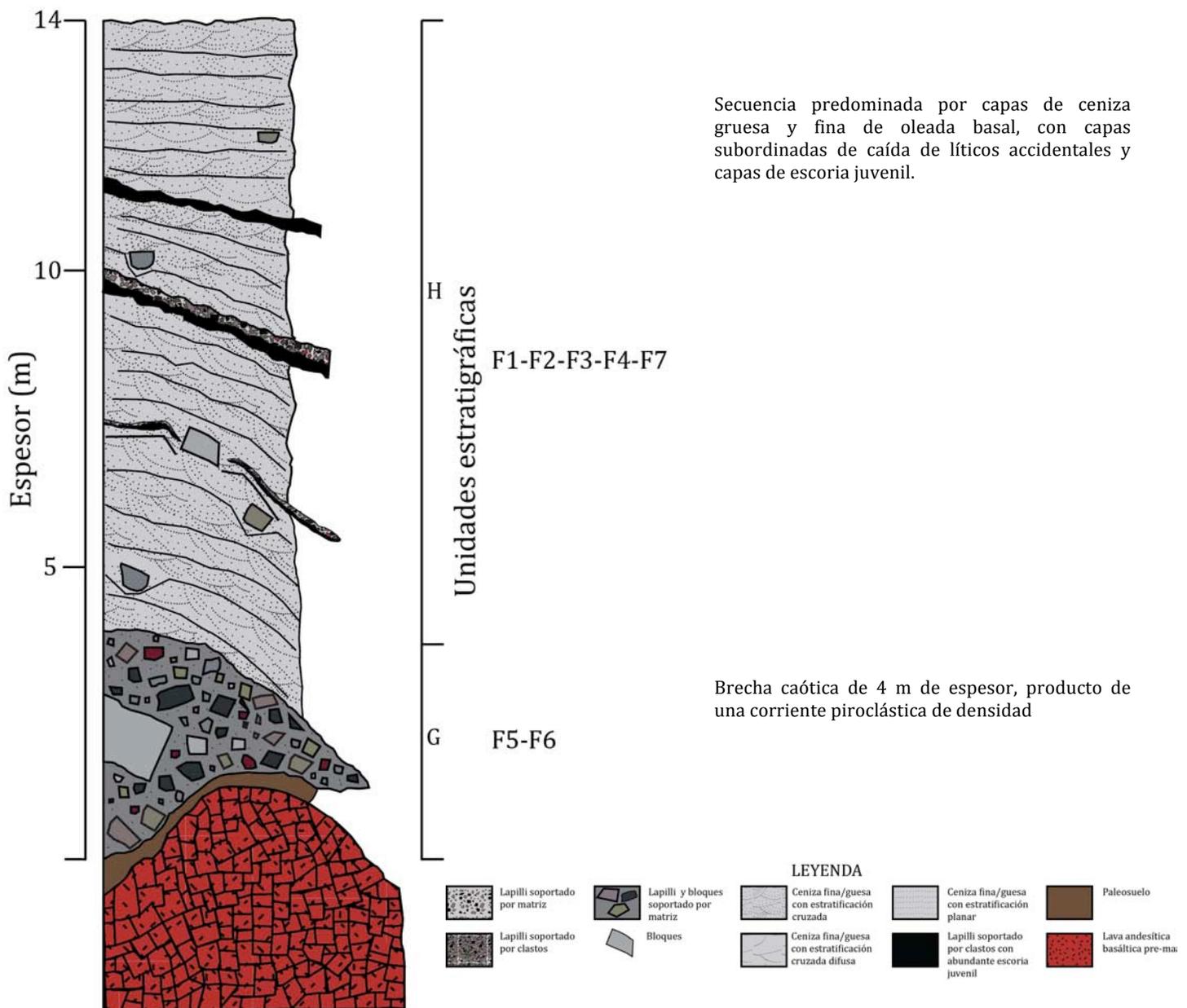


Fig. 44. a) Esquema que representa la sección estratigráfica compuesta del sector E, e incluye las unidades G y H. El flujo de lava andesítica basáltica pre-maar se localiza a aproximadamente a la misma altura que en flanco del W del cráter, sin embargo, se encuentra fragmentada en bloques de 0.8 a 1 m de ancho.



Fig. 45. a) Imagen que muestra la localización de la sección Este y Norte. Adicionalmente, es posible observar el flanco este del cráter de W en donde se observa una interrupción de la estratigrafía, marcada por dos líneas continuas rojas que indican la posición de la lava andesítica basáltica pre-maar. En línea punteada roja se remarca a una playa formada por la erosión de los depósitos ubicados en el lado este, b) Imagen que muestra el flanco sur del sector del E, en donde se observan las capas inclinadas correspondientes a la unidad H, marcada con una línea amarilla continua.



Fig. 46. a) Imagen que muestra la brecha caótica de la unidad G, en donde se encuentra discordantemente con la unidad H, la unidad G corresponde a una brecha con bloques y lapilli grueso a fino, b) Imagen en donde se observa la unidad H, la cual es mayormente dominada por depósitos de ceniza de oleada con estratificación cruzada, con bloques que desarrollan deformación por impacto en la parte basal-media, así como también cuenta con capas de caída subordinadas de hasta 0.5 m con abundante escoria juvenil, delimitada por líneas amarillas punteadas.



*Fig. 47. a) Imagen que muestra la parte central de la sección E en donde las capas de la unidad H se encuentran inclinadas hasta llegar al borde, b) Acercamiento de la unidad H, en donde se observan laminaciones de milímetros a centímetros de lapilli fino y lapilli acrecional abundante.*



Fig. 48. a) Imagen que muestra el flanco norte del sector del E, en donde se observan las capas inclinadas correspondientes a la unidad H, en donde predominan depósitos de ceniza de oleada con capas de caída subordinadas; dicha imagen corresponde al lado opuesto de la Fig. 45 b, b) Acercamiento de la imagen a, correspondiente a un horizonte de caída delimitado por una línea amarilla punteada, en donde la base se encuentra enriquecida en material juvenil y la parte superior se encuentra enriquecida en líticos accidentales.



Fig. 49. a) Imagen tomada desde la sección E hacia el lado NW en donde se observa la localización de las secciones E y N; la línea amarilla indica una discordancia angular entre el cráter del W y el sector del E. Del lado derecho de la imagen se observa una ventana de la lava andesítica basáltica pre-maar, en donde es posible observar que se localiza a aproximadamente la misma altura que en el cráter del W, b) Acercamiento de la ventana de la lava fragmentada en la sección E, la cual es sobrecubierta por un paleosuelo.



*Fig. 50. a) Imagen de la parte superior de la sección E en donde se observan los depósitos de oleada de la unidad H buzando hacia la laguna, b) Parte media-basal de la unidad H, en donde se observa estratificación cruzada muy marcada y dunas.*

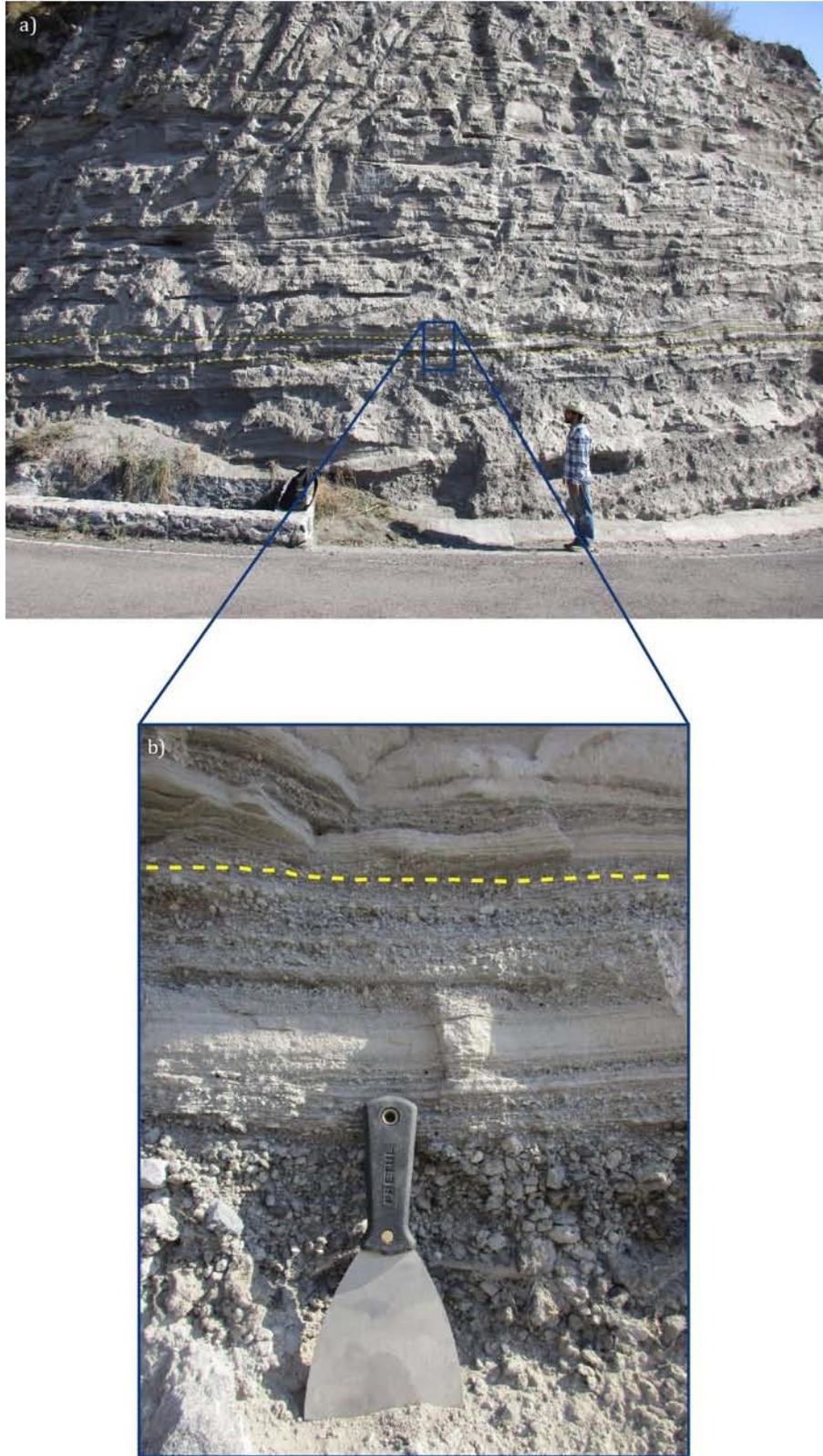


Fig. 51. a) Imagen de la parte superior de la sección E en donde las capas de la unida H comienzan a depositarse horizontalmente, además se observan algunos horizontes de caída con abundante material juvenil, b) Acercamiento a uno de los horizontes de caída en donde la parte basal se encuentra enriquecida en material juvenil.

### 5.3.2.5 Sección Norte

La sección del Norte se localiza en el sector oriental, en el límite con el flanco norte del cráter principal. Cabe destacar que se observa una discordancia angular entre los depósitos correspondientes al cráter de la porción oriental y la sección Norte (Fig. 53 a). La secuencia en la sección N cuenta con 14.8 m de espesor en donde los primeros 4 m corresponden a material colapsado y/o re TRABAJADO y los 9.2 m restantes presentan características que permiten correlacionarla con la unidad H (Fig. 52).

UNIDAD H: Esta unidad presenta una dominancia de la facies F4, F3 y F7 y capas en menor proporción de las facies F1 y F2. La secuencia consiste de una predominancia de capas de ceniza gruesa y fina con laminaciones de milímetros a centímetros, estratificación cruzada y abundante lapilli acrecional de oleada basal y en ocasiones deformación por impacto de bloques balísticos, y capas subordinadas de caída de lapilli medio a fino y capas matriz soportadas de líticos accidentales (Fig. 57). Las capas de caída tienen un espesor de 0.3 a 0.5 m y en la base presentan un enriquecimiento en material juvenil y hacia la cima se enriquecen en líticos accidentales (Fig. 54 a y b). Hacia la parte media y la cima de la unidad, se observan capas de caída con enriquecimiento en líticos accidentales (Fig. 55 a y b) y deformación por impacto de bloques balísticos muy desarrollada (Fig. 56 a y b, Fig. 57).

Cabe destacar que, en la parte superior de la sección Norte las capas se encuentran en una posición horizontal (Fig. 57), sin embargo, en la parte inferior se inclinan hacia la laguna, formando terrazas (Fig. 53 a y b). En la parte inferior de la sección norte se observa el contacto entre el paleosuelo con depósitos colapsados de la parte superior, en donde no es posible identificar a que parte de la unidad pertenecen (Fig. 58).

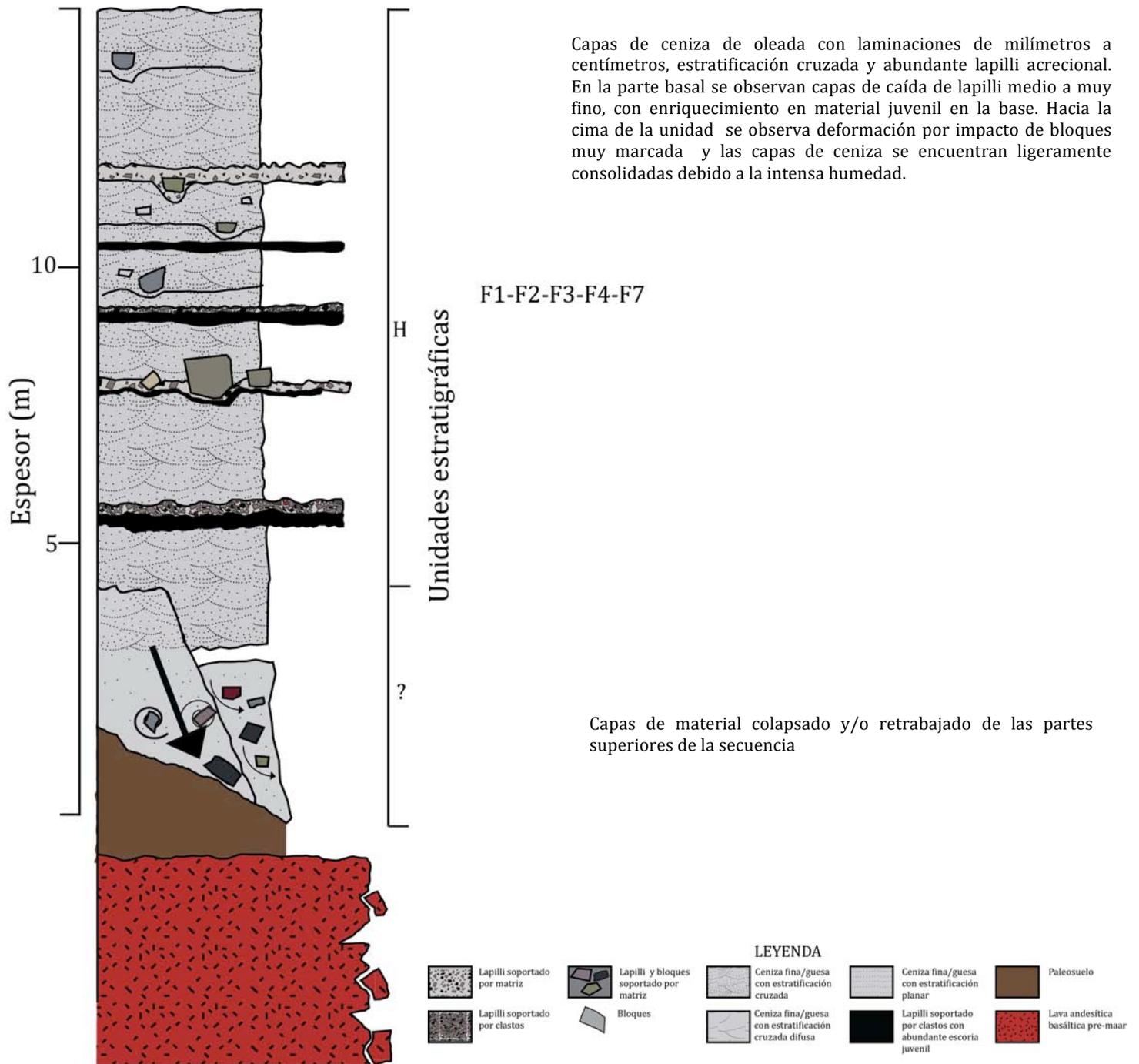
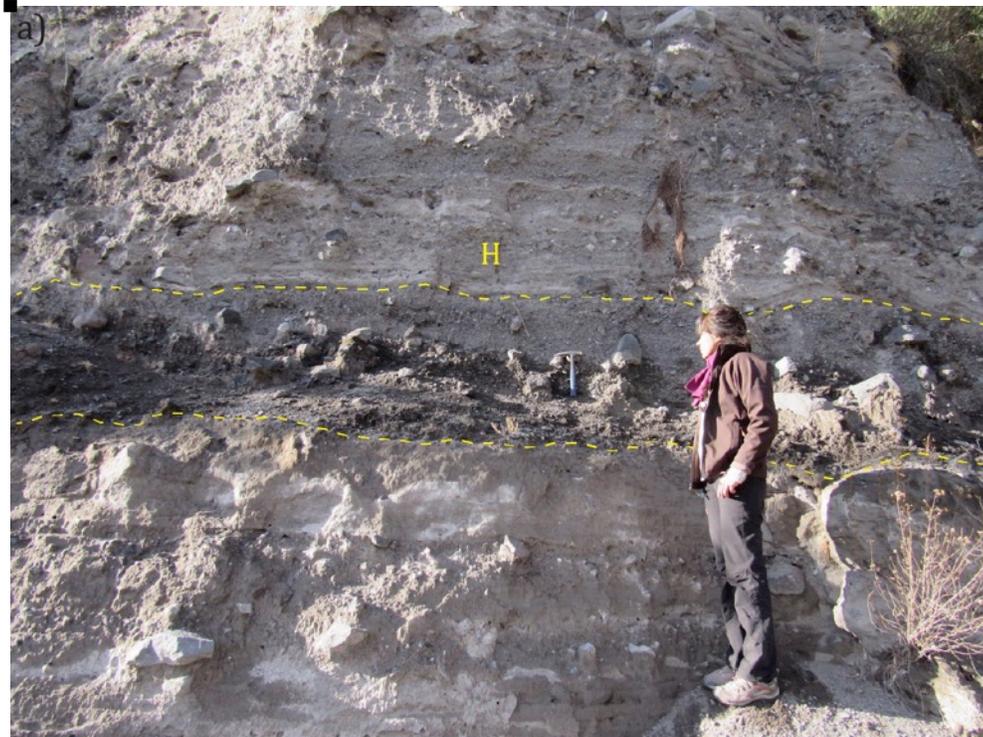


Fig. 52. Esquema que representa a la sección estratigráfica del N, e incluye las unidad H. El flujo de lava pre-mar se encuentra parcialmente fragmentado.



Fig. 53. a) Imagen con vista hacia el norte del cráter, en donde la parte izquierda muestra los depósitos del cráter del W con una línea azul, mientras que en la parte de la derecha se observa una discordancia entre estos depósitos y los depósitos del sector del E, además el flujo de lava desaparece hacia el lado este, b) Imagen que muestra un acercamiento de la imagen a, en la sección N en donde se observan terrazas y en la parte inferior de la fotografía se observa el flanco norte de la sección E en donde se observa una inclinación similar a la terraza contigua.



*Fig. 54. a) Imagen de una capa de caída dentro de la unidad H, en donde se observa un enriquecimiento de material juvenil en la base y un enriquecimiento de material lítico en la parte superior, b) Acercamiento de la imagen a, en donde se observan tamaños de lapilli grueso a fino, así como bloques de 0.4 a 0.6 m.*



Fig. 55. a) Imagen que muestra la parte media de H, en donde se observa un horizonte de caída con enriquecimiento en material juvenil y bloques de 2.5 m, b) sobre la capa de la imagen a se observa un segundo horizonte de caída con enriquecimiento en material juvenil con tamaños de lapilli grueso a fino.



*Fig. 56. a) Imagen que muestra la parte superior de la unidad H, en donde se observan capas de ceniza de oleada con estratificación cruzada y abundante lapilli acrecional, así como capas subordinadas de caída con material juvenil abundante, b) Imagen de la parte superior de la unidad en donde se observan capas de caída y deformación por impacto de bloques muy marcada.*



*Fig. 57. Acercamiento de la parte superior de los depósitos de la unida H, en donde se observan capas de caída horizontales, con enriquecimiento en material juvenil, la capa de mayor tamaño se encuentra delimitada por una línea punteada amarilla, bloques que deforman la secuencia por impacto, así como estructuras de relleno de canal. Se observan laminaciones de milímetros a centímetros y abundante lapilli acrecional.*



*Fig. 58. Imagen de la parte inferior de la sección N, en donde se observa el contacto erosional entre el depósito de Toba Café y capas colapsadas y/o retrabajadas.*

## 5.5 Correlación de unidades estratigráficas

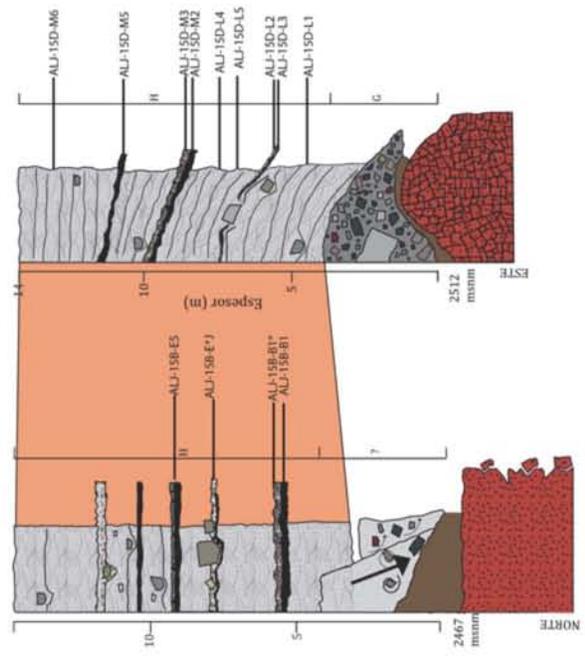
La correlación estratigráfica de las secciones (Fig. 59) se llevó a cabo a través de asociaciones de facies que se encuentran en un orden secuencial; dichas asociaciones de facies se relacionan a diversas fases eruptivas y son representadas en las unidades previamente descritas. Las unidades expresan alternancias o repeticiones de las asociaciones de facies de los depósitos, y que fueron emplazados a través de oleadas basales, corrientes piroclásticas de densidad y por caída de tefra.

La primera capa que se correlaciona es la unidad A, cabe destacar que aparece en el inicio de las secciones W, NW y S y consiste de un horizonte de caída magmática y una subsecuente capa de ceniza de oleada. Las unidades B y C presentan muchas similitudes en las secciones, sin embargo el inicio de la unidad B en las secciones S y NW presenta un enriquecimiento en material juvenil en la base y hacia la parte final de la unidad en la sección NW, se observa un horizonte de caída en donde su base comienza con un enriquecimiento en material juvenil, esto último no sucede en las secciones W y S, así como en la parte superior de la sección NW se observan horizontes de oleada basal y de caída con enriquecimiento en escoria juvenil que no se observan en las secciones W y S, esto sugiere que dichos depósitos fueron emplazados en una dirección preferencial hacia el sector norte y/o que el foco eruptivo se encontraba localizado cerca de dicho sector. La unidad C es muy similar en las secciones N, NW y S, pero en la sección NW presenta un horizonte de material juvenil muy cerca de la base de la unidad, posiblemente debido a que corresponde a un depósito de una explosión estromboliana pequeña y muy local. Las unidades D, E y F solamente se encuentran a partir de la sección N y NW, sin embargo, la unidad F presenta un mayor espesor en la sección NW.

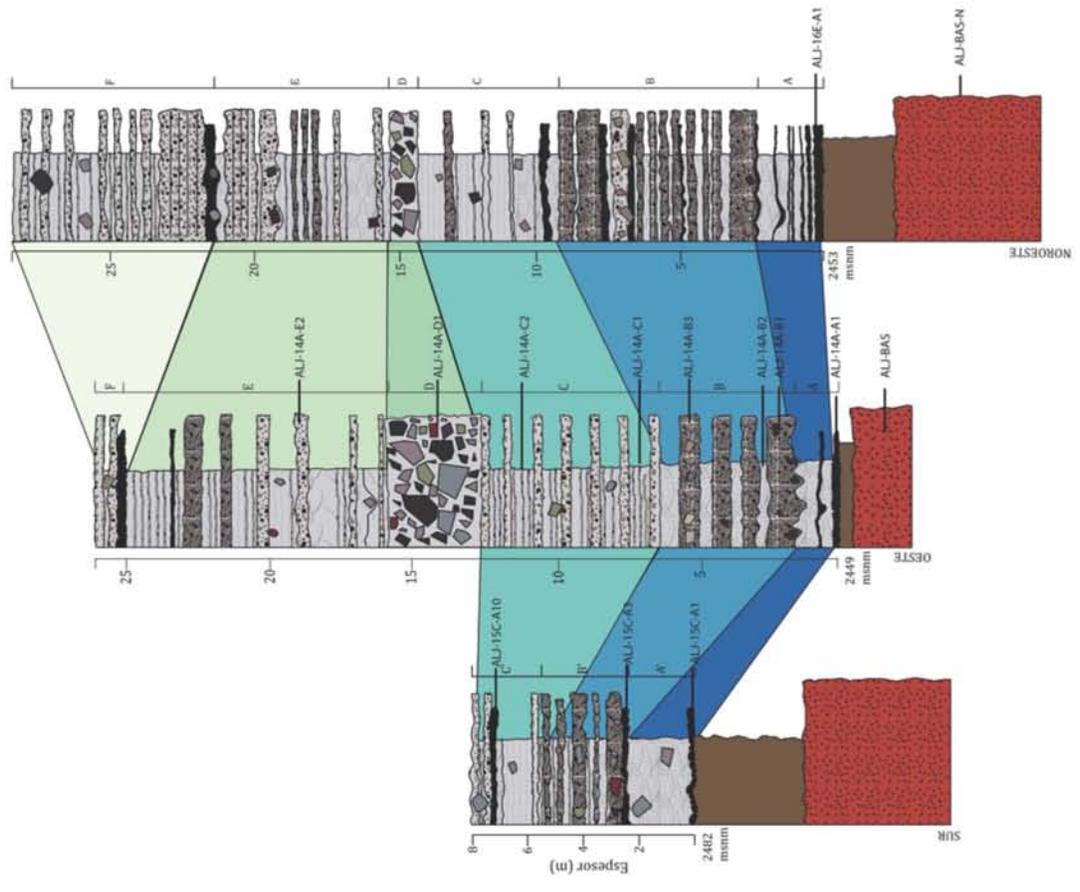
La sección más completa corresponde a la sección NW, con 28 m de espesor y está constituida con las unidades de A-F, seguida por la sección W con un espesor de 26 m con las unidades de A-F. Cabe destacar que la unidad D, que corresponde a una brecha de explosión presenta su mayor espesor de 3 m en la sección W, mientras que en la sección NW tiene 1 m. La unidad F tiene su mayor espesor de 7 m en la sección NW, y en la parte basal de dicha unidad aflora una brecha de explosión de 2 m de espesor, en donde los primeros 0.2 m

corresponden a material juvenil de caída, mientras que la unidad F en la sección W tiene un espesor mínimo de 1 m, en donde la brecha de explosión basal inicial de 0.2 m de espesor, en donde los primeros 0.10 m corresponden a material juvenil de caída. Por otro lado, la sección sur solamente exhibe las unidades A, B y C, esto probablemente se debe a que la actividad erosiva es mayor en dicha localidad, además de que no es posible identificar con gran certeza a las unidades debido a la abundante vegetación que se localiza en dicha área.

Por otra parte, las unidades G y H correspondientes a las sección E y N, no se pueden correlacionar con las unidades encontradas en el cráter principal. La unidad G que corresponde a una brecha caótica con grandes bloques solamente se encuentra en la sección E, al igual que la unidad H, cuyas características y espesor no se correlacionan con ninguna de las unidades descritas en las sección W O NW.



SECTOR ESTE



SECTOR OESTE

Fig. 59. Esquema que muestra la correlación estratigráfica de las secciones Sur, Oeste, Noroeste para el cráter del W, con las unidades A, B, C, D, E y F, y las secciones Norte y Este, para el sector del E, con las unidades G y H. Las claves del lado derecho de las columnas, corresponden a muestras seleccionadas para petrografía y /o geoquímica.

## 6. SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS

### 6.1 Parámetros estadísticos

Dentro de las secciones medidas en campo, se seleccionaron un total de 62 muestras no consolidadas correspondientes a las fracciones fina y gruesa, las cuales fueron separadas granulométricamente con base a la metodología previamente descrita (Ver Cap. 4, 4.3.1), en intervalos de  $1\phi$ , desde  $-5\phi$  hasta  $>4\phi$ . Sin embargo, 33 muestras correspondientes a las secciones W y E serán descritas, debido a que representan el conjunto de unidades estratigráficas más completas del cráter Aljojuca.

Según Wohletz et al. (1995), los análisis granulométricos proporcionan datos complejos, pero que sin embargo brindan información acerca de los mecanismos de formación y dispersión de tefra. Como se ha descrito previamente, los parámetros calculados de Inman (1952) incluyen la mediana ( $Md\phi$ ) y el índice de clasificación ( $\sigma\phi$ ) de los depósitos, dichos parámetros estadísticos permiten realizar interpretaciones de productos piroclásticos, como su mecanismo de transporte y la condición de depositación. Utilizando los parámetros mencionados, adicionalmente a las evidencias tomadas en campo, es posible distinguir en muchos casos entre depósitos de flujo, caída y oleada (Walker, 1971); la Tabla 2 muestra dichos valores para las muestras de las secciones W y E.

Adicionalmente, Cas y Wright (1987) mencionan que la clasificación ( $\sigma\phi$ ), para depósitos piroclásticos se caracteriza de la siguiente manera: (0-1  $\phi$ ) Muy bien clasificados, (1-2  $\phi$ ) Bien clasificados, (2-4) Pobremente clasificados y ( $>4\phi$ ) Muy pobremente clasificados).

Por otra parte, en la fig. 60, se observan cambios granulométricos verticales en el tamaño medio de los granos, así como de la clasificación de los depósitos correspondientes a la sección W. Para la sección W, en la unidad A se observa un depósito de caída, y que consiste de lapilli fino ( $Md\phi = -2.09$ , 4-8 mm), sin embargo, la granulometría cambia bruscamente con depósitos de ceniza gruesa o arena fina ( $Md\phi = 2.22$ , 0.25-0.125 mm). Para la unidad B, el tamaño de grano vuelve a aumentar y disminuir, de una manera cíclica ( $Md\phi = -2.56$ ), con variaciones de lapilli fino, ceniza gruesa o arena fina y lapilli muy fino hacia la cima de la

unidad. Para la unidad C, los depósitos varían de ceniza gruesa o arena gruesa ( $Md \phi=0.30$ ) a lapilli muy fino ( $Md \phi = -1.10$ ).

*Tabla 2. Parámetros de Inman para treinta y tres (33) muestras correspondientes a las secciones W y E,  $M\phi$ =Moda,  $Md\phi$ = Mediana,  $\sigma\phi$ = desviación estándar (índice de clasificación de los depósitos),  $Sk$ = oblicuidad.*

Muestras	$M \phi$	$Md \phi$	$\sigma \phi$	$Sk$	Clasificación
ALJ-14A-A1	-1.94	-2.09	1.66	0.22	Bien clasificado
ALJ-14A-A2	1.99	2.22	2.24	-0.17	Pobremente clasificado
ALJ-14A-B1	-2.6	-2.56	2.28	0.08	Pobremente clasificado
ALJ-14A-B2	2.26	2.41	1.92	-0.15	Bien clasificado
ALJ-14A-B3	-1.69	-1.67	2.22	0.01	Pobremente clasificado
ALJ-14A-C1	0.39	0.30	2.32	0.07	Pobremente clasificado
ALJ-14A-C2	-0.80	-1.10	2.63	0.19	Pobremente clasificado
ALJ-14A-D1	-1.49	-1.36	3.0	-0.03	Pobremente clasificado
ALJ-14A-E1	1.66	1.91	2.35	-0.18	Pobremente clasificado
ALJ-14A-E2	-2.03	-2.38	2.9	0.22	Pobremente clasificado
ALJ-14A-E3	-2.06	-2.24	2.47	0.14	Pobremente clasificado
ALJ-14A-E4	1.80	1.97	2.43	-0.13	Pobremente clasificado
+ALJ-14A-G*J	-2.14	-2.32	3.13	0.08	Pobremente clasificado
ALJ-15D-L1	-1.59	-1.68	2.3	0.06	Pobremente clasificado
ALJ-15D-L3	1.28	1.47	1.62	-0.18	Bien clasificado
ALJ-15D-L2	-2.85	-3.65	2.49	0.48	Pobremente clasificado
ALJ-15D-L5	2.56	2.7	1.38	-0.15	Bien clasificado
ALJ-15D-L4	-2.54	-2.75	2.64	0.12	Pobremente clasificado
ALJ-15D-M2	-4.24	-4.36	0.79	0.23	Muy bien clasificado
ALJ-15D-M3	-1.65	-2.05	2.81	0.21	Pobremente clasificado
ALJ-15D-M5	2.0	2.23	1.07	-0.32	Bien clasificado
ALJ-15D-M6	-0.69	-0.67	2.7	-0.01	Pobremente clasificado

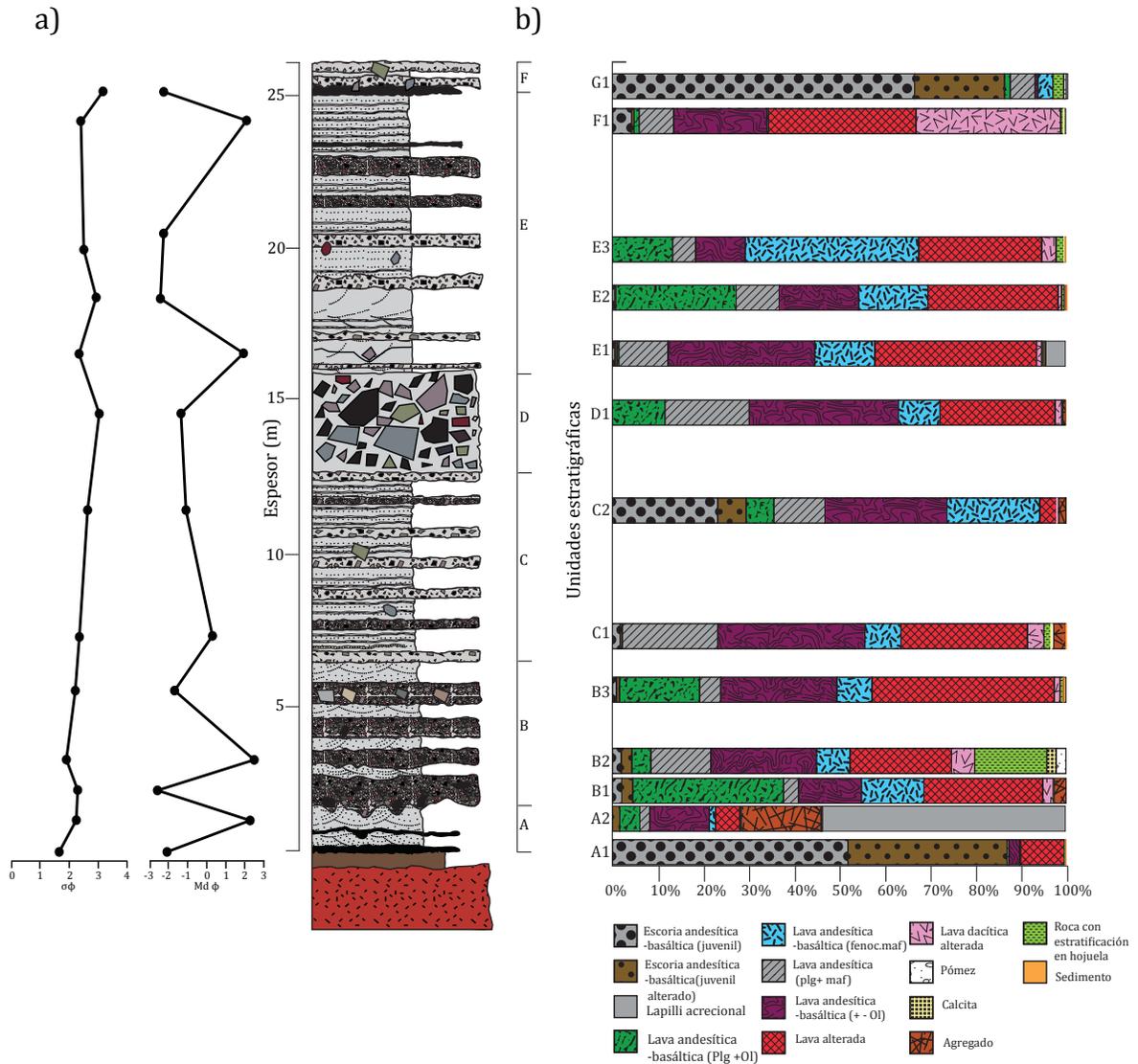


Fig. 60. Sección W, en donde se observan a) variaciones verticales en los parámetros de Inman  $\phi$  y  $Md\phi$ , b) variación vertical de componentes.

mm). La unidad D, contiene lapilli muy fino ( $Md\phi = -1.36$ , 2-4 mm); cabe destacar que dicha unidad presenta bloques de 50-8-0 cm, lo cual no se verá reflejado en el análisis granulométrico. Para la unidad E, se observa otro cambio teniendo intercalaciones de manera cíclica de ceniza gruesa o arena media ( $Md\phi = 1.91$ , 0.5-0.25 mm) y lapilli fino ( $Md\phi = -2.38$ , -2.24, 4-8 mm) y hacia la cima vuelve dominar ceniza gruesa o arena fina ( $Md\phi = 1.97$ , 0.5-0.25mm). La unidad F, comienza con otro horizonte de caída de material juvenil de lapilli fino ( $Md\phi = -2.32$ , 4-8 mm).

En el gráfico a) de la fig. 60, se observan variaciones verticales en la clasificación de los depósitos; la unidad A comienza con un depósito bien clasificado ( $\sigma\phi=1.66$ ) y enseguida cambia a pobremente clasificado ( $\sigma\phi=2.24$ ). Para la unidad B, inicia pobremente clasificado ( $\sigma\phi=2.28$ ), en la parte media es bien clasificado ( $\sigma\phi=1.92$ ) y hacia la cima vuelve a ser pobremente clasificado ( $\sigma\phi = 2.22$ ). La unidad C es pobremente clasificada en la base y en la cima ( $\sigma\phi=2.32$  y  $2.63$ ), respectivamente. La unidad D es pobremente clasificada ( $\sigma\phi=3$ ), y la unidad E es pobremente clasificada desde la base hacia la cima ( $\sigma\phi=2.35, 2.90, 2.47, 2.43$ ). De la misma manera, las unidades F es pobremente clasificadas ( $\sigma\phi=3.13$ ).

En la (Fig. 61), correspondiente a los histogramas granulométricos para las muestras de la sección W, en la unidad A, para la muestra ALJ-14A-A1 se observa una distribución unimodal con moda centrada en  $-3\phi$ , y para la muestra ALJ-14A-A2 tiene una distribución polimodal con modas centradas en  $0, 3$  y  $>4\phi$ . En la unidad B las muestras presentan una distribución bimodal; la muestra ALJ-14A-B1 tiene modas centradas en  $-2$  y  $-5\phi$ , la muestra ALJ-14A-B2 en  $3$  y  $1\phi$  y la muestra ALJ-14A-B3 tiene modas centradas en  $-1$  y  $-5\phi$ . En la unidad C, las muestras presentan una distribución bimodal, en donde la muestra ALJ-14A-C1 tiene modas centradas en  $0$  y  $3\phi$  y la muestra ALJ-14A-C2 tiene modas centradas en  $-3$  y  $3\phi$ . En la unidad D, la muestra presenta una distribución polimodal con modas centradas en  $-5, 0$  y  $3\phi$ . En la unidad E, la distribución va de bimodal a unimodal, en donde la muestra ALJ-14A-E1 tiene modas centradas en  $3$  y  $1\phi$ , la muestra ALJ-14A-E2 tiene modas centradas en  $-3$  y  $3\phi$ , para la muestra ALJ-14A-E3 la moda se centra en  $-3\phi$  y para la muestra ALJ-14A-E4 la distribución es polimodal con modas centradas en  $0, 3$  y  $>4\phi$ . En la Unidad G, la distribución es polimodal para la muestra ALJ-14A-G\*J, con modas centradas en  $-5, -3$  y  $3$ .

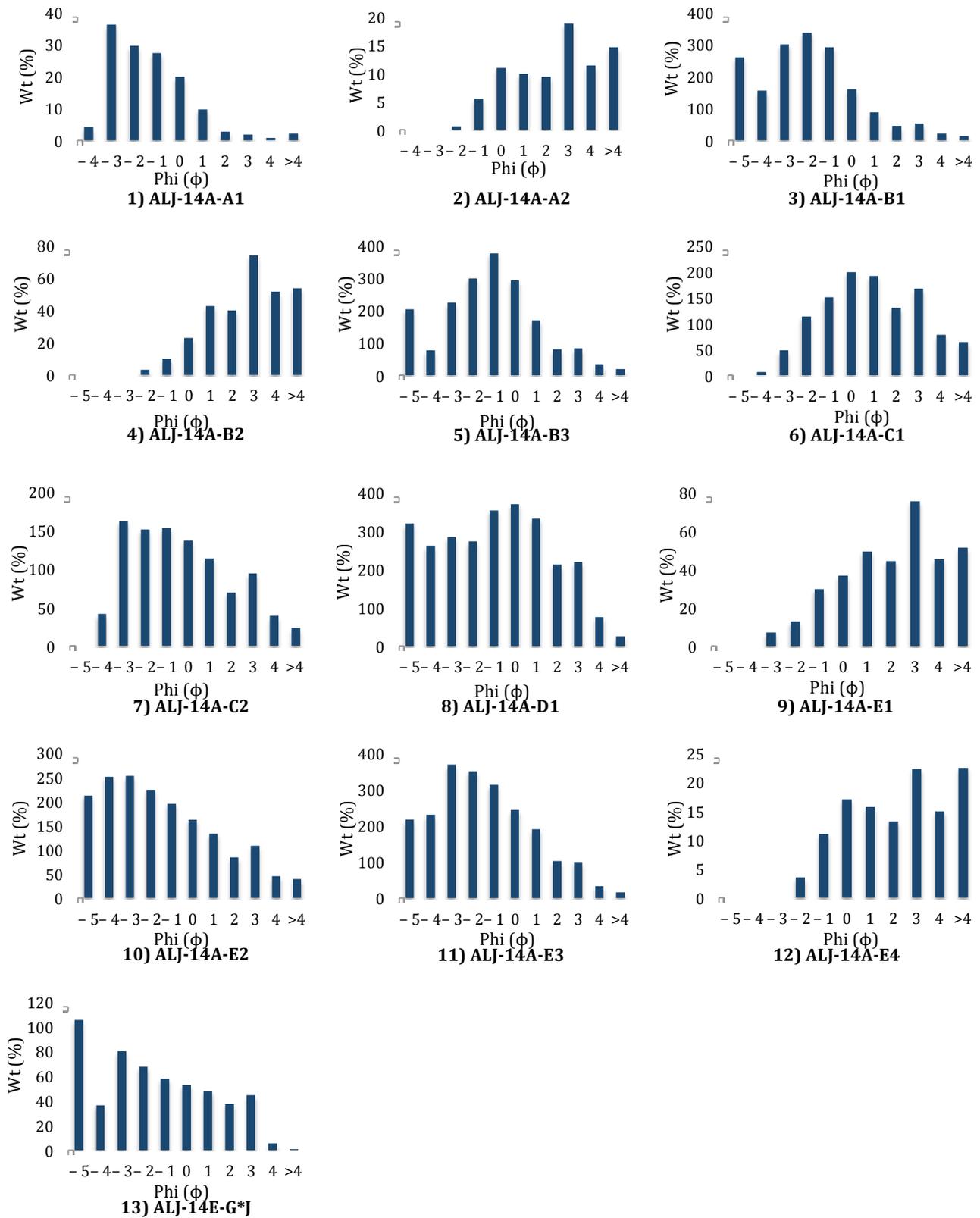


Fig.61. Histogramas correspondientes a las muestras de la sección W. El número 1 corresponde a la base de la secuencia estratigráfica y el número 13 corresponde a la cima de la sección estratigráfica del W.

Por otra parte, en la sección E (Fig. 62) se observan parámetros granulométricos distintos a los descritos previamente en la sección W. La mayor parte de los depósitos de la sección incluyen horizontes de oleada correspondientes a la unidad H, con laminaciones de lapilli muy fino L1 ( $Md\phi=-1.68$ , 2-4 mm) y ceniza gruesa L3 ( $Md\phi= 1.47$ , 0.5-0.25 mm). Hacia la parte media se observa un horizonte de caída de lapilli medio L2( $Md\phi=-3.65$ , 8-16 mm, así como bloques que deforman dicha capa. Sobreyaciendo dichas capas siguen predominando capas de ceniza gruesa L5 ( $Md\phi=2.7$ , 0.25-0.125 mm), enseguida se observan horizontes de caída, el primero L4 ( $Md\phi=-2.75$ , 4-8 mm) de lapilli fino, y un segundo en donde su base se encuentra enriquecida lapilli grueso M2 ( $Md\phi= -4.36$ , 16-32 mm) y la parte superior se encuentra enriquecida en lapilli fino M3 ( $Md\phi=-2.05$ , 4-8 mm).

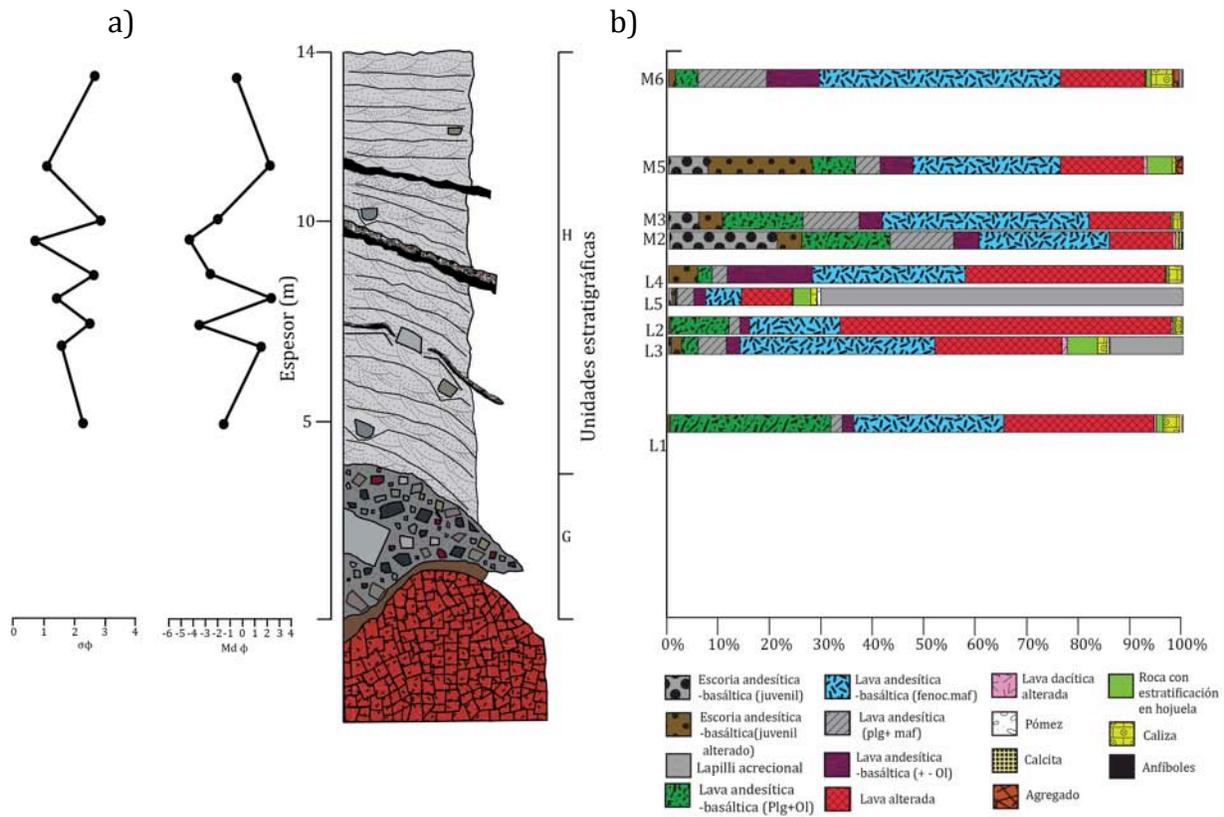


Fig.62. Sección E, en donde se observan a) variaciones verticales en los parámetros de Inman  $\sigma\phi$  y  $Md\phi$ , b) variación vertical de componentes.

Hacia la parte superior vuelven a predominan las capas de ceniza gruesa M5 y M6 ( $Md\phi=2.23, 0.25$  a  $0.125$ ) ( $Md\phi=-0.67, 1-2$  mm)

En la fig. 62 se observa que existen cambios verticales en la clasificación de los depósitos de la sección E, en donde comienza con oleadas basales pobremente clasificadas ( $\sigma\phi=2.3$ ), enseguida cambia a bien clasificadas ( $\sigma\phi=1.62$ ) y hacia la parte de un horizonte de caída con bloques su clasificación es pobre ( $\sigma\phi=2.49$ ). Hacia la parte media vuelven a predominar capas de oleada pobremente clasificadas ( $\sigma\phi=1.38$ ). Enseguida se observa un horizonte de caída con enriquecimiento en la base de material juvenil, muy bien clasificado ( $\sigma\phi=0.79$ ) y la parte superior se encuentra enriquecida en material lítico pobremente clasificado ( $\sigma\phi=2.81$ ). Hacia la parte superior vuelven a predominar capas de ceniza bien clasificada ( $\sigma\phi=1.07$ ) y pobremente clasificada ( $\sigma\phi=2.7$ ).

En la fig. 63 correspondiente a los histogramas granulométricos para las muestras de la sección E, para la muestra ALJ-15D-L1, la distribución es bimodal con modas centradas en  $-2\phi$  y  $3\phi$ . Para la muestra ALJ-15D-L3 la distribución es unimodal en  $3\phi$ , ALJ-15D-L2 es unimodal en  $-4\phi$ , ALJ-15D-L5 en  $3\phi$  y ALJ-15D-L4 en  $-2\phi$ . Para la muestra ALJ-15D-M2 se tiene una distribución unimodal en  $-4\phi$  y para la muestra ALJ-15D-M3 la distribución es bimodal con modas centradas en  $-3$  y  $3\phi$ . Y para la muestra ALJ-15D-M5 se tiene una distribución unimodal en  $3\phi$  y para ALJ-15D-M6 tiene una distribución bimodal con modas centradas en  $-2$  y  $2\phi$ .

Las variaciones verticales en la clasificación de los depósitos ( $\sigma\phi$ ), así como la mediana ( $Md\phi$ ) se asocian a cambios asociados a la intensidad de la energía de la erupción y al grado de fragmentación. Cas y Wright (1987) explican que los depósitos de caída son relativamente bien clasificados  $\leq 2$  debido al fraccionamiento eólico durante su transporte. Mientras que los depósitos de oleada son pobremente clasificados y adicionalmente, la clasificación será significativamente mejor en oleadas que en flujos piroclásticos, pero de menor manera que los depósitos de caída de tefra, esto debido a la concentración de partículas relativamente baja en oleadas.

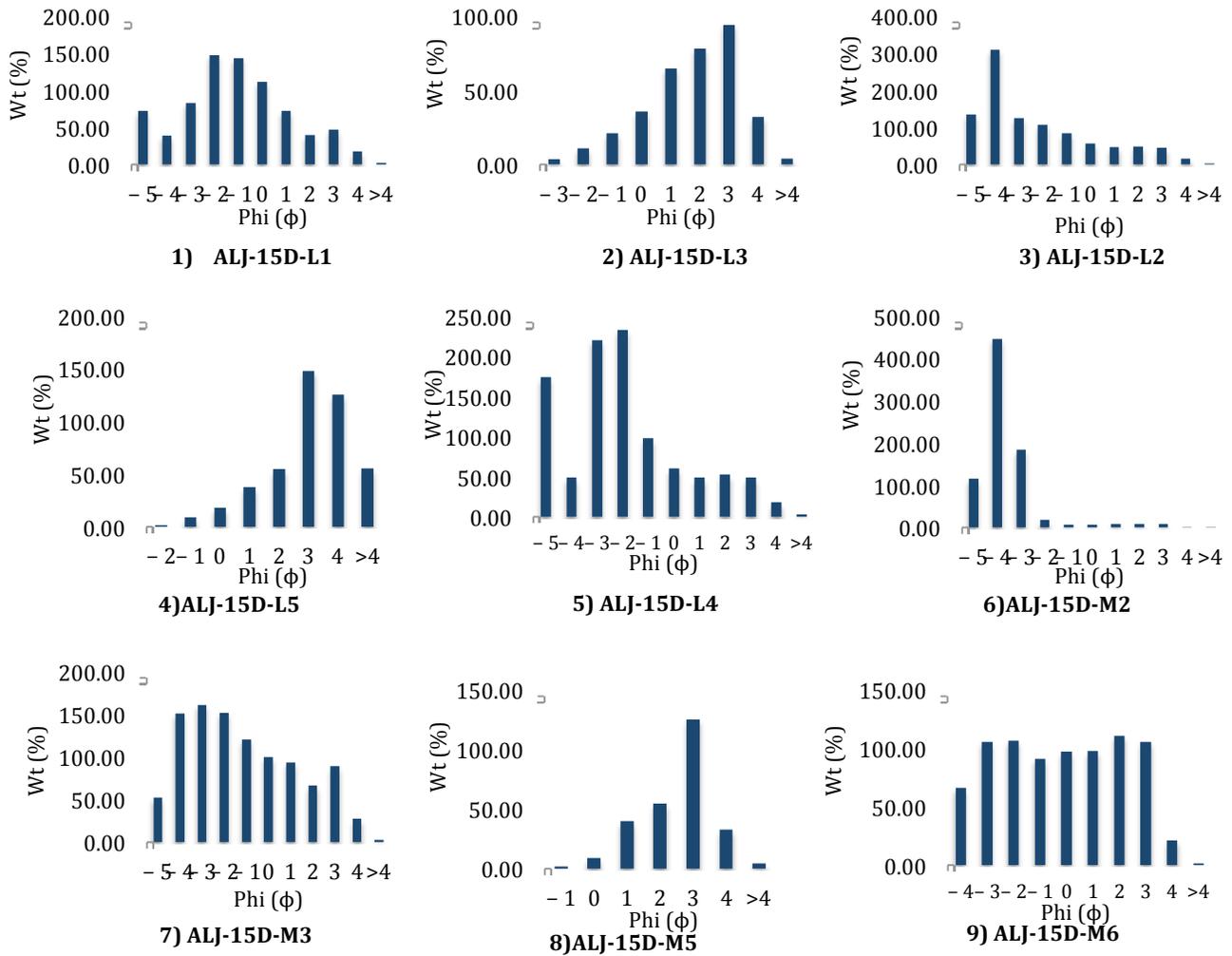


Fig. 63. Histogramas correspondientes a las muestras de la sección W. El número 1 corresponde a la unidad de la base, y el número 9 corresponde a la unidad de la cima de la sección.

Por otro lado, la distribución de los depósitos de Aljojuca son unimodales, bimodales y polimodales. Para la sección del sector W, los depósitos correspondientes a productos de oleadas basales presentan una distribución bimodal a excepción de las muestras ALJ-14A-A2 y ALJ-14A-E4, correspondientes a las unidades A y E, respectivamente, las cuales presentan una distribución polimodal. La muestra inicial de caída de tefra juvenil ALJ-14A-A1 presenta una distribución unimodal, mientras que la ALJ-14A-G\*J presenta una distribución polimodal. La brecha de explosión correspondiente a la unidad D presenta una distribución polimodal.

Para la sección del E, los depósitos correspondientes a productos de oleadas basales tienen una distribución unimodal y bimodal, mientras que los depósitos de caída presentan una distribución unimodal (ALJ-15D-M2 y ALJ-15D-M5).

Para una distribución unimodal se puede explicar que para el caso de un depósito de caída, ocurren procesos responsables de transporte subvertical de tipo balístico y en suspensión (Wohletz et al. 1989). Por otro lado, Visher (1969) demostró que muchos depósitos sedimentarios estaban compuestos de diversas sub-poblaciones formadas por diferentes mecanismos deposicionales que actuaban simultáneamente para producir una distribución polimodal. En base a la discriminación de sub-poblaciones, Sheridan et al. (1987) explican que las partículas con diámetros de 2 a 4 mm ( $-1$  a  $-2\phi$ ) pueden viajar principalmente por rodamiento, las partículas con diámetros de 2 a 0.5 mm ( $-1$  a  $1\phi$ ) pueden ser movidas por rodamiento y saltación intermitente, las partículas con diámetros de 0.12 ( $3\phi$ ) pueden ser transportadas mayormente por saltación y las partículas más finas de  $>0.062$  ( $4\phi$  o  $> 4\phi$ ) pueden ser transportadas por suspensión.

## 6.2 Determinación de componentes

Para cada una de las unidades correspondientes a las secciones W y E, se determinaron los distintos fragmentos de roca que las componen, mediante su visualización y selección a través de un microscopio binocular. Dichos componentes incluyen a fragmentos juveniles (Fig. 60 y 62) (andesitas basálticas) y líticos accidentales (lava andesítica basáltica con fenocristales máficos, lava andesítica porfídica con plagioclasa y cristales máficos, lava andesítica basáltica por olivino en proporciones variables, lava alterada, lava dacítica alterada, pómez, calcita, caliza, sedimentos, roca sedimentaria con estratificación en hojuela, agregados y anfíboles).

### 6.2.1 Componentes en la Sección Oeste (W)

En la sección W, dentro de las unidades es posible observar cambios verticales en la proporción de componentes (Fig. 60), en la unidad A se observa que el 87% corresponde a escoria juvenil y el 13 % restante corresponde a líticos accidentales, en donde predominan las lavas alteradas en un 9.8 %. Mientras que, en la parte superior de la unidad, el porcentaje de escoria juvenil disminuye drásticamente a 1.5%, teniendo un aumento en líticos accidentales, en donde la mayor proporción de estos corresponden a agregados con 17.3% y lavas andesíticas basálticas con plagioclasa y olivino con 13.11%; cabe destacar que cuenta con 54% de lapilli acrecional juvenil. Para **la unidad B**, escoria juvenil se mantiene aproximadamente constante con 4.4-3.9% en la base y en la parte media; los líticos accidentales que se encuentran en mayor proporción corresponden a lavas andesíticas basálticas con 33.27% y lavas alteradas con 26.2%. Hacia la cima de la unidad, el porcentaje de escoria juvenil disminuye a 0.8% y aumenta el porcentaje de lavas alteradas accidentales con respecto a la base de la unidad, con 40.1%. **En la unidad C**, el porcentaje de escoria juvenil en la base corresponde a 1.5%, es decir, disminuye con respecto a la base de la unidad anterior, y predominan los líticos accidentales correspondientes a lavas andesíticas basálticas con olivino con 32.4%, lavas alteradas con 27.8% y lavas andesíticas con plagioclasa y cristales máficos con 21.0%. Sin embargo, hacia la cima de la unidad se incrementa la proporción de escoria juvenil a un 29.5%, sin embargo predominan los líticos accidentales de lavas andesíticas basálticas con olivino y lavas andesíticas basálticas con fenocristales

máficos. En la unidad D, predominan líticos accidentales de lavas andesíticas basálticas con olivino con 32.8%, lavas alteradas con 25.3% y lavas andesíticas con plagioclasa y cristales máficos con 18.6%. Por otra parte, la unidad E comienza con una proporción de escoria juvenil de 0.9% y el porcentaje restante corresponde a líticos accidentales en donde predominan lavas andesíticas con olivino con 32.3% y lavas alteradas con 35.5%, cabe destacar que aumenta el contenido de lapilli acrecional con 4.3%. En la parte superior de la unidad, el contenido en escoria juvenil disminuye a 0.73%, y los fragmentos líticos predominantes corresponden a lavas andesíticas basálticas con 25.0 % y lavas alteradas con 27.6%. Hacia la parte media de la unidad, disminuye la proporción líticos accidentales de lavas andesíticas basálticas con 13.2% y predominan lavas andesíticas basálticas con fenocristales máficos con 38.3 % y lavas alteradas con 27.0%. Hacia la cima de la unidad ocurre un ligero incremento en la proporción de escoria juvenil con 4.7%, los líticos accidentales de lavas andesíticas basálticas disminuyen a 1.1%, y los fragmentos que predominan son lavas alteradas con 32.48% y lavas dacíticas alteradas. Para finalizar, la unidad F presenta un enriquecimiento drástico de escoria juvenil con 86.0%, los líticos accidentales de lavas andesíticas basálticas se mantienen aproximadamente constantes con la unidad anterior y los fragmentos líticos dominantes son lavas andesíticas con plagioclasas y cristales máficos con 5.48% y lavas andesíticas basálticas con fenocristales máficos con 3.46%.

#### 6.2.2 Componentes de la Sección Este (E)

La sección Este presenta cambios verticales composicionales y muestra un patrón distinto al de la sección W (Fig. 62). La parte basal de la unidad H comienza con una proporción de líticos accidentales de lavas andesíticas basálticas con plagioclasa y olivino con 31.09 %, lavas alteradas con 29.29% y lavas andesíticas basálticas con fenocristales máficos con 29.12%. Ascendiendo estratigráficamente, se observa un incremento en líticos accidentales de lavas andesíticas basálticas con fenocristales máficos a 38.0%, lavas alteradas con 24.45% y lapilli acrecional con 14.17%. Hacia la parte media se incrementa mucho la proporción de lapilli acrecional con 70.25%. Dentro de un horizonte localizado en la parte media de la secuencia, se presenta una proporción escoria juvenil con 25.90%, líticos accidentales de lavas

andesíticas basálticas con fenocristales máficos con 25.40%, y lavas andesíticas basálticas con plagioclasa y olivino con 17.1%. Hacia la parte superior de dicho horizonte se encuentra una proporción diferente de lavas andesíticas basálticas con fenocristales máficos con 40.17%, lavas alteradas con 16.03%, lavas andesíticas basálticas con plagioclasa y olivino con 15.51% y el porcentaje de escoria juvenil se reduce a 10.60%. Hacia la parte superior de la secuencia, se observa una proporción de escoria juvenil con 28.0% lavas andesíticas basálticas con fenocristales máficos con 28.70%, y lavas andesíticas basálticas con plagioclasa y olivino con 8.40%. Hacia la parte final se observa una proporción de escoria juvenil de 1.5%, lavas andesíticas basálticas con fenocristales máficos con 46.90%, lavas alteradas con 16.52% y lavas andesíticas con plagioclasa y fenocristales máficos con 13.34%.

De manera resumida, es posible observar en las posiciones verticales de las secciones W y E, que cada una de las unidades estratigráficas presentan un arreglo composicional porcentual variado. Esto se debe probablemente a cambios en las condiciones de contacto de magma/agua, p. ej., se generaron fases explosivas muy húmedas en donde el lapilli acrecional es muy abundante y se desarrolla deformación plástica por impactos de bloques balísticos, fases muy secas en donde el magma alcanza a llegar a la superficie con muy poco contacto con agua, generando depósitos con un alto porcentaje de material juvenil (ej. Sottili et al., 2009; Chako-Tchamabé et al., 2015; Pedrazzi et al., 2014;) similares a los depósitos generados en conos de escoria (Kereszturi y Németh, 2012), fases en donde hay una baja concentración de material juvenil y enriquecimiento de líticos accidentales debido a una tasa baja de aporte magmático (ej. White y Ross, 2011; Chako-Tchamabé et al., 2015; Pedrazzi et al., 2014) o a la migración del foco eruptivo (Ort y Carrasco-Núñez, 2009; Kurszlaukis and Fulop, 2013; Murcia et al., 2015) o fases en donde la profundización del foco eruptivo permitió la fragmentación de las rocas del basamento p. ej., calizas y lutitas de la SMO. En la sección E, se observa un incremento general en las lavas andesíticas basálticas con fenocristales máficos, a diferencia de la sección W en donde se observan proporciones distintas en cada nivel estratigráfico.

Por otra parte, las partículas correspondientes a los horizontes enriquecidos en material juvenil, en donde ocurren principalmente explosiones estrombolianas, presentan morfologías

muy vesiculares (Fig. 64 b), mientras que los juveniles localizados en capas en donde ocurren explosiones freatomagmáticas presenta una disminución en la vesicularidad, así como también muestra signos de retrabajo o de reciclado (Fig. 64 a).



*Fig. 64. Fragmentos de material a) con poca vesicularidad (parte superior) y reciclados (parte inferior) localizados en depósitos freatomagmáticos y b) con mayor vesicularidad, localizados en depósitos estrombolianos.*

## 7. PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS DEPÓSITOS

### 7.1 Petrografía

Se realizaron descripciones petrográficas de fragmentos juveniles correspondientes a diversas unidades estratigráficas, así como de lava andesítica basáltica con plagioclasa y olivino que se encuentra justo debajo de la secuencia de maar.

La muestra de lava andesítica basáltica denominada como ALJ-BAS (Fig. 65), presenta una matriz microlítica compuesta en mayor parte de plagioclasas euhedrales a subhedrales, con hábito tabular con tamaños de <0.02 a 0.1 mm, y piroxenos subhedrales de 0.05 a 0.1 mm. Se observan fenocristales de olivino subhedrales y anhedrales de 0.4 a 1.0 mm, poikilíticos con minerales opacos; en ocasiones presentan bordes de corrosión, mientras que otros llegan a formar texturas esqueletales. Ocurren en forma de cristales individuales y agregados glomeroporfídicos con olivino y piroxeno (Cpx). Algunos bordes de cristales de olivino se encuentran reemplazados por piroxenos. También se observan fenocristales de piroxenos con tamaños de 0.3 mm, en forma de cristales individuales y agregados glomeroporfídicos de 1.0 mm, los últimos son muy abundantes. Se encuentran minerales opacos como accesorios.



*Fig. 65. Muestra ALJ-BAS, correspondiente a la lava pre maar, compuesta de microlitos de Pl, y Px, fenocristales de Ol y Cpx.*

Por otra parte, los fragmentos juveniles presentan características petrográficas similares entre las distintas unidades estratigráficas y secciones. La muestra ALJ-14A-A1, localizada en la sección W y que corresponde a la parte basal de la unidad A (Fig. 66 a), presenta una textura porfídica vesicular, en donde la matriz es vítrea y presenta microlitos de plagioclasa euhedrales a subhedrales, con hábito tabular con tamaños de 0.02 a 0.1 mm y piroxenos (Cpx) subhedrales, con tamaño promedio de 0.04 mm. También se observan cristales de olivino subhedrales con tamaños de 0.1 mm, en ocasiones con bordes de reemplazamiento por piroxenos (Cpx).

Existe una etapa inicial de cristalización con la formación de plagioclasas en forma de fenocristales euhedrales a anhedrales, con tamaños de 0.20 a 0.80 mm, zonadas, con marcas de exsolución, y en ocasiones con textura de tamiz y poikilíticas con piroxenos. Se observan en algunos cristales fracturas de tipo rompecabezas (Fig. 66 b). También se encuentran fenocristales de piroxenos (Cpx) subhedrales a anhedrales, con tamaños de 0.1 a 0.2 mm, en forma de cristales individuales y agregados glomeroporfídicos con bahías de corrosión. Se observa un agregado glomeroporfídico de ortopiroxeno y en sus bordes lo rodean cristales de piroxenos (Cpx) y olivino (Fig. 66 c). Adicionalmente se observan un xenocristal de anfíbol (Hbl) subhedral de 0.4 mm, con marcas de exsolución y textura de reabsorción. Como minerales accesorios se encuentran biotita, minerales opacos, apatito y cuarzo. Adicionalmente se observa un xenolito correspondiente a un granito (Fig. 66 d), con textura equigranular y está compuesto de cuarzo, feldespatos alcalinos, piroxenos (Cpx) y anfíboles (Hbl) y plagioclasas con marcas de exsolución. Por otro lado, en la matriz se observan xenolitos de pómez con tamaños de 1.2 a 2.6 mm (Fig. 66 e)

Una particularidad para la muestra de fragmento juvenil ALJ-15C-A3, localizada en la sección S, en la parte basal de la unidad B, se observan fenocristales de anfíboles (Hbl) subredondeados, de 0.75 mm (Fig. 66 f), con bordes de reacción y reemplazamiento por piroxenos (Cpx) tabulares. También es posible observar un xenolito con una textura piroclástica con fenocristales de plagioclasa, anfíboles y líticos. Otro rasgo importante es que se observaron cristales de piroxeno (Cpx) con extinción en reloj de arena, característica de clinopiroxenos con alto contenido en titanio, posiblemente augitas titaníferas (Fig. 67 a).

Para la muestra de un fragmento juvenil ALJ-15B-E\*J, localizada en la sección N, en la parte media de la unidad H, se observan fenocristales de piroxenos (Cpx) subhedrales de 0.3 a 1.6 mm, con bahías de corrosión, con una textura en tamiz no muy marcada y marcas de exsolución paralelas a la foliación. Adicionalmente se observan xenocristales de anfíboles (Hbl.) con bordes de reacción con opacita (Fig. 67 b). Se observan diversos xenolitos, entre ellos a una lava de 7.5 mm, con una matriz microlítica de plagioclasas y fenocristales de anfíboles con bordes de reacción con opacita y piroxenos (Fig. 67 c). Otros consisten de una matriz alterada a calcita, con fenocristales de cuarzo y feldespato y rocas andesíticas con microlitos de plagioclasa y sericita en la matriz y fenocristales de piroxeno.

Para la muestra que corresponde a un fragmento juvenil ALJ-15B-E5 (Fig. 68 b), localizada en la sección N, en la parte media de la unidad H, se observa un fenocristal de anfíbol (Hbl) semi-redondeado de 1.7 mm con un borde de reacción por descompresión y de reemplazamiento de piroxenos (Cpx) (Fig. 67 d). Se observan también fenocristales de piroxenos (Cpx) de 2.1 mm con bahías de corrosión y un xenocristal de cuarzo anhedral de 4.5 mm (Fig. 68 a), con un borde de reemplazamiento por piroxenos. Devine et al. (1998) y Murphy et al. (2000) mencionan que existe evidencia microscópica importante de un evento de aumento de temperatura en donde fenocristales de cuarzo se encuentran con gran cantidad de bahías de corrosión y rodeados por piroxenos ricos en calcio, por ejemplo en la muestra ALJ-15B-E5.

Para la muestra de un fragmento juvenil ALJ-15D-M2 (Fig. 68; c y d) localizada en la sección E, en la parte media de la unidad H, se observan microlitos de plagioclasa con tamaños de 0.05 a 0.1 mm, piroxenos subhedrales y olivinos euhedrales en forma de cristales individuales y agregados glomeroporfídicos con tamaños de 0.05 a 0.1 mm. Se observan fenocristales escasos de plagioclasa, y piroxenos que en ocasiones muestran bahías de corrosión, así como xenocristales de anfíboles subhedrales de 0.2 mm, y xenolitos de lavas con plagioclasa, olivino y piroxeno de 2.1 mm.

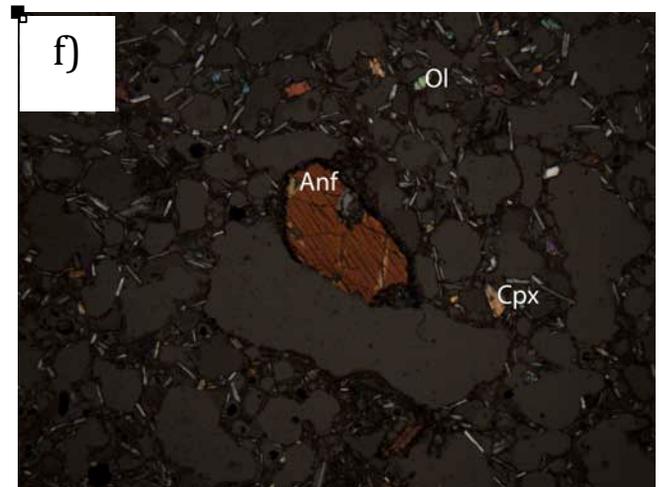
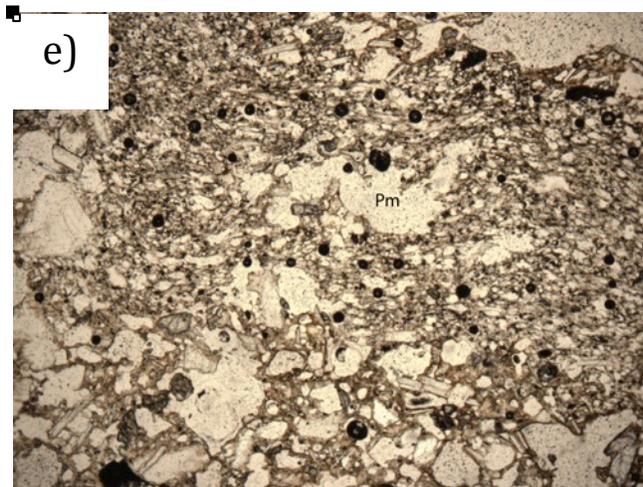
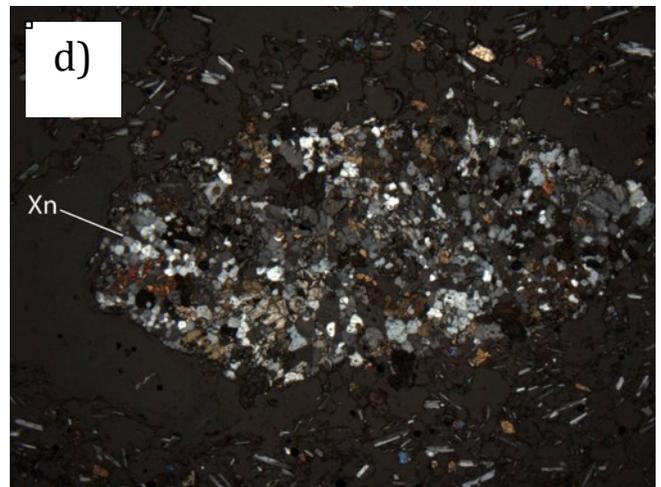
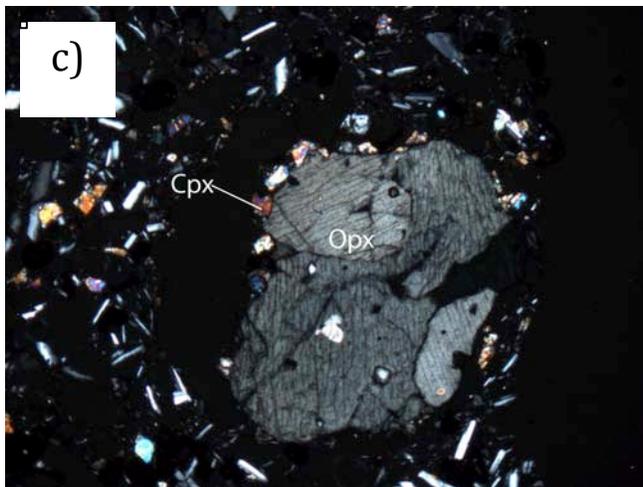
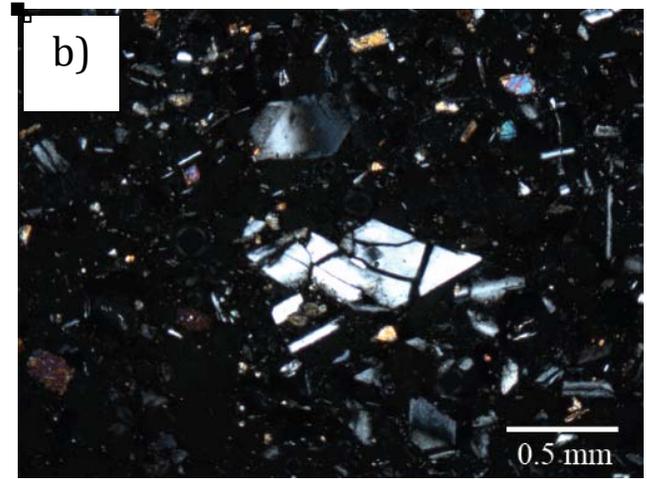
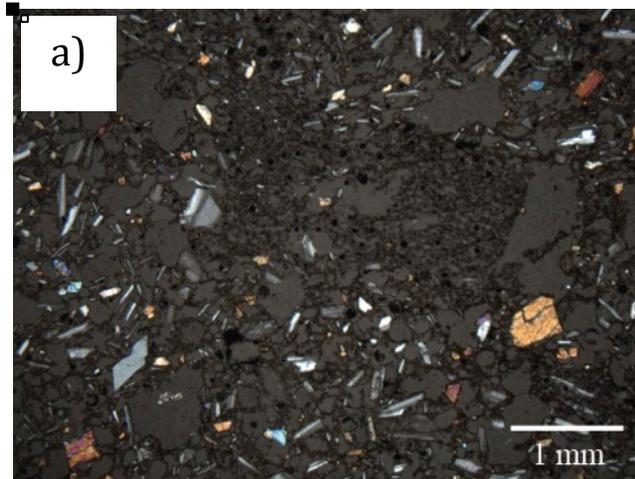


Fig. 66. a) Fotografías de la muestra de escoria juvenil ALJ-14A-A1, localizada en la sección W, en la unidad A, en donde se observa una matriz porfídica, microlítica, vesiculada con fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y plagioclasa (Plg), b) fenocristales de plagioclasa (Plg) con fracturas en rompecabezas, c) fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) con bahías de corrosión y borde de reemplazamiento, d) xenolito de una roca granítica con Qtz, Plg, Afs, Cpx y Anf, e) xenolito de pómez, f) Fotografía de la muestra de escoria juvenil ALJ-15C-A3, localizada en la sección S, en la unidad B, en donde se observa un fenocristal de anfíbol (Anf) con un borde de reacción con opacita y reemplazamiento por piroxenos (Cpx) tabulares.

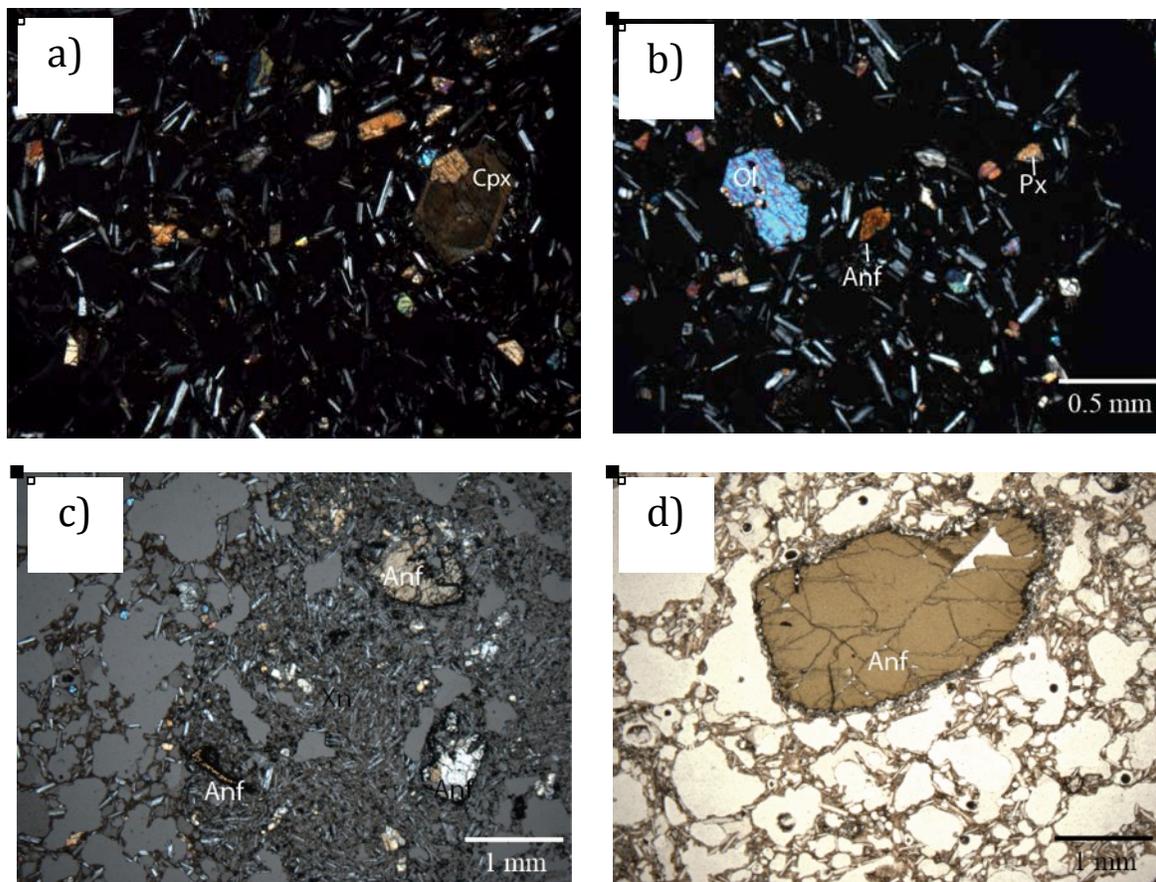


Fig. 67. a) Fotografía de la muestra de escoria juvenil ALJ-15C-A3, localizada en la sección S, en la unidad B, en donde se observa una matriz microlítica con olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx), un fenocristal de clinopiroxeno (Cpx) con extinción en reloj de arena, b) fotografías de la muestra de escoria juvenil ALJ-15B-E\*J, localizada en la sección N, en la parte media de la unidad H, en donde se observan fenocristales de olivino (Ol) , anfíboles (Anf) con borde de reacción a opacita y piroxeno, c) xenolito de una lava con fenocristales de anfíbol (Anf) con bordes de reacción y piroxenos, d) Fotografía de la muestra de escoria juvenil ALJ-15B-E5, localizada en la sección N, en la parte media de la unidad H, en donde se observa un fenocristal de anfíbol (Anf) con un borde de reacción de reemplazamiento de piroxenos.

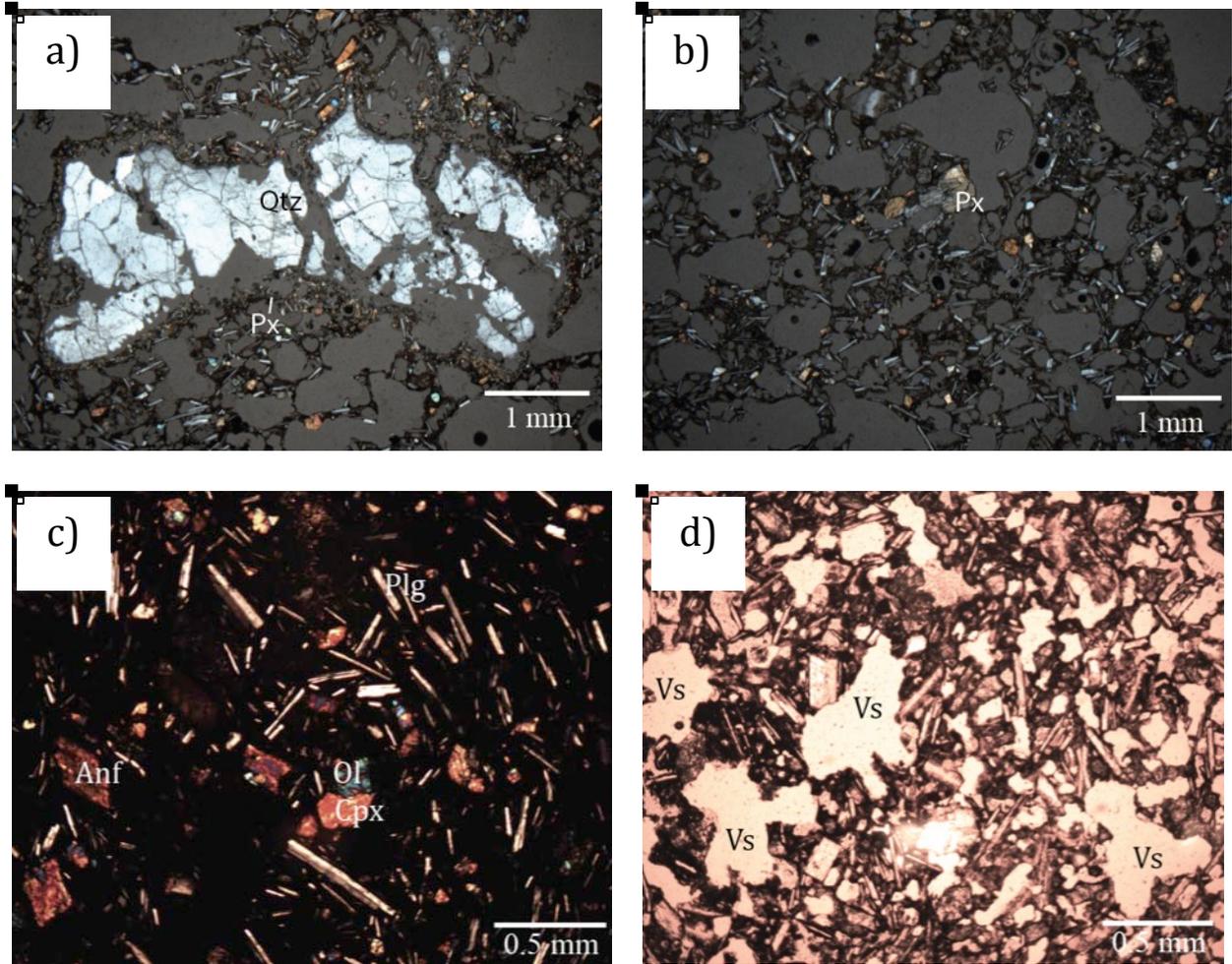


Fig. 68. a) Fotografías de la muestra de escoria juvenil ALJ-15B-E5, localizada en la sección N, en la parte media de la unidad H, en donde se observa un xenocrystal de cuarzo (Qtz) con un borde de reemplazamiento por piroxenos (Px), b) matriz vesiculada con agregados glomeroporfídicos de Cpx, c) ALJ-15D-M2, localizada en la sección E, en la parte media de la unidad H, en donde se observan a) microlitos de plagioclasa (Plg) con fenocristales de olivino (Ol) y piroxenos (Cpx), d) Vesículas con tamaños de 0.5 a 0.7 mm.

## 7.2 Geoquímica

Se analizaron un total de 15 muestras tomadas de las secciones W, N, E y S, así como para la lava andesítica basáltica que se localiza debajo de los depósitos de maar (Tablas 3,4, 5 y 6). Los análisis se realizaron con el objetivo de caracterizar las muestras químicamente, así como para clasificar a las muestras estudiadas, para lo cual se empleó el diagrama de TAS (Le Maitre, 1989), así como los diagramas tipo Harker para explicar si existe alguna relación entre diversos elementos mayores y traza, el fraccionamiento de las Tierras Raras (REE, siglas en inglés) en diversas fases minerales, así como el agrupamiento y comparación de un grupo de elementos incompatibles con respecto a la mineralogía típica del manto, pueden ser visualizados a través de diagramas multielementos o de tipo "Spider".

### 7.2.1 Clasificación geoquímica para rocas volcánicas

La clasificación del grupo de muestras de juveniles de Aljojuca caen dentro del campo de las andesitas basálticas (Fig. 69) ( $\text{SiO}_2 = 53.50$  a  $54.75$  % wt.,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.72$  a  $5.15$ ). Por otra parte, la lava andesítica basáltica presenta un valor mayor de sílice, y con una concentración de álcalis que disminuye con respecto a los juveniles ( $55.22\%$  wt de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.44$ ). Se observa que las muestras correspondientes a la sección Este parecen ser ligeramente más primitivas que las del resto, además de que no se observan agrupaciones de muestras, a excepción de las muestras correspondientes a las de las secciones N y E.

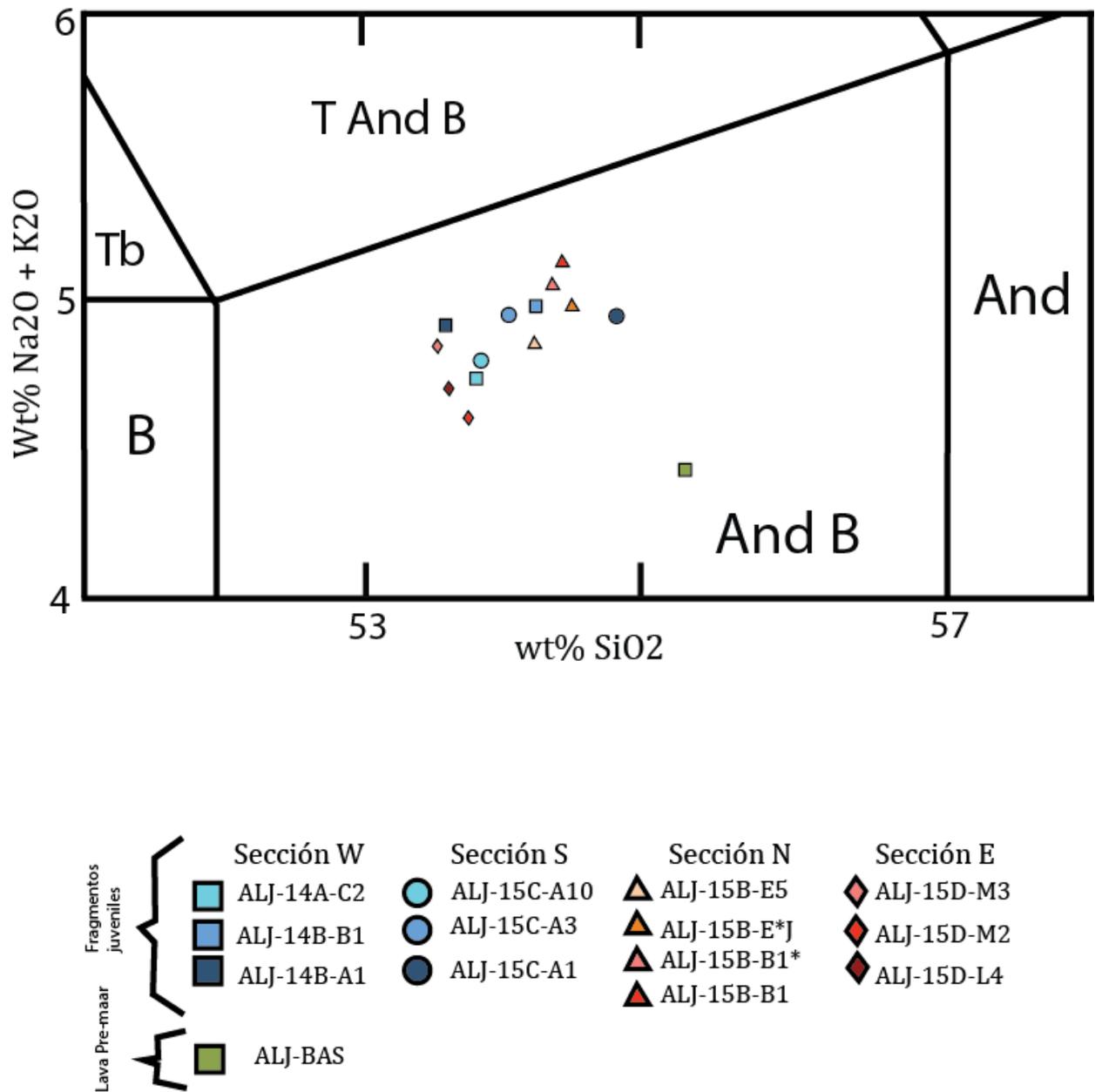


Fig. 69. Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Silica, modificado de Le Maitre et al., 1989), que muestra la clasificación química para juveniles del volcán Aljojuca. Las muestras que tienen el mismo color se localizan en la misma posición estratigráfica, pero en diferentes secciones. B=basalto, Tb= traquibasalto, TAndB= traquiandesita basáltica, And B= andesita basáltica, And= Andesita (ver Fig. 58, Cap. 5).

## 7.2.2 Diagramas de variación

### 1) Diagramas de variación para elementos mayores

Para la lava andesítica basáltica pre maar se observa un 55.22% wt de  $\text{SiO}_2$ , mientras que para el conjunto de juveniles de Aljojuca se presentan valores que varían de 53.50 a 54.75 % wt. En cuanto a las abundancias de los demás elementos mayores correspondientes a juveniles andesíticos-basálticos, se tiene que para  $\text{Al}_2\text{O}_3$  los valores van de 1.07 a 1.53 % wt;  $\text{Na}_2\text{O}$ , 3.59 a 3.96 % wt;  $\text{P}_2\text{O}_5$ , 0.22 a 0.25 % wt;  $\text{TiO}_2$ , 1.07 a 1.53 % wt;  $\text{K}_2\text{O}$ , 1.03 a 1.20 % wt;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 7.79 a 8.76;  $\text{MnO}$ , 0.13 a 0.14 % wt;  $\text{MgO}$ , 5.56 a 6.75 y  $\text{CaO}$ , 7.46 a 7.93. Para estas rocas, los diagramas muestran tendencias negativas para  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{CaO}$ . Estas tendencias indican fraccionamiento de diversos minerales; olivino, piroxenos, anfíboles y biotita para  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$ ; anfíboles y biotita para  $\text{MnO}$  y anfíboles, clinopiroxeno y plagioclasa para  $\text{CaO}$  (ej. Wilson, 1989). Las muestras pertenecientes a la sección norte se encuentran enriquecidas en dichos óxidos, mientras que las muestras de la sección Este tienden a ser menos enriquecidas conforme aumenta el  $\text{SiO}_2$  (Fig. 70).

Por otro lado, se presentan tendencias positivas para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , y  $\text{K}_2\text{O}$ , dando como evidencia la acumulación de estos óxidos en el magma.

*Tablas 3 y 4. Composición química de elementos mayores (% wt.) para juveniles de andesitas basálticas del volcán Aljojuca. Dichos análisis fueron realizados en el Instituto de Geología, en el Departamento de Geoquímica, UNAM, a través de la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX).*

Muestra	ALJ-BAS	ALJ-14A-A1	ALJ-14A-B1	ALJ-14A-C2	ALJ-15B-B1	ALJ-15B-B1*	ALJ-15B-E5	ALJ-15B-E*J
SiO <sub>2</sub>	55.37	53.565	54.078	53.692	54.509	54.351	54.317	54.41
TiO <sub>2</sub>	0.891	1.08	1.147	1.291	1.076	1.273	1.49	1.303
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.302	17.707	17.212	16.881	17.563	17.634	17.288	17.259
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.161	8.537	8.465	8.645	8.448	8.167	8.119	8.193
MnO	0.138	0.137	0.132	0.133	0.132	0.128	0.128	0.127
MgO	7.372	5.932	5.863	6.377	5.574	5.754	6.242	5.972
CaO	8.366	7.883	7.696	7.855	7.546	7.466	7.557	7.457
Na <sub>2</sub> O	3.067	3.801	3.823	3.659	3.973	3.916	3.809	3.847
K <sub>2</sub> O	1.385	1.134	1.176	1.089	1.199	1.17	1.078	1.159
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.218	0.243	0.235	0.225	0.246	0.246	0.233	0.236
LOI1	-0.15	0.04	0.09	-0.02	-0.15	-0.28	-0.28	-0.15
Suma	100.116	100.059	99.917	99.827	100.116	99.825	99.981	99.813

Muestra	ALJ-15C-A1	ALJ-15C-A3	ALJ-15C-A10	ALJ-15D-L4	ALJ-15D-M2	ALJ-15D-M3
SiO <sub>2</sub>	54.533	54.104	53.748	53.436	53.583	53.67
TiO <sub>2</sub>	1.387	1.109	1.089	1.115	1.525	1.134
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.229	17.275	17.131	17.118	16.82	17.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.755	8.65	8.647	8.689	8.238	8.787
MnO	0.125	0.135	0.134	0.131	0.127	0.136
MgO	5.857	6.074	6.264	6.671	6.736	6.31
CaO	7.53	7.658	7.862	7.646	7.914	7.813
Na <sub>2</sub> O	3.819	3.829	3.656	3.589	3.581	3.777
K <sub>2</sub> O	1.126	1.154	1.147	1.121	1.028	1.115
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.242	0.236	0.23	0.226	0.218	0.232
LOI1	0.37	-0.16	0.11	0.5	0.06	-0.13
Suma	99.973	100.064	100.018	100.242	99.83	100.194

*Tablas 5 y 6. Composición química de elementos traza (ppm.) para juveniles de andesitas basálticas del volcán Aljojuca. Dichos análisis fueron realizados en el Centro de Geociencias, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos, UNAM, por la técnica de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS).*

Muestra	ALJ-BAS	ALJ-14A-A1	ALJ-14A-B1	ALJ-14A-C2	ALJ-15B-B1	ALJ-15B-B1*	ALJ-15B-E5	ALJ-15B-E*J
Rb	27.22	25.40	25.78	24.34	25.38	25.51	24.35	25.55
Sr	565.57	503.42	497.21	482.97	528.85	527.15	515.08	523.39
Ba	424.02	385.66	394.27	366.36	406.33	403.24	388.08	402.14
Y	20.87	22.30	21.84	21.63	21.66	21.91	21.88	21.75
Ti	0.90	1.09	1.10	1.11	1.10	1.11	1.16	1.12
Zr	136.59	149.59	145.12	136.99	150.61	152.92	146.66	149.34
Hf	3.36	3.51	3.50	3.33	3.54	3.59	3.43	3.49
Nb	4.92	6.00	6.07	6.02	6.57	6.64	6.26	6.47
Ta	0.31	0.37	0.38	0.36	0.39	0.38	0.37	0.38
Th	6.60	2.19	2.17	2.43	2.18	2.20	2.12	2.25
U	1.91	0.66	0.65	0.63	0.64	0.64	0.59	0.66
La	20.96	16.22	15.67	14.71	16.68	16.70	16.10	16.65
Ce	43.78	35.02	34.51	33.70	35.82	36.06	34.85	35.80
Pr	5.81	4.78	4.74	4.89	4.82	4.81	4.66	4.78
Nd	22.72	19.66	20.00	21.18	20.48	20.64	20.11	20.41
Sm	5.13	4.72	4.65	4.49	4.67	4.55	4.53	4.56
Eu	1.40	1.39	1.37	1.31	1.45	1.40	1.40	1.41
Gd	4.63	4.56	4.51	4.34	4.49	4.55	4.53	4.49
Tb	0.67	0.68	0.68	0.71	0.67	0.68	0.68	0.67
Dy	3.80	4.04	4.02	3.95	3.95	4.0	4.02	3.95
Ho	0.75	0.80	0.79	0.77	0.78	0.79	0.79	0.78
Er	2.05	2.15	2.13	2.10	2.11	2.13	2.14	2.11
Yb	1.88	1.96	1.99	2.08	1.99	1.99	2.00	1.97
Lu	0.29	0.30	0.29	0.29	0.30	0.29	0.29	0.29
Ni	59.84	58.39	55.55	65.70	56.95	55.94	62.79	61.00
Co	31.93	29.98	29.51	31.67	29.06	28.78	30.97	30.10
V	188.19	180.83	181.17	187.64	175.35	178.00	191.86	181.38
Cr	248.71	163.96	149.83	171.25	146.40	148.22	157.80	158.76
Sc	24.03	18.13	23.43	67.40	20.22	19.83	21.92	21.01

Continuación

Muestra	ALJ-15C-A1	ALJ-15C-A3	ALJ-15C-A10	ALJ-15D-L4	ALJ-15D-M2	ALJ-15D-M3
Rb	25.98	24.67	25.05	24.04	26.02	24.26
Sr	523.52	514.23	502.70	510.99	503.77	510.73
Ba	405.78	400.48	389.13	408.63	394.37	385.51
Y	21.44	21.70	21.03	20.83	21.05	21.83
Ti	1.06	1.12	1.09	1.13	1.11	1.16
Zr	151.71	145.98	140.78	140.66	139.38	145.73
Hf	3.51	3.45	3.32	3.31	3.28	3.40
Nb	6.40	6.27	6.24	5.95	6.02	6.13
Ta	0.39	0.38	0.42	0.37	0.38	0.37
Th	2.44	2.22	2.17	2.10	2.32	2.16
U	0.69	0.63	0.69	0.65	0.66	0.61
La	17.07	16.34	15.83	15.55	16.11	16.12
Ce	36.54	35.27	34.28	33.54	34.40	34.59
Pr	4.91	4.73	4.60	4.51	4.68	4.69
Nd	20.60	20.23	19.67	19.32	19.57	19.94
Sm	4.68	4.57	4.46	4.43	4.65	4.63
Eu	1.44	1.42	1.38	1.38	1.44	1.45
Gd	4.47	4.49	4.37	4.32	4.37	4.48
Tb	0.66	0.67	0.65	0.65	0.65	0.67
Dy	3.89	3.96	3.86	3.83	3.83	3.97
Ho	0.78	0.78	0.76	0.76	0.77	0.79
Er	2.09	2.12	2.06	2.04	2.06	2.12
Yb	1.98	1.99	1.93	1.92	1.93	1.99
Lu	0.30	0.29	0.28	0.29	0.30	0.30
Ni	55.62	62.04	71.47	71.82	71.75	67.78
Co	28.35	30.87	31.51	32.06	32.47	32.03
V	170.59	185.12	183.99	184.61	187.35	194.60
Cr	150.59	159.43	178.26	253.43	182.36	171.44
Sc	19.84	21.13	21.24	22.69	23.71	22.97

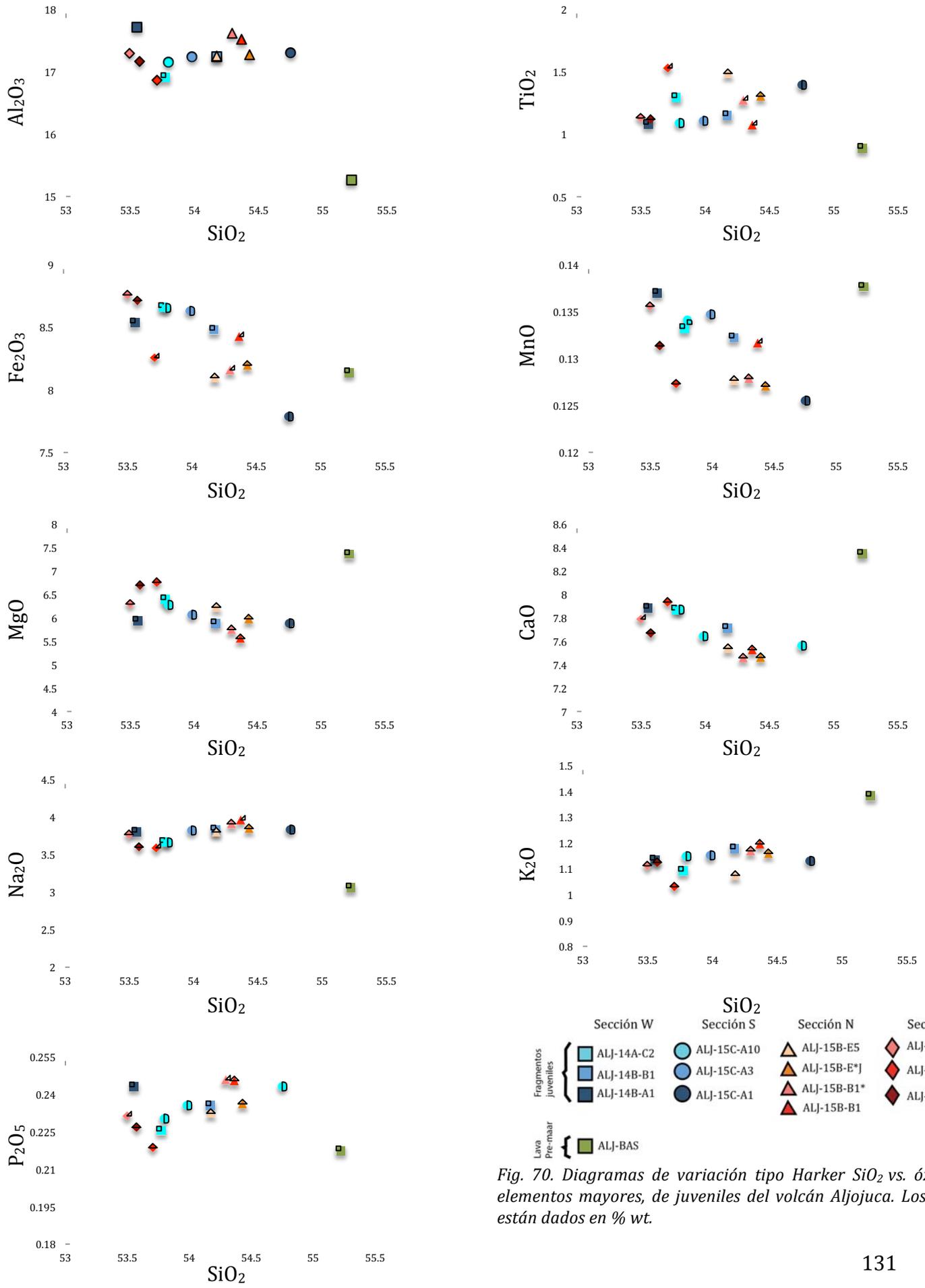
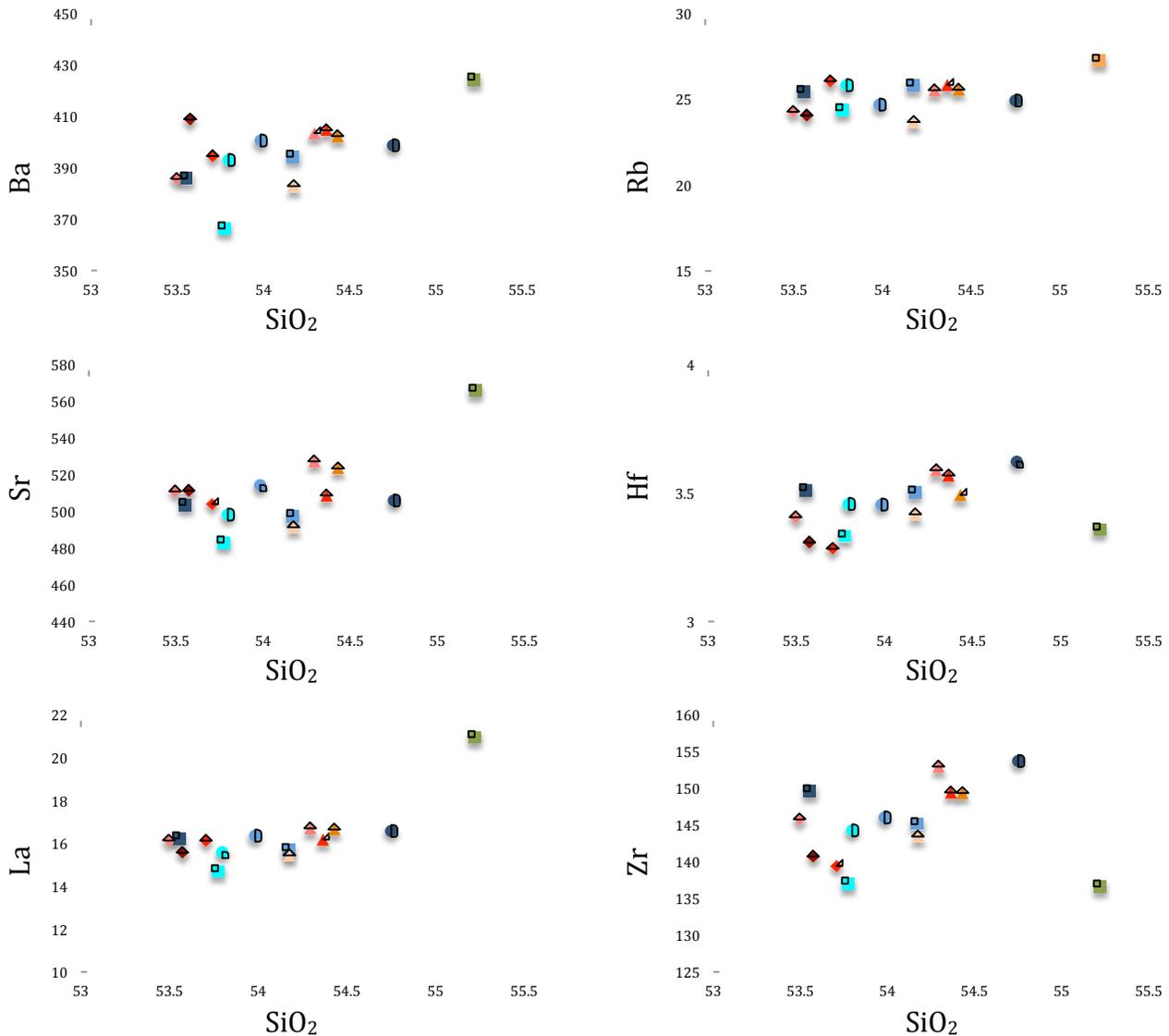


Fig. 70. Diagramas de variación tipo Harker  $\text{SiO}_2$  vs. óxidos de elementos mayores, de juveniles del volcán Aljojuca. Los valores están dados en % wt.

## 2) Diagramas de variación para elementos traza

Con respecto a los elementos traza en juveniles andesíticos-basálticos, se presentan concentraciones (Fig. 71) de Ba que varían de 366.36 a 408.63 ppm; Rb, 24.04 a 26.47 ppm; Sr, 482.97 a 528.85 ppm; Hf, 3.28 a 3.59 ppm; La, 14.71 a 17.07 ppm, Zr, 136.99 a 152.92 ppm; Nb, 5.95 a 6.64 ppm; Ta, 0.36 a 0.42; Cr, 146.03 a 253.43 ppm y Ni, 55.55 a 71.82. Los elementos traza Ba, Sr, Hf, La, Zr, y Nb presentan tendencias positivas, y para Rb y Ta los valores de wt% son constantes. Mientras que, para Cr y Ni se presentan tendencias negativas, representando fraccionamiento de olivino, piroxenos y óxidos de Fe y Ti (ej. Wilson, 1989).



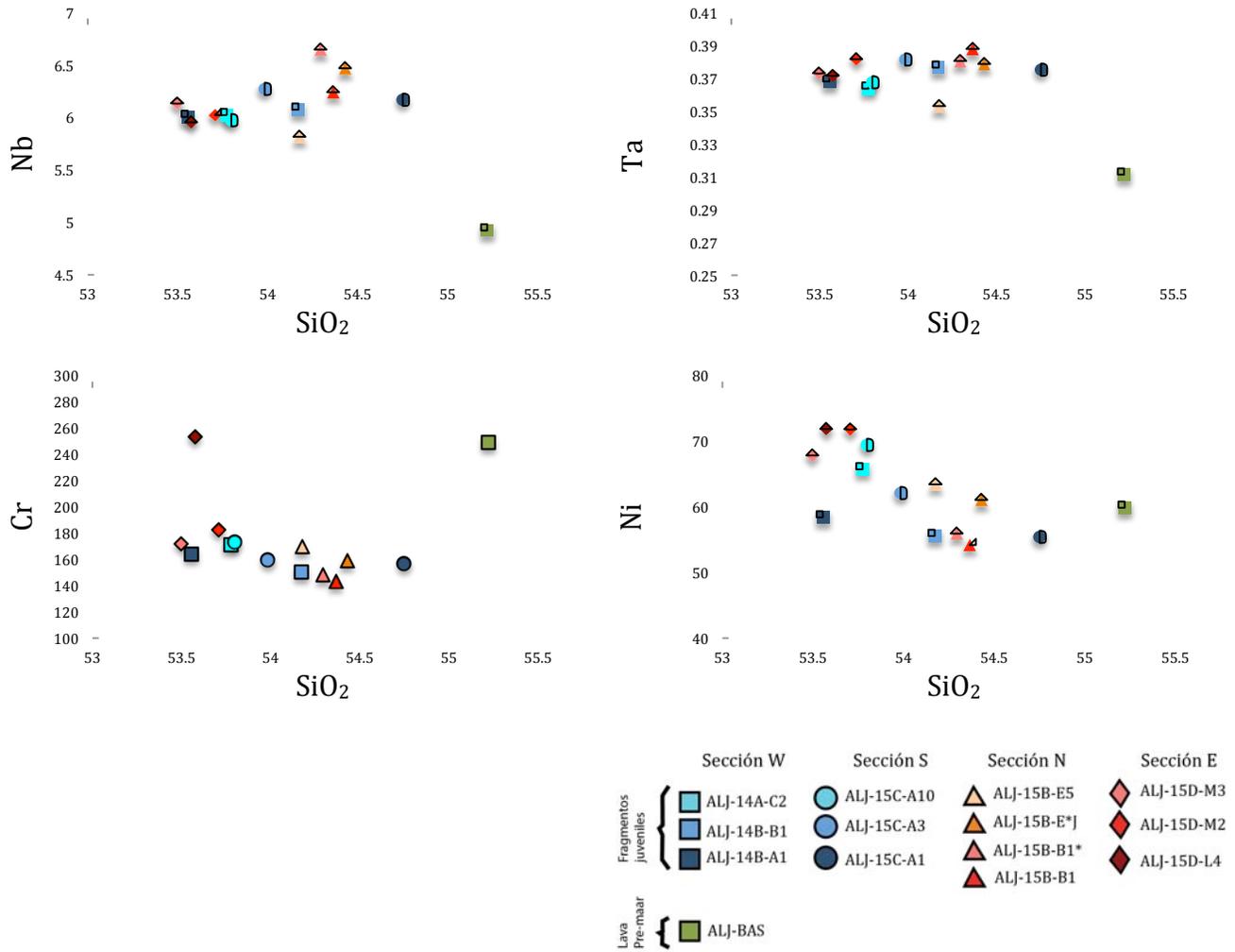


Fig.71. Diagramas de variación tipo Harker  $SiO_2$  vs. elementos traza para juveniles del volcán Aljojuca. Los valores de  $SiO_2$  están dados en % wt, mientras que para los elementos traza se expresa en ppm.

### 7.2.3 Diagrama de elementos de Tierras Raras (REE)

Las variaciones de las Tierras Raras (REE) se muestran en la fig. 72. Los datos analíticos fueron normalizados a un estándar en base a condritas de acuerdo a valores reportados por Haskin et al. (1968) y Nakamura (1974) (Ver Anexo, Tabla A). Es posible observar un agrupamiento con valores muy similares de las REE para los juveniles andesíticos basálticos, mientras que la lava pre maar andesítica basáltica se encuentra más enriquecida en LREE. Las muestras de juveniles presentan un enriquecimiento en las LREE ( $La_n$  44.69 – 51.88) y va decreciendo hacia las HREE ( $Lu_n$  8.39 – 9.03) generando una pendiente negativa pronunciada. La pendiente es negativa para LREE a excepción del Pr que muestra una anomalía positiva, mientras que para MREE la pendiente es pronunciada desde Sm ( $Sm_n$  21.84 – 23.77) hasta Dy ( $Dy_n$  11.15 – 11.76), excepto para la muestra ALJ-14A-C2 que forma una tendencia semi horizontal. Hacia la parte de HREE se observa una tendencia negativa, que hacia la parte final se observa una tendencia horizontal.

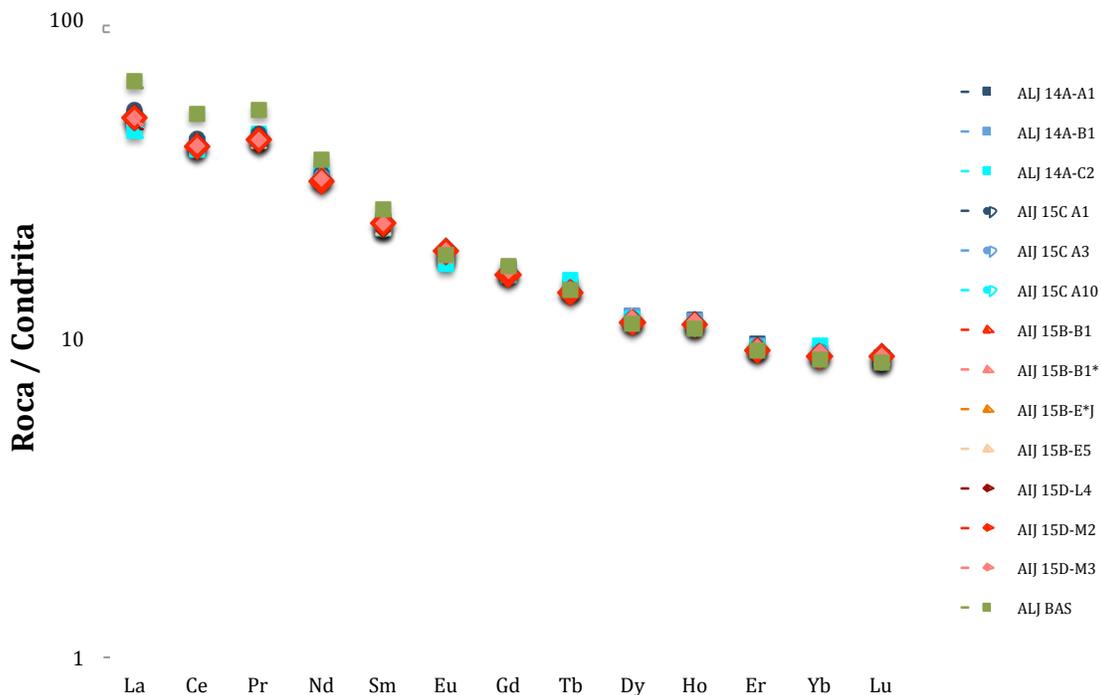


Fig. 72. Diagrama de elementos de Tierras Raras (REE) para juveniles y una lava andesítica basáltica pre maar. Los datos para dichos elementos se encuentran normalizados a condritas, en base a valores reportados por Haskin et al. (1968) y Nakamura (1974).

Por otra parte, se observa un enriquecimiento en LREE en las lavas pre maar andesíticas basálticas, lo que indica una mayor evolución magmática con respecto al conjunto de muestras de juveniles.

### 7.2.4 Diagrama multielementos

Los resultados correspondientes al diagrama multielementos se pueden observar en la fig. 73. Los datos de elementos traza incompatibles fueron normalizados con respecto al manto primordial de acuerdo a los valores reportados por Sun y McDonough (1989) (Ver Anexo, Tabla B). Se observa un dominio para el conjunto de muestras de juveniles, en donde comienza Cs con concentraciones por encima de 100 ppm y a partir de ahí se observa una disminución para Rb y Th. Se observan anomalías para Nb y Ta. Además, K y Pb muestran anomalías positivas, dando como evidencia su acumulación en el magma. El enriquecimiento en Pb puede estar relacionado por la adición de sedimento de corteza oceánica hacia la cuña del manto, así como de un enriquecimiento en la fuente magmática antes de la fusión, por un componente de Pb derivado del manto, con una relación baja de Ce/Pb (Miller et al., 1994), o por contaminación cortical (James, 1982). Es necesario realizar una caracterización isotópica

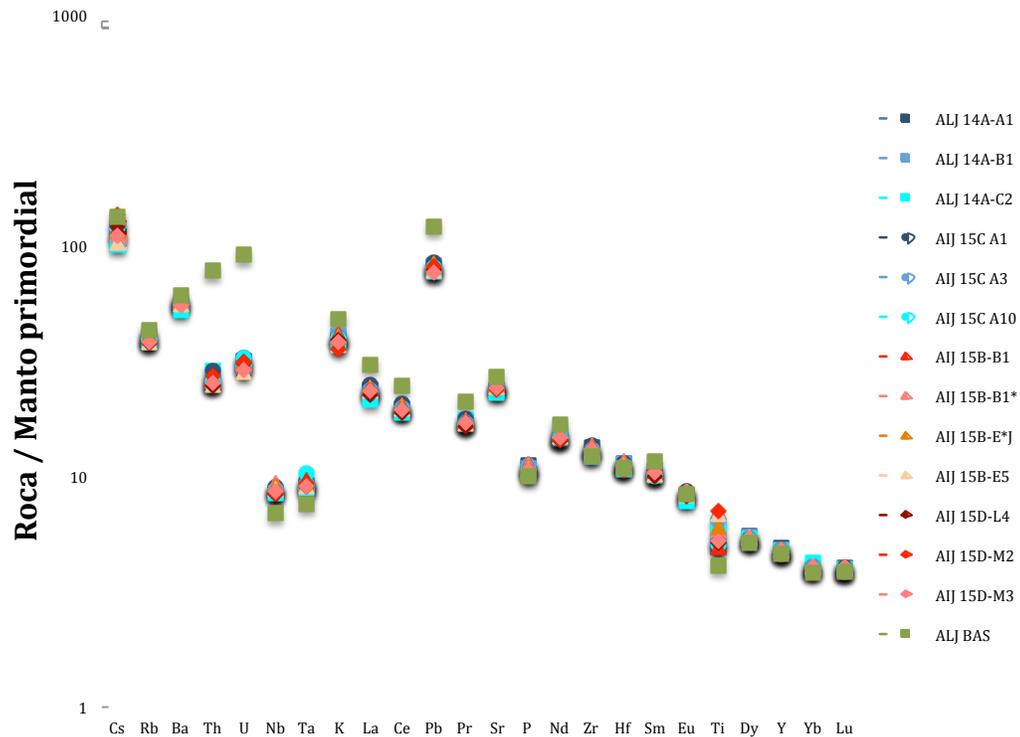


Fig. 73. Diagrama multielementos para juveniles y una lava pre maar. Los valores de los elementos incompatibles correspondientes a cada roca fueron normalizados con respecto al manto primordial con valores propuestos por Sun y McDonough (1989).

para explicar los procesos geoquímicos que dieron origen al o los magmas responsables del presente vulcanismo.

Desde Nd hasta Lu se observa una pendiente negativa, además el Ti exhibe una anomalía negativa muy marcada para las muestras ALJ-14A-A1, ALJ-14B-B1, ALJ-15C-A10, ALJ-15D-M4 y M3, para el resto de las muestras tienden a ser anomalías más suaves, indicando fraccionamiento en clinopiroxenos, anfíboles e ilmenita (ej. Wilson, 1989). Se observa una pendiente negativa para La y Ce, sugiriendo un respectivo fraccionamiento, por consiguiente, se observa una anomalía positiva para Sr acumulándose en el magma y negativa para P fraccionando a apatito, seguido de una anomalía positiva para Nd.

Por otra parte, la lava andesítica basáltica pre-maar sigue el mismo patrón correspondiente a los juveniles de Aljojuca, pero muestra un enriquecimiento en Rb, Ba y Th, y presenta anomalías de Nb-Ta, Sr, Pb y Ti más marcadas, por lo cual se considera que no se encuentran genéticamente asociadas.

## 8. EDAD DEL VULCANISMO

En un estudio reciente realizado por Bhattacharya et al. (2016), se reportan quince edades de  $C^{14}$  obtenidas a partir de diversos materiales encontrados en distintos niveles de profundidad en los sedimentos de la laguna de Aljojuca (Fig. 75), en donde se utilizaron técnicas de modelado Bayesiano para análisis de cambio climático. Las edades reportadas van de Cal BP 2112 a 2436 a una profundidad de 7.4 m y Cal BP 5-281 a 2.1 m. Sin embargo, una muestra ubicada a 12 m de profundidad, analizada con polen de pino queda fuera del rango anterior, y fue fechada en Cal BP 6210 a 6302, siendo la única que se sale del rango antes citado.

Por otra parte, en el presente trabajo se analizaron cinco edades de  $^{14}C$ , obtenidas a partir de carbón orgánico y de suelos (Fig. 74). La edad más antigua corresponde a carbón y es de  $4140 \pm 30$  BP; dicho carbón se localiza en un suelo en la sección E, que se encuentra en contacto con la unidad H. Las edades restantes corresponden a  $3360 \pm 30$  BP para un suelo localizado debajo de la secuencia de maar, en la sección S;  $3220 \pm 30$  BP para suelo localizado debajo de la secuencia de maar en la sección NW;  $2870 \pm 30$  BP, para carbón localizado dentro de un paleosuelo, debajo de la secuencia de maar en la sección W;  $1410 \pm 30$  BP, para un suelo localizado en la parte superior del primer cono de escoria localizado al este del maar Aljojuca.(Tabla 7).

Cabe destacar que dichas edades son más antiguas que las edades obtenidas por Bhattacharya et al. (2016), lo cual resulta coherente debido a que la secuencia de maar se formó previamente a los sedimentos del lago (Fig. 75). Sin embargo, la edad obtenida a 12 m de profundidad en los sedimentos del lago de Cal BP 6210 a 6302 es más antigua que el carbón analizado en el contacto con la secuencia de maar, por lo cual, no es coherente y no es muy confiable debido a que la edad ha sido obtenida a partir de polen. Esto se debe a que los pinos producen una gran cantidad de polen que es depositado en el lago por viento, por lo cual, hace que la cantidad de polen que se encuentra en los sedimentos pueda ser modificada.

Tabla 7. Edades obtenidas para las muestras de carbón y suelo localizados en la secuencia pre-maar de Aljojuca. La datación por radiocarbono fue realizada en Beta Analytic, Florida, E.U., mediante la técnica de Espectrometría de Masas con Aceleradores (AMS).

Muestra	Sección estratigráfica	Edad convencional de radiocarbono
<b>ALJ-EAST Carbón</b>	Este	4140 +/- 30 BP
<b>ALJ-13-01 Carbón</b>	Oeste	2870 +/- 30 BP
<b>ALJ-15NW* Suelo</b>	Noroeste	3220 +/- 30 BP
<b>ALJ-15C-Z* Suelo</b>	Sur	3360 +/- 30 BP
<b>ALJ-CONE-W Suelo</b>	Cono de escoria 1	1410 +/- 30 BP



Fig. 74 Mapa obtenido a partir de una imagen digital de Google Earth, que muestra la localización de las muestras de suelo y carbón, las banderillas de color café corresponden a muestras de suelo y las banderillas de color negro a carbón.

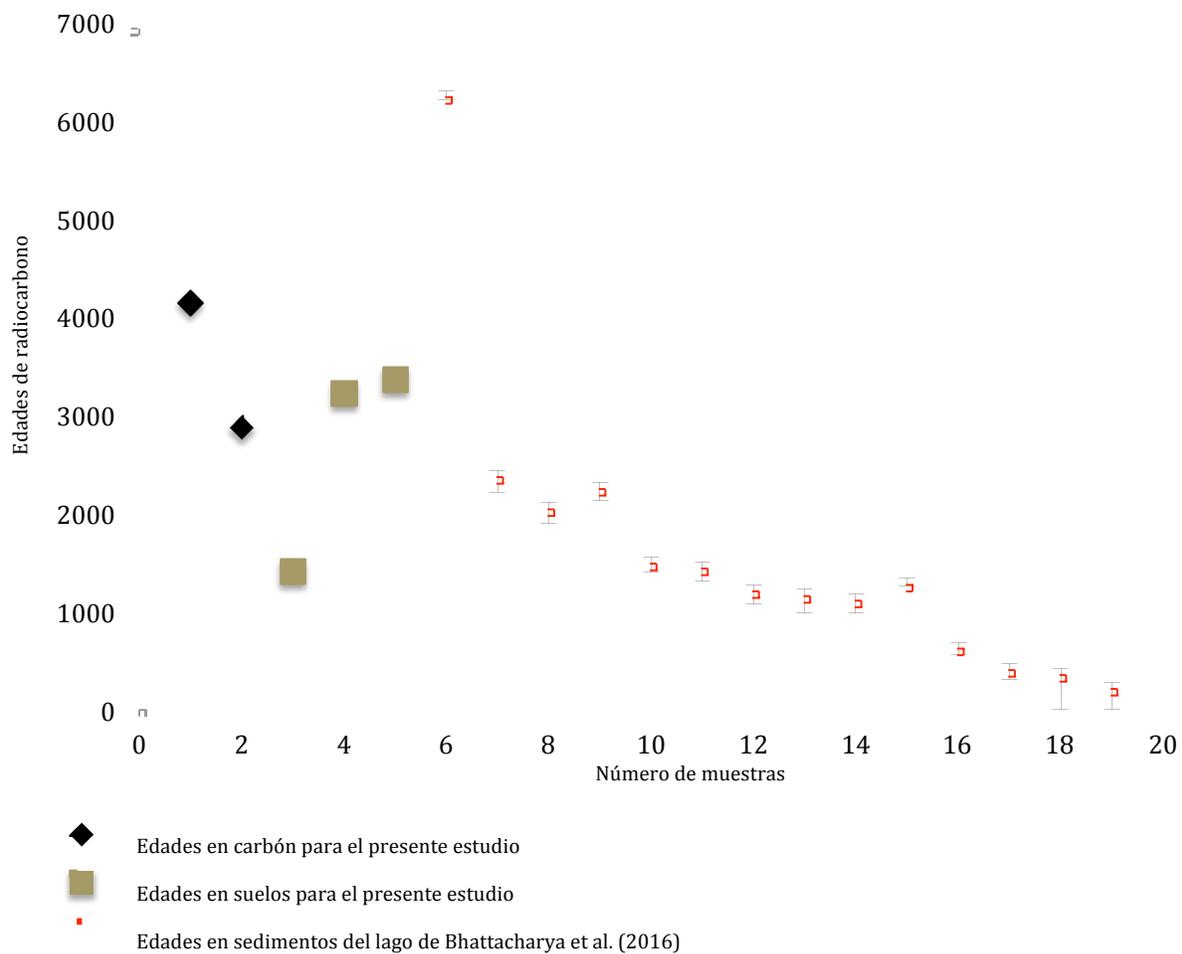


Fig. 75 Gráfica que representa una comparación de edades convencionales de radiocarbono para las muestras analizadas de carbón y suelo en el presente estudio y rangos de edades calibradas  $2\sigma$  de  $C^{14}$  de las muestras analizadas por Bhattacharya et al. (2016).

## 9. DISCUSIÓN

A partir de las evidencias del trabajo de campo, de los análisis granulométricos y de componentes, así como de la descripción y el análisis de facies, ha sido posible establecer una secuencia de eventos registrados en las diferentes columnas estratigráficas levantadas, que han permitido interpretar y reconstruir la evolución eruptiva de dicha estructura volcánica. Los parámetros anteriores han permitido determinar que los depósitos de maar han sido emplazados a través de diferentes mecanismos eruptivos asociados principalmente a oleadas basales, caída de lapilli y bloques balísticos.

Es evidente que en el área de Aljojuca existe una debilidad cortical E-W que ha permitido desarrollar un alineamiento de tres conos de escoria y el maar. Una particularidad para el maar Aljojuca es que las condiciones en las que se desarrolló el cráter principal y el sector oriental, fueron distintas. La actividad eruptiva comenzó en el lado E construyendo tres conos de escoria, en donde el más antiguo es el más oriental, seguido por el de la parte media y el más joven el que se encuentra a un costado del maar Aljojuca (Fig. 76). La actividad eruptiva continúa posteriormente hacia el occidente para formar el cráter Aljojuca, mostrando un claro cambio en el estilo eruptivo, y al final la actividad migra hacia el borde E del cráter Aljojuca. Es posible visualizar esta temporalidad debido a evidencias en el campo y relaciones de corte.



*Fig. 76. Imagen de Google Earth en donde los números indican la secuencia temporal de las estructuras volcánicas en el área de Aljojuca, conos de escoria y maar.*

## 9.1 Reconstrucción eruptiva del cráter Aljojuca

La evolución del maar Aljojuca incluye dos etapas principales de formación. La primer etapa incluye al desarrollo del cráter principal de Aljojuca, en donde se han descrito seis unidades estratigráficas (A, B, C, D, E y F). La segunda etapa incluye el desarrollo de una estructura posiblemente fisural con una orientación E-W, que modificó el flanco oriental del volcán (Fig. 76), y fue acompañado de al menos dos unidades litoestratigráficas (G y H; etapas 4 y 5). Cabe destacar que no es posible observar los depósitos del cráter principal sobre el sector del Este y/o viceversa, y la posición de las unidades y los espesores son distintos, lo cual sugiere que el sector occidental se formó primero, y posteriormente se desarrolló posiblemente una fisura través de la cual se produjeron explosiones en distintos puntos para finalizar con una coalescencia de ambos sectores (Fig. 77). Para tratar de explicar los procesos que dieron origen al maar, se ha propuesto un modelo secuencial evolutivo (Fig. 78), que involucra al menos 5 diferentes fases eruptivas, con explosiones freatomagmáticas y estrombolianas efímeras.

La secuencia estratigráfica del cráter principal comienza con el emplazamiento de la unidad A, con una capa de 90% lapilli juvenil de caída. Esta primer fase corresponde a una fase inicial con un aporte magmático explosivo predominante, es decir de tipo estromboliano (ej. Chako-Tchamabé et al., 2015), en donde el foco eruptivo podría haber estado localizado en puntos cercanos al noroeste, en donde los depósitos son de mayor espesor, y en donde posiblemente el magma fue capaz de llegar a la superficie dentro de un corto tiempo, con una tasa alta de aporte que facilita su ascenso directo a la superficie, sin interactuar con agua subterránea o sedimentos saturados (Guilbaud et al., 2009; Kereszturi y Németh, 2012; Aranda-Gómez et al., 2013; Chako-Tchamabe et al., 2015). La forma, vesicularidad y densidad de las partículas emitidas, su buena clasificación, soporte de clastos y espesor delgado, indican que se trata de erupciones estrombolianas pequeñas y de corta duración. Por otro lado, es necesario realizar un análisis morfológico de partículas para los fragmentos juveniles, así como datos de vesicularidad, densidad, etc., para comprobar dicho estilo eruptivo. La capa inicial de caída de escoria juvenil es sobreyacida por capas de oleadas con abundante lapilli acrecional y estratificación cruzada, con capas finas de lapilli juvenil de caída subordinadas (Facies L1 y

L4). Dicha actividad consiste de una fase freatomagmática con oleadas basales, en donde la eficiencia de la transferencia de energía es óptima cuando existe un alto grado de fragmentación en el depósito (Pedrazzi et al., 2014). Usualmente, cuando ocurre actividad magmática como al inicio en la erupción de Aljojuca, se generan fluctuaciones de presión en la columna magmática en donde la descompresión de los volátiles puede desarrollar fracturamiento local de las paredes del conducto. Por consiguiente la cantidad de magma disponible disminuye debido a la fase eruptiva inicial, y el debilitamiento del conducto probablemente permitió el acceso del agua (Gutmann, 2002), posiblemente generando de esta manera a los depósitos de oleadas basales de la unidad A.

La segunda fase corresponde a las unidades B y C. La unidad B consiste en la alternancia de horizontes de brechas de gran espesor de caída con gradación normal y capas de ceniza con estratificación cruzada en la base y estratificación cruzada difusa hacia la cima; cabe destacar que la primer brecha presenta un enriquecimiento de material juvenil en la parte basal (Facies L2, L3 y L4). Adicionalmente, los horizontes de brechas predominan sobre las capas de oleada y muestran un cambio en el porcentaje de componentes, aumentando el contenido de lavas que se encuentran en el subsuelo y de rocas sedimentarias (Ver Cap. 5), lo cual sugiere que en esta etapa ocurrió un episodio de profundización del foco eruptivo, en donde el cráter se empieza a abrir y a ampliarse (ej. Martí et al., 1986; Carrasco-Núñez et al., 2007; Martí et al., 2011; Pedrazzi et al., 2014; Chako-Tchamabé et al., 2015). En la parte media y superficial se observan brechas de caída en donde su base se encuentra enriquecida en material juvenil, lo que sugiere una actividad intermitente en donde se originaban explosiones freatomagmáticas y explosiones estrombolianas efímeras, probablemente asociadas al agotamiento de aporte de agua en ese momento. Cabe destacar que dichas capas con enriquecimiento en material juvenil, así como las capas superiores de la unidad B, no ocurren en la sección W, esto probablemente debido a que la o el conjunto de explosiones que originaron a esta secuencia se localizaba en un punto cercano al lado NW o la dirección del viento era preferencialmente hacia dicho sector.

La unidad C consiste en capas de ceniza predominante con laminaciones, estratificación cruzada y dunas, abundante lapilli acrecional y bloques balísticos que deforman por impacto.

Este episodio corresponde al desarrollo de explosiones freatomagmáticas, sin embargo, en la parte basal se observa un horizonte con 95% de material juvenil, que sugiere que al principio ocurrió una explosión estromboliana no sostenida, y que corresponde a un evento de corta duración (Facies L1, L2 y L4).

La tercera fase representada por la unidad D, consiste de una brecha caótica compuesta de diversas lavas andesíticas-basálticas, lavas alteradas, lavas dacíticas alteradas y rocas con estratificación en hojuela. Tiene un espesor máximo de 3.0 m compuesta de lapilli y bloques angulares (Facies L4 y L5). Pedrazzi et al. (2014) explican que este tipo de brechas de explosión indican una fase de mayor profundización y ensanchamiento del cráter debido a una mayor afluencia de agua freática dentro del conducto. Adicionalmente, Chako-Tchamabé et al. (2015) explica que su composición heterolitológica sugiere que fue formada por una serie de explosiones pequeñas que ocurrieron a poca profundidad ( $\leq 100\text{m}$ ), fragmentando y mezclando líticos y magma fragmentado, posteriormente transportado al conducto a través de *debris jets*, antes de ser expulsados a la superficie por explosiones someras, y de esta manera apoyando el modelo de Valentine y White (2012). Cabe destacar que dicha brecha de explosión tiene un espesor mayor de 3 m en la sección W, mientras que en la sección NW solamente tiene 1 m; ésto es posible que pueda indicar que la posición de las explosiones que generaron a esta brecha se localizaba cerca del lado W, probablemente sobre el alineamiento E-W.

La cuarta fase está representada por las unidades E y F. En la unidad E, la interacción agua magma fue muy eficiente y se mantuvo por más tiempo, ésto debido a que consiste del espesor mayor de la secuencia con predominancia de capas de ceniza con laminaciones, abundante lapilli acrecional, estratificación planar con deformación muy desarrollada por caída de bloques balísticos, así como capas delgadas de caída intercaladas (Facies L2 y L4). Dichas capas estratificadas pudieron originarse a partir de oleadas basales, así como de mecanismos de caída (Chough y Sohn, 1990).

La unidad F consiste de intercalación de brechas de caída predominantemente, con capas de oleada. La unidad comienza con una brecha de explosión con espesor máximo de 2.0 m, con

clastos orientados y su parte basal se encuentra enriquecida en material juvenil. El inicio de esta fase sugiere que ocurrió actividad explosiva intermitente de explosiones freatomagmáticas con la depositación de una corriente piroclástica de densidad con fragmentos heterolitológicos y explosiones estrombolianas efímeras.

En la quinta fase, el foco eruptivo migra hacia el sector Este generando explosiones freatomagmáticas poco eficientes a lo largo de una fisura orientada en la dirección E-W, y rompiendo el flanco oriental del cráter principal, previamente formado. Dichas explosiones fragmentaron a la lava andesítica basáltica en bloques de algunos metros y al resto de la secuencia pre-maar, generando una brecha caótica de al menos 4 m de espesor, correspondiente a la unidad G. Posiblemente, este proceso estuvo acompañado por deslizamientos de la pendiente causados por la inestabilidad generada por las explosiones previas. Posteriormente a la formación de la depresión lateral del sector oriental del cráter, se desarrollaron explosiones freatomagmáticas muy eficientes, dirigidas hacia el flanco Este, con capas subordinadas de caída con enriquecimiento en material juvenil correspondientes a la unidad H. Cabe destacar que las erupciones freatomagmáticas se mantuvieron constantes, contemporáneamente con actividad magmática, permitiendo el desarrollo de capas delgadas de caída muy esporádicas de material juvenil de hasta 0.50 m.

Es claro que los diferentes depósitos fueron generados a través de mayores explosiones freatomagmáticas y estrombolianas efímeras en diferentes niveles de la secuencia estratigráfica, así como las distintas asociaciones de facies sugieren que el aporte de agua no fue constante, generando una erupción compuesta de diversos pulsos. Según Chako-Tchamabé et al. (2015) la fluctuación vertical de proporción de material juvenil en la secuencia estratigráfica, puede estar relacionada con variaciones en el flujo magmático, dado que los volcanes tipo maar se encuentran dominados por líticos accidentales, o podría estar relacionada con migración del foco eruptivo. La variación de la mediana de los clastos ( $Md\phi$ ) demuestra cambios drásticos entre depósitos asociados a oleadas y a depósitos de caída, lo cual indica que la energía de la erupción tuvo ligeras variaciones verticales (ej. Wohletz, 1986). Sin embargo, en la unidad C se observa una secuencia estable en donde posiblemente la energía de la erupción se mantuvo constante. La clasificación de los depósitos es

mayormente pobre ( $\sigma\phi$ ), con pocos sectores estratigráficos bien clasificados (ej. Cas y Wright, 1987), lo cual confirma las evidencias del campo de que los

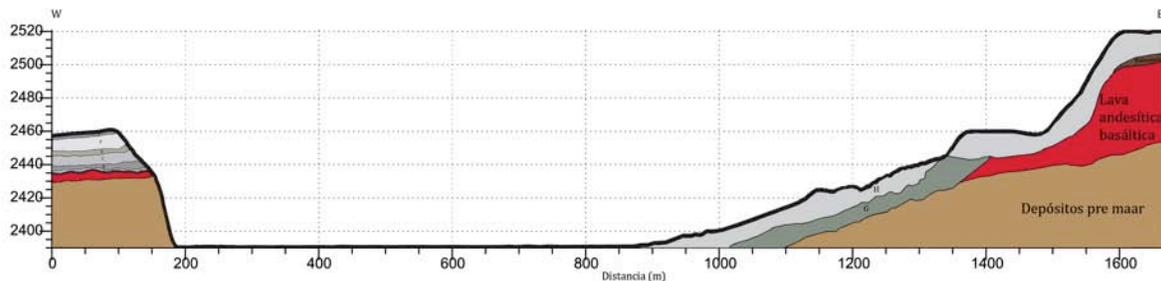
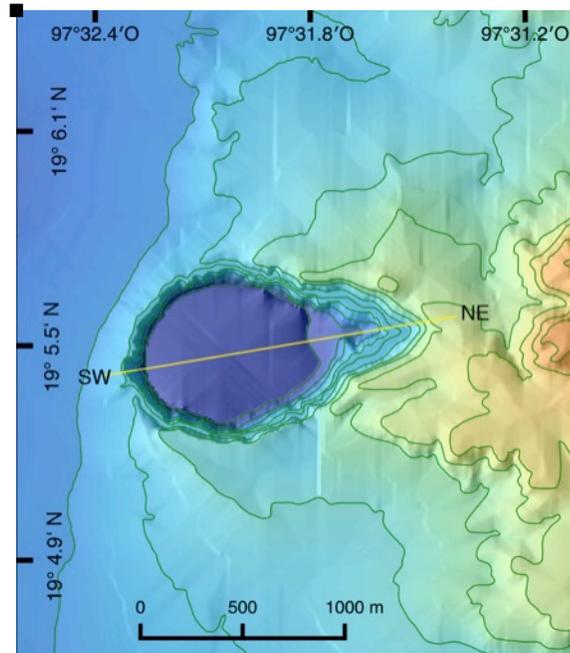


Fig.77 a) Mapa digital topográfico del maar Aljojuca, en donde la línea amarilla corresponde a un perfil topográfico SW-NE, b) Perfil topográfico W-E, en donde el flanco oeste muestra la posición de las unidades estratigráficas (A, B, C, D, E y F) para el cráter del W, y el flanco este muestra la posición de las unidades estratigráficas (G y H) buzando hacia la laguna.

depósitos de Aljojuca corresponden a mecanismos de transporte de oleadas basales y de caída de tefra. La morfología irregular del cráter indica que posiblemente, el foco eruptivo migró desde el sector W hacia el E, a través de una fisura SW-NE, fragmentando la roca encajonante y a través de sedimentos de retrabajo volcánico denominados como “Toba Café”. Esto es evidenciado por los componentes presentes en los depósitos, los cuales incluyen diversas lavas andesíticas basálticas y rocas sedimentarias con morfologías angulares, que

eran parte de paquetes de rocas consolidadas, así como clastos de pómez semi redondeados en menor proporción, los cuales se localizan en los depósitos pre-maar de Toba Café.

Adicionalmente, para el caso del maar Tecuitlapa, que se localiza a 5.6 km al NW de Aljojuca, se presenta un espesor pequeño de depósitos no consolidados sobre calizas y andesitas pre-maar, que impidieron la profundización y penetración de explosiones y en su lugar se desarrolló una migración lateral en el material poroso denominado como "Toba Café" con espesores variables de 10 -40 m (Ort y Carrasco-Núñez, 2009), sin embargo, el suplemento de sedimento y agua no fue suficiente para mantener activo el foco eruptivo en una sola posición, entonces la influencia de las rocas consolidadas subyacentes fue mayor. A diferencia del maar Tecuitlapa, el maar Atexcac que se localiza al norte de la cuenca, cuenta con el mismo substrato correspondiente a la Toba Café, pero con un espesor menor de 24 m, lo cual permitió la profundización y penetración de las explosiones, tanto que los depósitos freatomagmáticos presentan líticos accidentales de andesitas, y calizas (Carrasco-Núñez et al., 2007); lo cual se considera que han sido generados en ambientes de substrato mixto (Ross et al., 2011). Además, López-Rojas y Carrasco-Núñez (2016) mencionan que la migración del foco eruptivo no es necesariamente sistemática, ya que pueden ocurrir explosiones simultáneas producidas en diversas zonas y profundidades. Por otro lado, Sohn y Park (2005) describen que la migración del foco eruptivo se debe a la obstrucción del foco eruptivo original por relleno de material piroclástico, debido al colapso de flancos del cráter. White (1996) y Auer et al. (2007) explican que los sedimentos saturados en agua sufren licuefacción por ondas de choque, produciendo que estos fluyan dentro del cráter, y el resultado de este proceso será un ensanchamiento lateral del cráter.

Es posible que los depósitos del maar Aljojuca hayan sido generados a través de una mezcla de substratos fracturados y granulares, desarrollando pulsos inestables en mayoría (Unidad B), y pulsos sostenidos (Unidad C), haciendo posible la construcción principal del cráter en el sector oriental, produciendo explosiones húmedas y secas. Subsecuentemente, el cráter tiene un ensanchamiento hacia el sector occidental producto del movimiento del foco eruptivo, generando explosiones a lo largo de la fisura SW-NE. White (1996) sugiere que las erupciones freatomagmáticas sostenidas son resultado de la mezcla del magma con agua cargada de

sedimentos, debido a una mayor eficiencia de mezcla entre ambos, causada por la alta densidad del agua con sedimentos.

Por otro lado, la composición química que se reporta tanto para las secuencias emplazadas en el cráter principal como para la depresión oriental, es similar, lo cual sugiere que se trata de una misma fuente que podría tratarse de un solo dique alimentador. En cambio, el material juvenil de los depósitos piroclásticos es diferente al de las lavas pre-maar.

La lava pre-maar andesítica basáltica con plagioclasa y olivino, que se observa dentro del cráter, presenta un enriquecimiento en LREE con respecto a los juveniles de Aljojuca, lo cual sugiere que esta última es una lava más evolucionada. Para el diagrama multielementos o “spider” se observan diversas anomalías asociadas a fraccionamiento de minerales o acumulación en el magma, y se observa la anomalía Nb-Ta, típica de firma de arco continental. Cabe destacar que no se analizaron tendencias o líneas de descenso para las muestras de juveniles en conjunto con la lava pre-maar, debido a que solamente se analizó una muestra.

Por otra parte, es evidente la diferencia de tamaño de los productos eruptivos de la actividad freatomagmática y magmática, las muestras de juveniles asociados a actividad freatomagmática presentan tamaños de vesículas de 0.06 a 1.4 mm, mientras que las asociadas a actividad estromboliana tienen tamaños de 0.07 a 7.25 mm. Se muestra una asociación mineralógica de  $\text{Plg} > \text{Cpx} > \text{Ol}$ , en donde se observan también escasos cristales de hornblenda con bordes de reacción, que indican condiciones de desequilibrio y por lo tanto, no ligados al mismo magma que originó la componente juvenil.

Con respecto a la edad del vulcanismo, Negendank et al. (1985) reportan edades para lavas de los conos de escoria en el área de Aljojuca de  $^{14}\text{C}$  de 20, 000 a 30, 000 años. Así mismo, los depósitos pre-maar incluyen un horizonte de caída de pómez riolítica y cristales de biotita, denominada como Pómez Quetzalapa, originada en una erupción subpliniana en el Complejo Volcánico de Las Cumbres (Rodríguez, 2005), de edad de 23 000 años (Rodríguez et al., 2002). Dicho horizonte se localiza en la parte inferior de los depósitos pre-maar en Aljojuca.

Tomando en cuenta las edades de radiocarbono obtenidas en el presente trabajo, así como las edades obtenidas por Bhattacharya et al. (2016) en los sedimentos lacustres del lago, se le asigna una edad holocénica a la erupción de Aljojuca.

En un campo volcánico monogenético, la tasa de recurrencia es difícil de determinar debido a que la actividad eruptiva es de frecuencia baja (Molloy et al., 2009). Adicionalmente, la formación de este tipo de vulcanismo dentro de la CSO parece haberse originado en un tiempo geológico muy reciente (ej. maar Tecuitlapa; ej. Alchichica, Carrasco-Núñez, com. personal, 2016), en donde es posible que la actividad magmática permanezca latente, lo cual tiene implicaciones de peligro. Según Becerril et al. (2013), al estudiar el vulcanismo de la Isla de Hierro, en las Islas Canarias, sugiere que los intervalos de recurrencia de las erupciones son altamente variables, en campos volcánicos en donde la duración de la actividad es desconocida. Otro ejemplo corresponde a Chako-Tchamabé et al. (2015), en donde demuestra que la reactivación de las erupciones del cráter Barombi Mbo hasta después de 0.5 Ma.

Para el caso de Aljojuca, se sugiere que se desarrolló en un acuífero combinado, en donde la parte somera está predominado por depósitos no consolidados "Toba Café" (Substrato suave), y en la parte profunda se encuentran lavas andesíticas, calizas y lutitas (Substrato competente), por lo cual, estas condiciones permitieron que el foco eruptivo excavara en el lado W, migrara y profundizara de nuevo pero hacia el lado E (ej. Lorenz, 2003; Ort y Carrasco, 2009)

Cabe destacar que el patrón estructural del campo volcánico jugará un papel importante en futuras erupciones, sin embargo, dentro de la CSO, el régimen estructural es poco evidente. Es necesario conocer las edades de este tipo de vulcanismo, su régimen estructural, la existencia y orientación de diques magmáticos, y la distribución de acuíferos para poder definir áreas probables de peligro volcánico. En el área de Aljojuca se pueden incluir diversos estilos eruptivos, desde actividad estromboliana en los conos de escoria, con productos de caída de ceniza-escoria y flujos de lava, hasta freatomagmática y magmática en el maar Aljojuca, con caída de lapilli, bloques y ceniza y el desarrollo de oleadas basales.

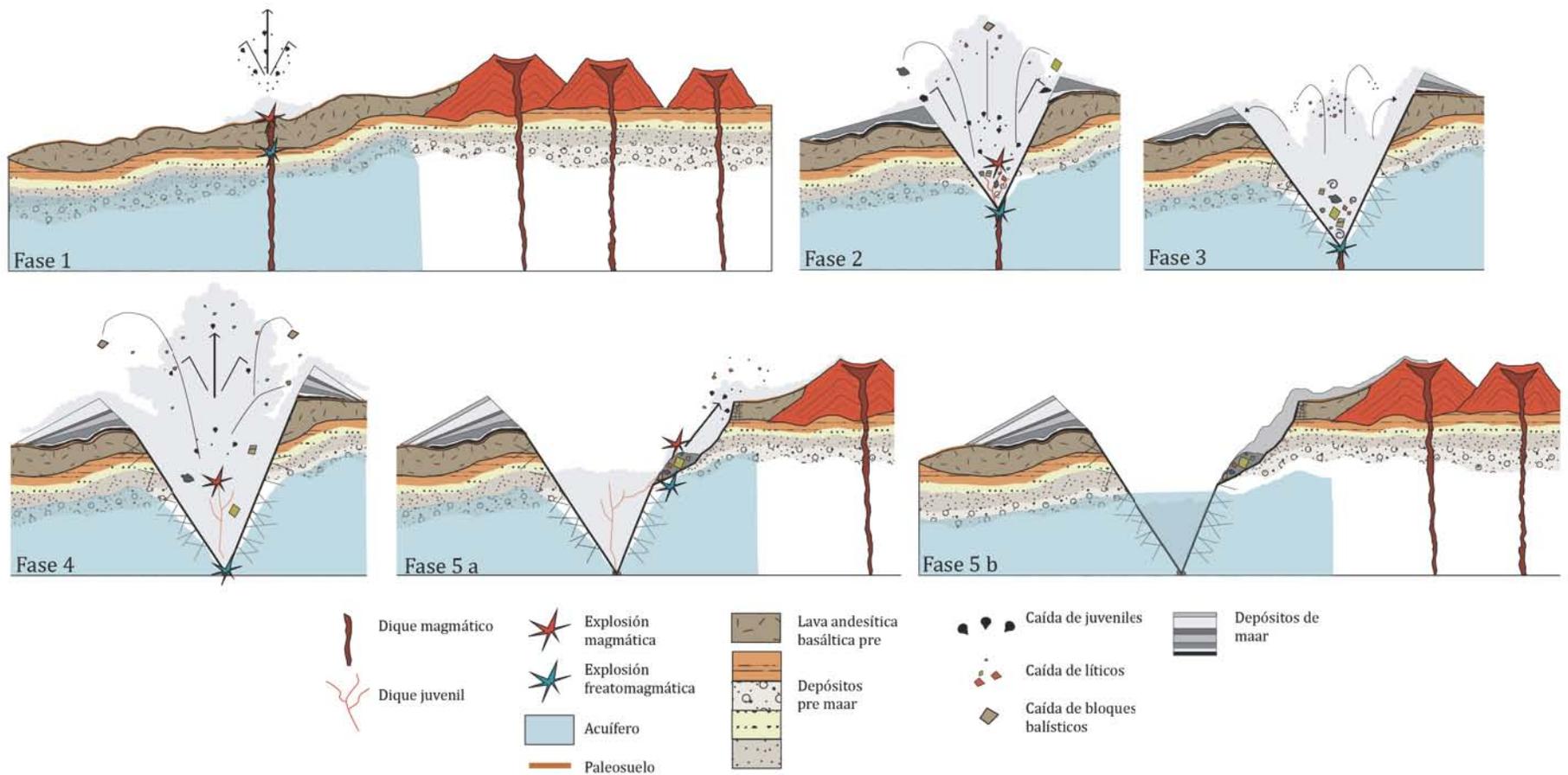


Fig. 78. Modelo de evolución para la erupción del maar Aljojuca. Fase 1: el magma ascendente llega a la superficie sin interactuar con el acuífero y ocurre una erupción estromboliana. Enseguida el agua entra al dique alimentador generando explosiones freatomagmáticas (Unidad A). Fase 2: Ocurre actividad freatomagmática generando una profundización del foco eruptivo, también ocurren erupciones estrombolianas al inicio y al final de episodio (Unidades B), enseguida ocurre una fase freatomagmática (Unidad C). Fase 3: Actividad freatomagmática con una profundización del foco eruptivo en el cráter del W, generando un crecimiento principal (Unidad D). Fase 4: Actividad freatomagmática (Unidad E), subsecuentemente ocurre actividad freatomagmática, con un pulso estromboliano inicial de corta duración (Unidad F). Fase 5a: Migración del foco eruptivo hacia el este con explosiones freatomagmáticas; se fragmenta el flanco este del cráter del oeste (Unidad G), enseguida ocurre el desarrollo de explosiones freatomagmáticas muy eficientes y dirigidas hacia el este, con episodios subordinados de caída con aporte magmático (Unidad H). Fase 5b: Depositación de la unidad H.

## 10. CONCLUSIONES

El cráter Aljojuca es un volcán tipo maar que se formó y desarrolló en un alineamiento estructural E-W en conjunto con 3 conos de escoria, en donde su morfología sugiere una evolución temporal inicial con actividad estromboliana en los conos, para finalizar con actividad combinada freatomagmática y estromboliana en el maar Aljojuca. Siendo el cráter principal un maar sensu stricto, en donde las condiciones fueron propicias para su excavación y ensanchamiento dentro de la rocas encajonantes. Posteriormente, el foco eruptivo migra hacia el sector oriental generando intensas explosiones combinadas con deslizamientos locales de las laderas orientales, seguidas por erupciones freatomagmáticas dirigidas hacia el este, en donde su energía les permitió a las oleadas salir del cráter y ascender hasta el primer cono de escoria.

El estudio detallado de la estratigrafía permitió proponer que el maar o axalapazco Aljojuca se desarrolló a través de 6 episodios explosivos, en donde ocurren alternancias de pulsos muy energéticos con un grado de fragmentación muy eficiente originando depósitos de grano muy fino (oleadas) y pulsos de menor energía (brechas de explosión) con un tamaño de grano grueso. Las erupciones freatomagmáticas ocurren en forma de pulsos recurrentes que van agotando de manera temporal el abasto de agua, dando lugar al eventual ascenso de magma que llega hasta la superficie, sin una aparente interacción con el acuífero. Cabe destacar que el desarrollo y morfología de los volcanes tipo maar dependerán del sistema de aporte magmático, de la velocidad de ascenso, composición, temperatura y viscosidad (Wohletz y Sheridan, 1983; Martí et al., 2011). Pero por otra parte, el tipo de acuífero influenciará en gran parte el o los estilos eruptivos que se presenten (Lorenz, 2003; Kereszturi y Németh, 2011; Auer et al., 2007; Pedrazzi et al., 2014)

La edad holocénica de la formación del maar Aljojuca presenta implicaciones de peligro, al desconocer el tiempo de recurrencia del vulcanismo circundante, así como de la actividad del sistema magmático, por lo cual, si se encontrara en estado activo, podría ocurrir actividad volcánica a lo largo del alineamiento estructural E-W, en algún sistema paralelo o incluso de manera aleatoria.

Se recomienda realizar una caracterización morfológica del material juvenil, realizar estudios geofísicos para conocer el sistema magmático a profundidad así como la configuración del acuífero, una caracterización geoquímica e isotópica para conocer las características petrogenéticas del magma involucrado en el vulcanismo de Aljojuca, así como fechamientos en lavas de los conos de escoria orientales y del vulcanismo circundante.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrams, M., Siebe, C. (1994): Cerro Xalapaxco: an unusual tuff cone with multiple explosion craters, in central Mexico (Puebla): Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 63, 183-199.**
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M. (2009): Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research 179, 133-148.**
- Aguirre-Díaz, G. (1996): Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 13, 10-51.**
- Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M. (2001): The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. Geology and Geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research 111, 203- 218. doi: 10.1016/S0377-0273 (01) 00227-x.**
- Allan, J. (1986): Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin 97, 473-485. Doi: 10.1130/0016-7606 (1986) 97<473: GOTNCA>2.0.CO;2 en Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012): The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. Tectonophysics 522-523, 122-149 p.**
- Aranda-Gómez, J., Levresse, G., Pacheco-Martínez, J., Ramos-Leal, J.A., Carrasco-Núñez, G., Chacón-Baca, E., González-Naranjo, G., Chávez-Cabello, G., Vega-González, M., Origel, G., Noyola-Medrano, C. (2013): Active sinking at the bottom of the Rincón de Parangueo Maar (Guanajuato, México) and its probable relation with subsidence faults at Salamanca and Celaya. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v.65, No. 1, 169-188 p.**
- Auer, A., Martin, U., Németh, K. (2007): The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) “soft-substrate“ and “hard-substrate“ maar volcanoes in an aligned volcanic complex-Implications for vent geometry, subsurface stratigraphy and the palaeoenvironmental setting: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159, 225-245. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.06.008**
- Austin-Erickson, A., Ort, M., Carrasco-Núñez, G. (2011): Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt): Journal of Volcanology and Geothermal Research, 201, 325-341. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.007.**
- Austin-Erickson, A. (2007): Phreatomagmatic eruptions of rhyolitic magma: A case study of Tepexitl tuff ring, Serdan-Oriental Basin, Mexico: Flagstaff, Arizona, USA, Northern Arizona University, M.S, thesis, 194 pp.**
- Baedecker, P.A. (1987): Methods for Geochemical Analysis. U.S. Geological Survey Bulletin, 1170.**
- Baer, E.M., Fisger, R.V., Fuller, M., Valentine, G. (1997): Turbulent transport and deposition of the Ito pyroclastic flow: determinations using anisotropy of magnetic susceptibility. Journal of Geophysical Research, 102 (B10), 22565-22586 P.**
- Bagnold, R. A. (1941): The physics of blown sand and desert dunes: London, Methuen and Co., p. 265 (re-impreso en 1954)- (1954) Experiments on a gravity-free dispersion of large- solid spheres in a Newtonian fluid under shear: Royal Society of London Proceedings, v.225. 29-63 p.**
- Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C.A., Urrutia-Fucugauchi, J., Hilde, T.W.C. (1995): The subducted Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is it and is its relationship to the Colima rift? Geophys. Res. Lett. 22, 3075-3078 p.**

**Becerril, L., Cappello, A., Galindo, I., Neri, M., Del Negro, C. (2013):** Spatial probability distribution of future volcanic eruptions at El Hierro Island (Canary Islands, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.257, 21-30 p.

**Bhattacharya, T., Byrne, R., Böhnel, H., Wogau, K., Kienel, U., Ingram, B.L., Zimmerman, S. : (2016):** Cultural implications of late Holocene climate change in the Cuenca Oriental, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Science*, vol. 112, 1693-1698 p.

**Blaikie, T.N., Ailleres, L., Betts, P.G., Cas, R.A.F. (2014):** A geophysical comparison of the diatremes of a simple and complex maar volcanoes, Newer Volcanics Province, south-eastern Australia: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 276, 64-81 p.

**Blair, T.C., McPherson, J.G. (1999):** Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, v.69, 6-19 p.

**Branney, M.J., Kokelaar, P. (2002):** Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society, London, *Memoirs*, 27.

**Burgissier, A., Bergantz, G.W. (2002):** Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase physics of pyroclastic density currents. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 202, 405-418 p.

**Büttner, R., Zimanowski, G. (1998):** Physics of thermohydraulic explosions: *Physical Review E: Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics*, v.57, 5726-5729, doi: 10.1103/PhysRevE.57.5726.

**Büttner, R., Zimanowski, G. (2003):** Phreatomagmatic explosions in subaqueous volcanism. En White, J.D.L., et al., eds., *Explosive subaqueous volcanism: American Geophysical Union Geophysical Monograph* 140, p. 51-50.

**Büttner, R., Dellino, P., La Vopale, L., Lorenz, V., Zimanowski, B. (2002):** Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interactions experiments. *Journal of Geophysical Research*, 107, n.B11, 2277, doi: 10.1029/2001jb000511.

**Buxton, L.D., Benedict, W.B. (1979):** Steam explosion efficiency studies. Sandia Nat Labs SAND79-1399 NUREG/CR-0947, Nat Tech Inform Ser Springfield, Virginia, 1-62 p.

**Cantagrel, J., Robin, C. (1979):** K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5, 99-114. Doi: 10.1016/0377-0273 (79) 90035-0.

**Carey, S.N. (1991):** Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. En Fisher, R.V., Smith, G.S., *Sedimentation in volcanic settings, SEPM, Special Publications*, p. 45.

**Carlisle, D. (1963):** Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia, *J. Geol.*, 71, 48-71 p.

**Carter, R.M. (1975):** A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, and fluxoturbidites: *Earth Science Reviews*, v. 11, 145-177 p.

**Chako-Tchamabé, B., Ohba, T., Kereszturi, G., Németh, K., Tongwa-Aka, F., Youmen, D., Issa, Miyabuchi, Y., Ooki, S., Tanyileke, G., Hell, J.V. (2015):** Towards the reconstruction of the shallow plumbing system of the Barombi Mbo Maar (Cameroon). Implications for diatreme growth processes of a polygenetic maar volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 293-313 p.

**Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano, L. (1997):** Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, Central Mexico: Geological Society of America Map and Chart Series MCH 081, 10 pp.

**Carrasco-Núñez, G. (2000):** Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico. Geological Society of America Special Paper 334.

**Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vásquez-Selem, L., Capra, L. (2010):** Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-like volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 197, 209-224 .

**Carrasco-Núñez, G., Ort, M., Romero, C. (2007):** Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico), en Martin, U., Németh, K., Lorenz, V., White, J. (eds) Maar-diatreme volcanism and associated processes: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 159, 179-197.

**Carrasco-Núñez, G., Ort, M.H., Riggs, N.R., Zimmer, B., De León, L., López, M. (2014):** Contrasting eruptive styles of late Pleistocene-to-Holocene monogenetic volcanism from maars to domes in the Serdán-Oriental basin, Eastern Mexican Volcanic Belt: Post meeting field guide for the 5<sup>th</sup> International Maar Conference, Querétaro, México.

**Cas, R.A.F., Wright, J.V. (1987):** Volcanic Successions, Modern and Ancient: A geological approach to processes, products and successions. Allen and Unwin (Publishers), 528 p.

**Castillo-Hernández, D., Romero-Ríos, F. (1991):** Estudio geológico-regional de Los Altos, Jalisco, y el Bajío. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Depto. Exploración, Open File Report, 02-91 (35 p).

**Chough, S.K., Sohn, Y.K. (1990):** Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea. Sedimentology, v. 37, no. 6, 1115-1135 p., doi: 10.1111/j.1365-3091.1990.tb01849.x.

**Clarke, H., Troll, V.R., Carracedo, J.C. (2009):** Phreatomagmatic to Strombolian eruptive activity of basaltic cinder cones: Montañas Los Erales, Tenerife, Canary Islands. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 180, 225-245 p.

**Courant, R., Friedrichs, K.O.(1948):** Supersonic flow and shock waves. Springer, New York, 1-464 p.

**Dade, B.W., Huppert, H.E. (1996):** Emplacement of the Taupo Ignimbrite by a dilute turbulent flow. Nature, v.381, 509-512 p.

**Dávila-Harris, P., Carrasco-Núñez, G. (2014):** An unusual syn-eruptive bimodal eruption: The Holocene Cuicuiltic Member at Los Humeros caldera: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 271, 24-42.

**Devine, J.D., Rutherford, M.J., Gardner, J.E. (1998):** Petrologic determination of ascent rates for the 1995-1997 Soufrière Hills Volcano andesitic magma. Geophysical Research Letters, v.25. 3673-3676 p.

**Druitt, T.H. (1998):** Pyroclastic density currents. Geological Society, London Special Publications, v. 145, 145-182 p.

**Dullforce, T.A., Buchanan D.J., Peckover, R.S. (1976):** Self-triggering of small-scale fuel-coolant interactions: I. Experiments. J. Phys. D (Appl. Phys.), 9, 1295-1303 p.

**Fauske, H.K. (1977):** Some comments on shock-induced fragmentation and detonating thermal explosions. Am. Nucl. Soc. Trans., 27, 666-667 p.

**Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M. (2005):** Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited: Journal of Volcanology and Geothermal Research 146, 284-306. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2005.02.004.

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012):** The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149 p.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G. (1999):** Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt. *Geology* 27, 303-306 p.
- Ferrari, L. (1994):** Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico-Oligocene to Present. *Geoffs. Int.* 33, 91-105 p.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas, S., Romero, F. (2000):** Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. En : Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (Eds), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 334, 65-84.
- Ferriz, H., Mahood, G. (1984):** Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 89 (B10), 8511-8524.
- Fisher, R.V. (1977):** Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, no. 9, 1287-1297 p.
- Fisher, R.V. (1966):** Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science*, v. 264, 350-366 p.
- Fisher, R.V. (1961):** Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 72, no. 9, 1409-1414 p.
- Fisher, R.V. (1979):** Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 305-318 p.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U. (1984):** *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 465 p.
- Fisher, R.V., Waters, A. (1970):** Base surge bed forms in maar volcanoes. *American Journal of Science*, v. 268, no.2, 157-180 p.
- Fowles, G.R. (1979):** Vapor phase explosions: elementary detonations?. *Science*, 204, 168-169 p.
- Frey, H., Lange, R., Hall, C., Delgado-Granados, H. (2004):** Magma eruption rates constrained by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico: *Geological Society of America Bulletin* 16, 259-276. doi: 10.1130/B25321.1. En **Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012):** The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149 p.
- Froehlich, G., Mueller, G., Unger, H. (1976):** Experiments with water and hot melts of lead. *J. Non-Equilibrium Thermodyn*, 1, 91-103 p.
- Froehlich, G., Schuermann, S., Zimanowski, B. (1995):** Fragmentation and entrapment explosions. NHTC, Portland, 1-5 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H. (2000):** Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318, 281-302 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, C. (2002):** Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 41, no. 2, 133-150 p.

- Gasca-Durán, A. (1981):** Génesis de los lagos-cráter de la cuenca de Oriental: Colección Científica Prehistórica, 98, 57 p.
- Gastil, G., Krummeenacher, D., Jensky, A. (1979):** Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: summary: Geological Society of America Bulletin 90, 15-18.
- Gilbert, C., Mahood, G., Carmichael, I. (1985):** Volcanic stratigraphy of the Guadalajara área, Mexico: Geofísica Internacional 24, 169-191.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A. (2008):** The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology* 36, 471-474.
- Gómez-Tuena, A. y Carrasco-Núñez, G. (2000):** Cerro Grande volcano the evolution of a Miocene stratocone in the aerly Trans-Mexican Belt. *Tectonophysics* 318, 249-280 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferarri, L. (2007):** Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America, Special Paper 422.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Agustín-Flores, J. (2009):** Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of Mexico City. *Bull. Volcanol*, v.71, 859-880 p.
- Guttman, J.T. (2002):** Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.113, 345-356 p.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wildman, T.R. (1968):** Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, En Ahrens, L.H. (ed.): *Origin and distribution of the elements*, Pergamon, Oxford, v.1, 889-911 p.
- Hausback, B.P. (1984):** Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. En Frizzell Jr., V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, v.39, 219-236 p.
- Heiken, G.H. (1971):** Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley basin, south-central Oregon. *Journal of Geophysical Research*, v. 76, 5615-5626 p.
- Heiken, G.H., Wohletz, K.H. (1986):** *Volcanic Ash*. Univ. California Press, Berkeley, C.A. 246 p.
- Houghton, B.F., Nairn, I.A. (1991):** The 1976-82 Strombolian and phreatomagmatic eruptions of White Island, New Zealand: eruptive and depositional mechanisms at a 'wet' volcano. *Bull. Volcanol*, v.54, 25-49 p.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Smith, R.T., Gilbert, J.S. (2000):** Phreatoplinian eruptions. En Sigurdsson H (ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 513-525 p.
- Husker, A., Davis, P.M. (2009):** Tomography and termal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City: *Journal of Geophysical Research* 114, B04306. doi: 10.1029/2008JB006039.
- Inman, D. (1952):** Measures for describing the size distribution of sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 22. 125-145 p.
- Iverson, R.M. (1997):** The physics of debris flows. *Rev. Geophys.*, 35, 254-296 p.
- Iverson, R.M., Vallace, J.M. (2001):** New views of granular mass flows. *Geology*, 29, 115-118 p.

**Jacobo-Albarrán, J. (1986):** Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Internal Report, Mexico, D.F (47 pp).

**James, D.E. (1982):** A combined O, Sr, Nd and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean lavas, I. Local geochemical variations. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 57, 47-62 p.

**Jordan, S.C., Cas, R.A.F., Hayman, P.C. (2013):** The origin of a large (> 3 km) maar volcano by coalescence of multiple shallow craters: Lake Purrumbete maar, southeastern Australia: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 254, 5-22.

**Kereszturi, G., Németh, K. (2011):** Shallow-seated control on the evolution of the Upper Pliocene Kopasz-hegy nested monogenetic volcanic chain in the Western Pannonian Basin (Hungary): *Geologica Carpathica*, 62, 6, 535-546 p. doi. 10.2478/v10096-011-0038-3.

**Kereszturi, G., Németh, K. (2012):** Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation, updates in volcanology-new advances in understanding volcanic systems, InTech. ISBN: 978-953-51-0915-0 <http://dx.doi.org/10.5772/51387>.

**Kim, Y., Clayton, R.W., Jackson, J.M. (2010):** Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico: *Journal of Geophysical Research* 115, B06310. doi. 10.1029/2009JB006942.

**Kokelaar, B.P. (1986):** Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, 48: 275-289.

**Kostoglodov, V. y Bandy, W. (1995):** Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates, *J. Geophys. Res.* 100, 17977-17989.

**Kurszlaukis, S., Fulop, A. (2013):** Factors controlling the internal facies architecture of maar-diatreme volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 75, 761.

**Le Maitre, R.W., et al. (1989):** A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee of the Systematics of Igneous Rock, 129 p.

**León-Soto, G., Ni, J.F., Grand, S.P., Sandvol, E., Valenzuela, R.W., Speziale, M.G., González, J.M.G., Reyes, T.D. (2009):** Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone: *Geophysical Journal International* 179, 1004-1012.

**Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Alvarado-Torres, I.S., Hornung, J., Hinderer M. (2010):** Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology* 72, 817-832 p. doi: 10.1007/s00445010-0361-z.

**Lockwood, J.P., Hazlett, R.W. (2010):** *Volcanoes: Global Perspectives*. Wiley Blackwell Eds., 540 p.

**Lorenz, V., McBirney, A.R., Williams, H. (1970):** An investigation of volcanic depressions. Part III, maars, tuff rings, tuff cones, and diatremes. Houston, NASA, Prog. Rept. NGR 38003012, 198 p. En **Sheridan, M.F., Wohletz K.H. (1983):** Hydrovolcanics: Basic considerations and review, *Jour. Volcanol. Geotherm Res.*, v. 17, 1-29, v. 15, 367-370 p.

**Lorenz, V. (1986):** On the growth of maar and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bull. Volcanol.* 48, 265-274.

**Lorenz, V. (1973):** On the formation of maars. *Bull Volcanol* 37: 183-204 p.

**Lorenz, V. (1987):** Phreatomagmatism and its relevance. *Chemical Geology*, v.62. no. 1-2, 149-156 p.

**Lorenz, V. (2003):** Maar-Diatreme Volcanoes, their Formation and their Setting in Hard-rock or Soft-rock Environments. *Geolines* 15, 12 p.

**López-Infazón, M. (1991):** Petrologic study of the volcanic rocks in the Chiconquiaco-Palma Sola área, central Veracruz, Mexico [M.S. thesis]. Tulane University, New Orleans, 139 p.

**López-Rojas, M., Carrasco-Núñez, G. (2015):** Depositional facies and migration of the eruptive loci for Atexcac axalapazco (central Mexico): implications for the morphology of the cráter. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 32, núm 3, 377-397 p.

**Luhr, J. (1997):** Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist* 35, 473-500 en **Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012):** The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149 p.

**MacDonald, G. A. (1972):** Volcanoes: Englewood Cliff, New Jersey. Prentice Hall, 510 p.

**Márquez, A., Oyarzún, R., Doblas, M., Verma, S. (1999):** Alkalic (oceanic-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology* 27, 51-54 p. doi: 10.1130/0091-7613 (1999) 027<0051: AOIBTA>2.3.CO; 2.

**Martí, J., Ortiz, R., Claudin, F., Mallarach, J.M. (1986):** Mecanismos eruptivos del volcán de la Closa de Sant Dalmai (Prov. Gerona): *Anales de Física*, v. 82, special series, 142-153 p.

**Martí, J., Planagumà, L., Geyer, A., Canal, E., Pedrazzi, D. (2011):** Complex interaction between Strombolian and phreatomagmatic eruptions in the Quaternary monogenetic volcanism of the Catalan Volcanic Zone (NE of Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 201, 178-193.

**McClintock, M.K., White, J.D.L. (2000):** Phreatomagmatism at Coombs Hills, Antarctica: large scale laterally quarrying eruptions as a precursor to flood basalt volcanism. *Terra Nostra* 6, 336-341 p. En **Auer, A., Martin, U., Németh, K. (2007):** The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) "soft-substrate" and "hard-substrate" maar volcanoes in an aligned volcanic complex-Implications for vent geometry, subsurface stratigraphy and the palaeoenvironmental setting: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 225-245. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.06.008

**Mercado, R., Rose, W.I. (1992):** Reconocimiento geológico y evaluación preliminar de peligrosidad del volcán Tacaná, Guatemala/México. *Geofísica Internacional*, v. 31, no. 3, 205-237 p.

**Mercalli, G., Baratta, M., Friedlander, B., Aguilar, A., Scarpa, O. (1907):** Il Vesuvio e la grande eruzione dell Aprile 1906. Napoli: Colavecchia, Colombai.

**Middleton, G.V., Southard, J.B. (1984):** Mechanics of sediment movements. SEPM, Tulsa, OK, 401 p.

**Miller, D.M., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H. (1994):** Cerium/lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in continents. *Nature*, v.368, 514-519 p.

**Molloy, C., Shane, P., Augustinus, P. (2009):** Eruption recurrence rates in a basaltic volcanic field based on tephra layers in maar sediments: Implications for hazards in the Auckland volcanic field. *Geological Society of America Bulletin*, v.121, No. 11-12, 1666-1677 p.

**Moore, J.G. (1967):** Base surge in recent volcanic eruptions: *Bulletin Volcanologique*, v. 30, 337-363 p.

**Moore, G., Marone, C., Carmichael, I., Renne, P. (1994):** Basaltic volcanism and extensión near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin* 106, 383-394.

- Mooser, F. (1972):** The Mexican volcanic belt structure and tectonics. *Geofísica Internacional* 12, 55-70 p.
- Murcia, H., Németh, K., El-Masry, N.N., Lindsay, J.M., Moufti, M.R.H., Wameyo, P., Cronin, S.J., Smith, I.E.M., Kereszturi, G. (2015):** The Al-Du' aythah volcanic cones, Al-Madinah City: implications for volcanic hazards in northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia. *Bulletin of Volcanology* 77, 54.
- Murphy, M.D., Sparks R.S.J., Barclay, j., Carroll, M.R., Brewer, T.S. (2000):** Remobilization of andesite magma by intrusión of mafic magma at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of petrology*, v. 41. 21-42 p.
- Nakamura, K. (1966):** The magmatophreatic eruptions of Taal Volcano in 1965, Philippines. *Geology Magazine* (Japan), v. 75, no. 2 (751), 93-104 p. En Wohletz y Sheridan (1979): A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America, Special Paper*, 180, 177-194 p.
- Nakamura, N. (1974):** Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 38, 757-775 p.
- Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Storey, C., Jeffries, T.E. (2007):** Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital Zircon U-Pb age constraints and implications for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean. *Geological Society of America Special Paper*, v. 423, 453-464 p.
- Negendank, J., Emmerman, R., Krawczyk, R., Mooer, F., Tobschall, H., Werle, D. (1985):** Geological and geochemical investigations on the Eastern TMV: *Geofísica Internacional* 24, 477-575.
- Nelson, L.S., Duda, P.M. (1981):** Steam explosion experiments with single drops of CO<sub>2</sub> laser-melted iron oxide. *Am. Nucl. Soc. Trans*, 38, 453-454 p.
- Németh, K. (2010):** Monogenetic volcanic fields: origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism. *Geol Soc Am Spec Pap* 470: 43-66 p.
- Németh, K., Martin, U., Harangi, S. (2001):** Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 111, no. 1-4, 111-135 p., doi: 10.1016/S0377-0273(01)00223-2
- Nixon, G.T. (1982):** The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 514-523 p.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L., Harakal, J.E. (1987):** K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.* 26, 109-158 p.
- Ollier, C.D (1967):** Maars: their characteristics, varieties and definition. *Bull Volcanol* 31: 45-75 p.
- Ordóñez, E. (1905):** Los xalapaxcos del estado de Puebla: *Instituto de Geología. México* 350-393 p.
- Orozco-Esquivel, M., López-Martínez, M., Ferrari, L. (2010):** El volcanismo miocénico de la Faja Volcánica Transmexicana: migración del arco y variación en la contribución de componentes de subducción. *Geosphere* 30 (1), 160-161.
- Orozco-Esquivel, M., Petrone, C., Ferrari, L., Tagami, T., Manetti, P. (2007):** Geochemical and isotopic variability controlled by slab detachment in a subduction zone with varying dip: The Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Lithos* 93, 149-174.
- Ort, M., Carrasco-Núñez, G. (2009):** Lateral Vent Migration during Phreatomagmatic and Magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, East-Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 67-77.

**Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., Centeno-García, E. (1995):** Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic, *Geology*, v.23, p.1127-1130.

**Padilla y Sánchez, R.J. (1986):** Post-Paleozoic tectonics of northeastern Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v.25, 157-206.

**Pai, S.I., Hsieh, T., O'Keefe, J.A. (1972):** Lunar ash flow with heat transfer. En Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. (1979): A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America, Special Paper*, 180, 177-194 p.

**Pardo, M. y Suárez, G. (1993):** Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2391-2394.

**Pardo, M. y Suárez, G. (1995):** Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J.Geophys. Res.* 100, 12357-12373 p.

**Parsons, W.H. (1969):** Criteria for the Recognition of Volcanic Breccias: Review, *The Geological Society of America, Memoir* 115, 263-304 p.

**Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L. (1991):** Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán: *Geological Society of America Maps and Charts Series MCH072*, escala 1, 300 000, 1 hoja, 22 p. texto.

**Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A. (1987):** Morphological and Structural Model of Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, v. 26, 159-176 p.

**Pedrazzi, D., Bolós, X., Martí, J. (2014):** Phreatomagmatic volcanism in complex hydrogeological environments: La Crosa de Sant Dalmai maar (Catalan Volcanic Zone, NE, Spain. *Geosphere*, v.10, 170-184 p.

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

**Petrone, C., Francalanci, L., Carlson, R., Ferrari, L., Conticelli, S. (2003):** Unusual coexistence of subduction related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit-Mexico). *Chemical Geology* 193, 1-24. doi: 10.1016/S0009-2541 (02) 00229-2 en **Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012):** The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149 p.

**Pioli, L., Erlund, E., Jonhson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., Delgado-Granados, H. (2008):** Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: the eruption of Parícutín Volcano 1943-1952 (Mexico). *Earth Planet. Science Letters*, v. 271, 359-368 p.

**Ponce, L.R., Gaulon, G., Suárez, G., Lomas, E. (1992):** Geometry and the state of stress of the down going Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec. *Geophys. Res. Lett.*, v.19, 773-776 p. En **García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, C. (2002):** Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east - central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 41, no. 2, 133-150 p.

**Postma, G. (1986):** Classification for sediment gravity flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, v.14, 291-294 p.

**Rabie, R.L., Fowles, G.R., Fickett, W. (1979):** The polymorphic detonation. *Phys. Fluids.*, 22, 422-435 p.

**Ramos, Arias, M.A., Centeno-García, E., Ortega-Obregón, C., Solari-Lovati. (2015):** U-Pb geochronological evidence about assemblage and dismembering cycle at western of Pangea: Teziutlán Massif, Puebla, México, at western Oaxaquia microcontinent.

**Reyes, M. (1979):** Geología de la cuenca de Oriental. Estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala, Departamento de Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, Colección Científica Prehistoria 71, México, 62 p.

**Reynolds, A.F. (1954):** Fluidization as a geological process, and its bearing on the problema of intrusive granits. American Journal of Science, v. 252, no. 10, 577-613 p.

**Richards, A.F., (1959):** Geology of the Isla of Revillagigedo, México, I. Birth and development of Volcan Barcena, Isla San Benedicta (1): Bulletin Volcanologique, ser. 2, v.22, 73-123 p.

**Riggs, N., Carrasco-Núñez, G. (2004):** Evolution of a complex, isolated dome system, Cerro Pizarro, central Mexico: Bulletin of Volcanology 66, 322-335.

**Richter, K., Rosas-Elguera, J. (2001):** Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican volcanic belt: geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields: Journal of Petrology 42, 2333-2361. doi: 10.1093/petrology/42.12.2333.

**Roche, O., Gilbertson, M.A., Phillips, J.C., Sparks, R.S.J. (2004):** Experimental study of gas-fluidized granular flows with implications for pyroclastic flow emplacement. Journal of Geophysical Research, v. 109, B10201.

**Rodríguez, S.R., Morales-Barrera, W., Layer, P., González-Mercado, E (2010):** A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa región, Eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. Journal of Volcanology and Geothermal Research 197, 149-166 p.

**Rodríguez, S.R., Siebe, C., Komorowski, J-C., Abrams, M. (2002):** The Quetzalapa Pumice: a voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v.113, 177-212 p.

**Rodríguez, S.R. (2005):** Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.22. n.2, 181-199 p.

**Ross, P.S., Delpit, S., Haller, M.J., Németh, K., Corbella, H. (2011):** Influence of the substrate on maar-diatreme volcanoes- An example of a mixed setting from the Pali Aike volcanic field, Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v.201, 253-271 p.

**Rossotti, A, Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J. (2002):** Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara región, western Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 19. 1-15.

**Rutherford, M.J., Hill, P.M. (1993):** Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. J. Geophys Res 98: 19667-19685.

**Sanders, J.E. (1965):** Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related to re-sedimentation mechanisms, en Middleton, G.V., ed., Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 12, 192-219 p.

**Savage, S.B. (1983):** Granular flows down rough inclines-review and extensión. En: Jenkins, J.T., Satake, M. (Eds), Mechanics of granular materials: new methods and constitutive relations. Elsevier, Amsterdam, 261-281 p.

**Schleicher, D. (1974):** Emplacement mechanism of the Miraleste tuff bed Palos Verdes Hills, California. Geological Society of America Bulletin, v. 85, 505-512. En Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. (1979): A model of pyroclastic surge. Geological Society of America, Special Paper, 180, 177-194 p.

**Schmeeckle, M.W., Nelson, J.M. (2003):** Direct numerical simulation of bedload transport using a local, dynamic boundary condition. Sedimentology, v.50, 279-301 p.

**Siebe, C. (1986):** On the possible use of cinder cones and maars as palaeoclimatic indicators in the closed basin of Serdán-Oriental, Puebla, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.28, 397-400 p.

**Sheridan, M.F., Wohletz K.H. (1983):** Hydrovolcanics: Basic considerations and review, *Jour. Vulcanol. Geotherm Res.*, v. 17, 1-29, v. 15, 367-370 p.

**Sheridan, M.F., Wohletz K.H. (1981):** Hydrovolcanic eruptions I. The systematics of water-pyroclast equilibration. *Science*, 212, 1387-1389 p.

**Sheridan, M.F., Wohletz K.H., Dehn, J. (1987):** Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, v.

**Sheridan, M.F., Ragan, D.M. (1976):** Compaction of ash-flow tuffs, en Chilingarian G.V., Wolf, K.H., eds., *Compaction of coarse-grained sediments*, v. 2. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Co., 677-707 p.

**Sheridan, M.F., Updike, R.G. (1975):** Sugarloaf Mountain tephra-a Pleistocene rhyolitic deposit of base-surge origin: *Geological Society of America Bulletin*, v.86, 571-581 p.

**Sheth, H., Torres-Alvarado, I., Verma, S. (2000):** Beyond subduction and plumes: a unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican volcanic belt. *International Geology Review* 42 (12), 1116-1132.

**Singh, S.K., Pardo, M. (1993):** Geometry of the Benioff Zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, v. 20, 1483-1486 p. **En** García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, C. (2002): Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east -central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 41, no. 2, 133-150 p.

**Sohn, Y.K. (1997):** On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, vol.67, no. 3, 502-509 p.

**Sohn, Y.K., Chough, S.K. (1993):** The Udo tuff cone, Cheju Island, south Korea-transformation of pyroclastic fall into debris fall and grain flow on a steep volcanic cone slope. *Sedimentology*, 40, 769-786 p.

**Sohn, Y.K., Park, K.H. (2005):** Composite tuff ring/cone complexes in Jeju Island, Korea: possible consequences of substrate collapse and vent migration. *J. Vulcanol Geotherm. Res.* 142, 157-175 p. **En** **Auer, A., Martin, U., Németh, K. (2007):** The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) "soft-substrate" and "hard-substrate" maar volcanoes in an aligned volcanic complex-Implications for vent geometry, subsurface stratigraphy and the palaeoenvironmental setting: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 225-245. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.06.008

**Son, M., Kim, J.K., Jung, S., Ki, J.S., Kim, M.C., Sohn, T.K. (2012):** Tectonically controlled vent migration during maar-diatreme formation: An example from a Miocene half-graben basin in SE Korea: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 223-224, 29-46 p.

**Sottili, G et al (2012):** Origins and energetics of maar volcanoes: examples from ultrapotassic Sabatini Volcanic District (Roman Province, Central Italy). *Bull Vulcanol* 74: 163-186 p.

**Sparks, R.S.J. (1976):** Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, v. 23, 147-188. **En** Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. (1979): A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America, Special Paper*, 180, 177-194 p.

**Sparks, R.S.J., Barclay, J., Clader, E.S., Heard, R.A., Komorowski, J-C., Luckett, R., Norton, G.E., Ritchie, L.J., Voight, B., Woods, A.W. (2002):** Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current on 26 december (Boxing Day) 1997 at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs*, v. 21, 409-434 p.

**Sulpizio, R., Dellino, P. (2008):** Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. En: Gottsmann, J., Martí, J. (Eds), *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*, Developments in Volcanology 10, Elsevier, 57-96 p.

**Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P., La Volpe, L. (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*, v.54, 607-635 p.

**Sun, S.S., McDonough, W. F. (1989):** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, special publications*, v. 42, 313-345 p.

**Suter, M., López M., Quintero, L., Carrillo, M. (2001):** Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin* 113, 693-703.

**Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P. (2001):** Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, v.144, 125-147 p.

**Urrutia-Fucugauchi, J., Flores-Ruíz, J. (1996):** Bouger gravity anomalies and regional cristal structure in central Mexico: *International Geology Review* 38, 176-194.

**Valentine, G.A., White, J.D.L. (2012):** Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology, Geological Society of America*, v. 40, no. 12, 1111-1114 p.

**Valentine, G.A., Fisher, R.V.(2000):** Pyroclastic surges and blasts. En Sigurdsson H (ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 571-580 p.

**Vallance, J.W. (2000):** Lahars. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 601-616.

**Van Otterloo, J., Cas, R.A.F., Sheard, M.J.(2013):** Eruption proceses and deposit characteristics at the monogenetic Mt. Gambier Volcanic Complex, SE Australia: implications for alternating magmatic and phreatomagmatic activity. *Bull. Volcanol*, 76:737, 1-21 p. DOI 10.1007/s00445-013-0737-y.

**Verma, S.P. y Carrasco-Núñez, G. (2003):** Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: implications for discriminating the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt Provinces. *Revista Instituto de Geología, UNAM* 45, 724-752.

**Vespermann, D., Schmincke, H.U. (2000):** Scoria cones and tuff rings. En: Sigurdsson, H (ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 283-289 p.

**Viniegara, F. (1965):** Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz: *Boletín Asociación Mexicana Geólogos Petroleros*, v.17, 101-163.

**Visher, G.S. (1969):** Grain size distributions and deposition processes. *J. Sedim Petrol.* v. 39, 1074-1106 p.

**Walker, G.P.L. (1971):** Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, v.79, 619-714 p.

**Walker, G.P.L. (2000):** Basaltic volcanoes and volcanic systems. En: Sigurdsson, H (ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, San Diego, 283-289 p.

**Walker, R.G. (1984):** Facies models. *Geological Association of Canada. Geoscience Canada Reprint Series* 1.

**Wallace, P., Carmichael, I. (1999):** Quaternary volcanism near de Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of cristal thickness variations on primitive magma compositions, *Contributions to Mineralogy and petrology* 135. 291-314. doi: 10.1007/s004100050513 en **Ferrari, L., Orozco-Esquível, T.,**

**Manea, V., Manea, M. (2012):** The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics* 522-523, 122-149 p.

**Wentworth, C.K. (1922):** A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, v. 30, 377-392 p.

**Williams, H., Mchirney, A.R. (1979):** *Volcanology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, CA, 397 p.

**Wilson, C.J.N. (1980):** The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.8, 231-249 p.

**White, J.D.L. (1996):** Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 155-170.

**White, J.D.L., McClintock, M.K. (2001):** Immense vent complex marks flood-basalt eruption in a wet, failed rift: Coombs Hills, Antarctica. *Geology* 29, 935-938 p. En **Auer, A., Martin, U., Németh, K. (2007):** The Fekete-hegy (Balaton Highland Hungary) "soft-substrate" and "hard-substrate" maar volcanoes in an aligned volcanic complex-Implications for vent geometry, subsurface stratigraphy and the palaeoenvironmental setting: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 225-245. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.06.008

**White, J.D.L y Ross, P.S. (2011):** Maar-diatreme volcanoes: a review. *J Volcanol Geotherm Res* 201: 1-29 p.

**Wohletz K.H. (1983):** Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation, grain size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 31-63 p.

**Wohletz K.H. (1986):** Explosive magma – water interactions: thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies: *Bulletin of Volcanology*, 48, p. 245-264.

**Wohletz, K. (2013):** KWare SFT, versión 2.22.

**Wohletz K.H., Heiken G. (1992):** *Volcanology and Geothermal Energy*: Berkeley, University of California, p. 432.

**Wohletz K.H., McQueen, R.G. (1984):** Experimental studies of hydromagmatic volcanism. En *Explosive volcanism: inception evolution, and hazards*. Studies un Geophysics. National Academy Press, Washington, 158-169 p.

**Wohletz K.H., Orsi, G., de Vita, S. (1995):** Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from stratigraphic, chemical, and granulometric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.67, 263-290 p.

**Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. (1979):** A model of pyroclastic surge. *Geological Society of America, Special Paper*, 180, 177-194 p.

**Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. (1983):** Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones, *American Journal of Science*, v.283, 385-413 p.

**Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., Brown, W.K. (1989):** Particle Size Distributions and the Sequential Fragmentation/Transport Theory Applied to Volcanic Ash. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, 15, 703-15, 721.

**Wilson, M. (1989):** *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. HarperCollins Academic, 466 p.

**Willcox, C.P. (2011):** Eruptive, magmatic and structural evolution of a large explosive caldera volcano: Los Humeros, Central Mexico: Leicester, U.K. University of Leicester, PhD Thesis.

**Wogau-Chong , K. (2013):** Estudio de magnetismo ambiental para la determinación de paleoclimas y paleoambientes , en la Cuenca de Serdán-Oriental. Tesis de maestría, Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla.

**Yamamoto, T. (1994):** Phreatomagmatic explosions: basic problems of dynamic interactions between magma and wáter. Mem. Geol. Soc. Japan, 43, 63-72 p.

**Yañez, C., García, S. (1982):** Exploración de la región geotérmica Los Humeros-las Derrumbadas, estados Puebla y Veracruz: Comisión Federal de Electricidad (México), 29,98.

**Zimanowski, B. (1998):** Phreatomagmatic Explosions. En Freundt, A., Rosi, M. (1998): Developemnts in Volcanology 4, From Magma to Tephra: Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions. Elsevier, 318 p.

**Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., Häfele, G. (1997):** Fragmentation of basaltic melt in course of explosive volcanism, Journal of Geophysical Research, 102, 803-814 p.

**Zimanowski, B., Froehlich, G., Lorenz, V. (1991):** Quantitative experiments on phreatomagmatic eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 43, 341-358.

**Zimmer, B.W. (2007):** Eruptive variations during the emplacement of Cerro Pinto dome complex, Puebla, Mexico; Northern Arizona University, MS thesis, 119 pp.

**Zimmer, B.W., Riggs, N-R., Carrasco-Núñez, G. (2010):** Evolution of tuff ring-dome complex: the case study of Cerro Pinto, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Bulletin of Volcanology, 72, 1233-1240.

ANEXOS

Tabla A	Valores de concentraciones de condritas para normalización, empleados en el diagrama de Elementos de Tierras Raras (REE; siglas en inglés). Tomados de Haskin et al. (1968) y Nakamura (1974)	
Elemento	Haskin et al. (1968)	Nakamura (1974)
La		0.3290
Ce		0.8650
Pr	0.112	
Nd		0.6300
Sm		0.2030
Eu		0.0770
Gd		0.2760
Tb	0.047	
Dy		0.3430
Ho	0.070	
Er		0.2250
Tm	0.030	
Yb		0.2200
Lu		0.0339

Tabla B	Valores de concentraciones para el manto primordial para normalización, empleados en el Diagrama Multielementos. Tomados de Sun y McDonough (1989)
Elemento	
Cs	0.0079
Rb	0.635
Ba	6.989
Th	0.085
U	0.021
Nb	0.713
Ta	0.041
K	250
La	0.687
Ce	1.775
Pb	0.071
Pr	0.276
Sr	21.1
P	95
Nd	1.354
Zr	11.2
Hf	0.309
Sm	0.444
Eu	0.168
Ti	1300
Dy	0.737
Y	4.55
Yb	0.493
Lu	0.074