



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra
Centro de Geociencias, campus Juriquilla

“Procesos físicos asociados a erupciones de origen hidrovulcánico: el caso del axalapazco Atexcac, Puebla, México”

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
Doctor en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:
Mario López Rojas

TUTOR:
Dr. Gerardo Carrasco Núñez
Centro de Geociencias

COMITÉ TUTOR:
Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz
Dr. José Jorge Aranda Gómez
Centro de Geociencias

Juriquilla, Qro., febrero de 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CONTENIDO

	Pag.
AGRADECIMIENTOS	I
DEDICATORIAS	II
ÍNDICE DE FIGURAS	III
ÍNDICE DE TABLAS	XIII
RESUMEN	XV
ABSTRACT	XVI
I. INTRODUCCIÓN.	1
1.1 Antecedentes.	1
1.2 Objetivos.	1
1.3 Importancia y contribución de este trabajo.	2
1.4 Marco geológico regional.	3
1.5 Área de estudio.	4
II. MARCO TEÓRICO.	7
2.1 Características del Hidrovulcanismo.	7
2.1.1 Volcanes producidos por hidrovulcanismo.	8
2.1.1.1 Maars en el sentido estricto.	8
2.1.1.2 Anillos de tobas y conos de tobas.	8
2.1.2 Mecanismos y procesos característicos del hidrovulcanismo.	9
2.1.2.1 Mecanismos de transporte.	10
2.1.2.2 Mecanismos y facies deposicionales.	13
2.1.2.3 Estructuras y rasgos característicos.	13
2.1.2.4 Corrientes de densidad piroclástica (PDCs)	16
2.1.2.4.1 Corrientes de densidad piroclástica diluidas (DPDC) húmedas y secas.	20
2.1.3 Procesos de formación-evolución de hidrovulcanes.	20
2.2 Procesos de fragmentación del magma y productos en erupciones basálticas explosivas.	28
2.2.1 Fragmentación magmática.	29
2.2.2 Fragmentación freática.	30

	Pag.
2.2.3 Fragmentación freatomagmática.	31
III. FACIES DEPOSICIONALES Y MIGRACIÓN DEL FOCO ERUPTIVO DEL AXALAPAZCO ATEXCAC: IMPLICACIONES PARA LA MORFOLOGÍA DEL CRÁTER.	34
3.1 Introducción.	34
3.2 Física del transporte atmosférico de fragmentos balísticos.	34
3.3 Facies deposicionales del axalapazco Atexcac.	36
3.3.1 Descripción de facies.	36
3.3.2 Secuencia estratigráfica del axalapazco Atexcac.	40
3.4 Distribución de fragmentos balísticos y áreas fuente.	43
3.4.1 Metodología.	43
3.4.2 Mapas de distribución de balísticos.	48
3.5 Discusión.	54
3.5.1 Definición de fases eruptivas.	54
3.5.2 Interpretación de facies y evolución de focos explosivos.	54
3.6 Conclusiones.	60
IV. ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE FRAGMENTOS JUVENILES DEL AXALAPAZCO ATEXCAC: IMPLICACIONES PARA EL TIPO Y RÉGIMEN DE FRAGMENTACIÓN.	62
4.1 Estudios morfológicos cualitativos y cuantitativos de fragmentos volcánicos.	62
4.2 Metodología.	63
4.2.1 Definición de parámetros morfológicos.	63
4.2.2 Población de fragmentos tamaño lapilli.	68
4.2.3 Población de fragmentos tamaño ceniza.	71
4.3 Discusión.	71
4.3.1 Población de fragmentos tamaño lapilli.	73
4.3.2 Población de fragmentos tamaño ceniza.	76
4.3.3 Mecanismos y régimen en la fragmentación.	79
4.4 Conclusiones.	84
V. ANÁLISIS VESICULAR DE FRAGMENTOS DEL AXALAPAZCO ATEXCAC: IMPLICACIONES EN LOS PROCESOS DEL CONDUCTO.	87
5.1 Introducción.	87
5.2 Dinámica de crecimiento de burbujas en el magma.	90

	Pag.
5.3 Distribución de tamaños de vesículas.	93
5.4 Metodología.	95
5.4.1 Morfología de vesículas.	96
5.5 Resultados.	99
5.5.1 Distribución de tamaños de vesículas y densidad en número de vesículas.	101
5.5.2 Morfología de vesículas.	107
5.6 Implicación en los procesos del conducto y conclusiones.	113
VI. DISCUSIÓN.	116
VII. CONCLUSIONES.	120
VIII. BIBLIOGRAFÍA.	122

AGRADECIMIENTOS

- A mi tutor, el Dr. Gerardo Carrasco Núñez por haber puesto su confianza en mí para la realización de este proyecto, por compartir sus conocimientos conmigo y por todo su apoyo incondicional en todo momento, por todo eso y más... ¡Gracias doctor!
- A mi comité tutorial, los doctores Gerardo Aguirre y Jorge Aranda, por sus comentarios para la mejora en la realización del trabajo académico y por compartir sus conocimientos en campo.
- Agradezco el soporte económico por parte de los proyectos PAPIIT 106314 y CONACYT 150900, con los cuales se financiaron análisis de laboratorio y salidas a campo.
- A las Licenciadas Margarita Segura (Mago) y Dora Martínez por su amistad, su confianza y apoyo en todo momento, durante mi estancia en el CGEO.
- A mis compañeros que ayudaron en el trabajo de campo, Lorena Barragán y Luis Rocha, gracias, su apoyo fue fundamental en el trabajo de campo.
- Agradezco a todo el personal administrativo del Centro de Geociencias, en especial a la Lic. Marta Pereda por todo su enorme apoyo en trámites, por su paciencia y por su gran sentido de humanidad.
- A la M.C. Carolina Muñoz por su incondicional apoyo en el Laboratorio de Geoquímica de Aguas.
- A la Dra. Marina Vega por su enorme paciencia y apoyo en el trabajo del Laboratorio de Microscopía Electrónica.
- Al Dr. Damiano Sarocchi por su incondicional apoyo para el procesamiento y adquisición de imágenes de muestras en el LAIMA del Instituto de Geología de la UASLP. De igual forma agradezco el apoyo logístico a mi trabajo en el LAIMA a Luis Ángel Rodríguez.
- A Juan Vázquez (Juanito) por su colaboración en la elaboración de láminas delgadas.
- Al personal de la Biblioteca del Campus Juriquilla, en especial a la Lic. Teresa Medina (Sol) por su apoyo en la adquisición de bibliografía.
- A Berlaine, Pilar y a todos mis compañeros del CGEO, por su amistad y por ser grandes personas.

DEDICATORIAS

- A mis tres hijas Fernanda Elizabeth, Jennifer Anahí y Yolanda Iatziri, por ser el tesoro más grande que la vida me ha dado y por representar la motivación para lograr mis metas y objetivos en la vida.

- A mi esposa Blanca Elizabeth por su apoyo antes, durante y después de mi estancia en Querétaro y por depositar toda su confianza en mí, por alentarme a seguir siempre adelante y por su amor incondicional.

- A mi madre por infundirme su perseverancia y carácter, y por su apoyo en momentos clave de mi vida y en la realización de este proyecto.

- A mis hermanos: Mago, Martha, Manuel, María y Pepe, por su confianza y cariño. Gracias hermanos.

- A todos mis familiares por su confianza, en especial a mi tía Cuca, por ser mi segunda madre.

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pag.
I. Introducción.	
1.1	5
a) Localización del axalapazco Atexcac en la cuenca Serdán-Oriental, mostrando los principales volcanes de la sierra volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote y la cuenca Serdán-Oriental en la parte oeste. El axalapazco Atexcac está localizado en la parte media de la cuenca Serdán-Oriental, justo hacia el sureste del complejo riolítico de anillos y domos Cerro Pinto y al norte del complejo de domos Las Derrumbadas. b) Localización de la cuenca Serdán-Oriental y del axalapazco Atexcac en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. c) Detalle de la forma del cráter actual del axalapazco Atexcac con su laguna interior.	
II. Marco teórico.	
2.1	7
Relación entre el tipo de depósito, altura de la pluma, tipo de fenómeno eruptivo y tamaño de los productos dominantes, asociados a la interacción explosiva entre magma y agua externa (modificado de Wohletz, 1983a).	
2.2	10
Diagrama de la evolución de en el transporte de una oleada piroclástica a través del desarrollo de tres fases: una fase I cerca de la boca eruptiva, una fase II a una distancia intermedia de la boca eruptiva, y una fase III cerca del final del flujo de la oleada. En la fase I, el flujo es inflado ($\Phi > 0.9$), resultando en la deposición de una capa ondulante. Durante la fase II, la nube sufre deflación ($0.6 < \Phi < 0.9$) con la depositación de una capa masiva. Finalmente, en la fase III, la nube ha sufrido tanta deflación hasta convertirse en un flujo tipo avalancha ($0.5 < \Phi < 0.6$), depositándose una capa planar y el flujo se detiene. El parámetro Φ representa la fracción gaseosa en la nube (modificado de Wohletz & Sheridan, 1979).	
2.3	11
Ilustración de los cuatro formas primarias de transporte de fragmentos en una oleada piroclástica: (1) tracción, donde V_g y V_p son las velocidades y direcciones respectivas del gas y de los fragmentos de la oleada, (2) saltación, (3) suspensión y (4) balístico (modificada de Wohletz, 1998).	
2.4	14
	III

Estructuras características asociadas a la ocurrencia de oleadas piroclásticas en el volcán Laancher See (Eiffel, Alemania). Se pueden observar las facies planares en el fondo del depósito, sobreyacidas por facies masivas y finalmente, facies ondulantes (Fisher & Schmincke, 1984).

2.5

16

Estructura de una corriente de densidad piroclástica. (a) Estructura interna de una oleada piroclástica (corriente de densidad piroclástica diluida, DPDC). La entrada de aire en la corriente ocurre a través de las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz y de Lóbulo y Hendadura. La concentración hipotética de partículas es representada con el gradiente del color gris en la nube. Los miembros extremos de una corriente piroclástica, son mostrados a través de los polígonos con líneas punteadas de diferente color. (b) Gradiente de concentración de partículas y la separación de los dos regímenes de la corriente (modificado de Benage, 2015).

2.6

21

Relación entre la forma hidrovolcánica resultante y el ambiente hidrogeológico. La energía mecánica liberada está asociada a la forma hidrovolcánica. En un ambiente hidrogeológico no saturado producirá, el vulcanismo comúnmente producirá conos de escoria; en ambientes con agua abundante se podrá producir un anillo de tobas, sin el agua no es superficial, y un cono de tobas cuando las explosiones se producen con mayor humedad y con un nivel freático casi superficial. En aguas profundas, las extrusiones de magma basáltico son pasivamente enfriadas, produciéndose lavas tipo almohadilla (modificado de Wohletz y Sheridan, 1983)

2.7

22

Modelo alternativo de formación de morfologías hidrovolcánicas, en el cual cada campo de estilo de erupción ocupa partes variantes de campos hidrovolcánicos dependientes de controles fundamentales. De acuerdo al modelo pueden ocurrir diferentes estilos eruptivos para la misma relación agua/magma (Sohn, 1996).

2.8

23

Esquema que muestra las etapas inicial (protodiatrema) y madura de un sistema maar-diatrema. En el esquema d_{cont} es la profundidad de contención, es decir, la profundidad de explosiones que no erupcan, d_{opt} es la profundidad óptima a escala (se detalla más adelante en el texto de esta sección), d es la profundidad a la que ocurre alguna explosión dada (modificado de Valentine et al., 2014).

2.9

25

Secciones longitudinales idealizadas de facies y secuencias de facies para volcanes maar-diatrema. A) Facies, proximal, intermedia y distal, definidas por resultados experimentales con rasgos añadidos de observaciones de experimentos adicionales y estabilidad del cráter, B) Secciones longitudinales idealizadas propuestas para un rango de diferentes profundidades a escala (modificado de Graettinger et al., 2015a).

2.10

30

Esquema de las capas límite a lo largo de las paredes de un dique, la zona calentada por el dique y el cráter de explosión. La figura no está a escala, de tal forma que el diámetro del cráter es aproximadamente una o dos veces más grande que el ancho del dique (d) y el ancho de la capa límite de vapor (δ) es aproximadamente igual al radio del cráter. El dique es emplazado a una profundidad h por debajo de la superficie; w denota la velocidad de ascenso del vapor (modificado de Germanovich & Lowell, 1995).

2.11

32

Ambiente hipotético de actividad hidrovulcánica subsuperficial, mostrando (a) el contacto inicial de magma con sedimentos saturados, (b) crecimiento de la película de vapor, (c) mezcla de magma con sedimentos, y (d) expansión de vapor de alta presión en un pulso explosivo (modificado de Sheridan & Wohletz, 1983a).

III. Facies deposicionales y migración del foco eruptivo del axalapazco Atexcac: implicaciones para la morfología del cráter.

3.1

35

Diagrama simple de las fuerzas que actúan durante el transporte atmosférico de un balístico volcánico. El fragmento alargado seguirá la trayectoria del eje "Y" mientras que gira alrededor del eje "X", impulsado por la velocidad (V) y a la vez frenado por la fuerza de arrastre (F_d), la cual es representada por la fricción que ofrece el aire atmosférico, siendo este último, el fluido a través del cual se mueve el fragmento; dicha fuerza de oposición tiene dirección opuesta a la de la velocidad. La gravedad es una fuerza que actuará hacia el centro de la Tierra (adaptado de Sherwood, 1967).

3.2

37

Sección estratigráfica sur que muestra las facies consideradas. Facies 1: clastos juveniles bien clasificados, soportados por clastos; facies 2: cenizas finas con estratificación cruzada y planar, acompañadas de capas de lapilli (líticos y material juvenil), algunos canales de relleno sedimentarios y abundante lapilli acrecional; facies 3: clastos juveniles con líticos diversos, soportados por clastos; facies 4: intercalación de capas de brechas masivas o estratificadas con cenizas finas con estratificación cruzada; facies 5: intercalación capas de lapilli grueso masivas o estratificadas con capas de ceniza fina; y facies 6: brechas con megabloques con lapilli acrecional. Ver localización de esta sección en la figura 4.8.

	Pag.
3.3	39
<p>Sección estratigráfica norte que muestra las diferentes facies que formaron esta sección. Note la diferencia en espesores, particularmente de las unidades 1, 2 y 3. Los depósitos de la facies 1 de esta unidad es el horizonte con menor de toda la secuencia maar. Esta sección es dominada principalmente por facies 4 y 5, aunque en la unidad I no estén presentes. En general, los bloques balísticos presentes en esta sección, ocurrieron en todos los tipos de facies. Ver localización de esta sección en la figura 4.8.</p>	
3.4	41
<p>Fotografías que muestran diferentes facies: a) facies 1, 2 y 3 de la secuencia maar y la “toba café, una de las capas de la secuencia pre-maar. b) detalle de la facies 3 de la foto a), mostrando una brecha masiva, soportada por clastos, integrada por material juvenil y líticos diversos. El tamaño del GPS rojo es de 10 cm. c) Detalle del rectángulo de la parte inferior de la foto a), mostrando capas planares o con estratificación cruzada y canales de relleno sedimentarios; en la parte inferior de la imagen es mostrada parte de la facies 1. Las dimensiones del rectángulo son de 1.8 x 1.0 m. d) Detalle de la facies 1 de la imagen a), mostrando material de caída de escoria juvenil; la parte inferior a la facies 1 corresponde a depósitos de la toba café de la foto a). El tamaño de la navaja es 10 cm. La secuencia maar inició con la facies 1 y el detalles del contacto con los depósitos de las unidades pre-maar se muestra en la imagen de la foto d).</p>	
3.5	42
<p>Fotografías que muestran los rasgos característicos de las facies 4 y 6. En la imagen superior aparecen las intercalaciones típicas de brechas masivas o planares y capas de ceniza con estratificación cruzada, correspondientes a las facies 4. Se puede notar una pequeña deformación originada por el impacto de un bloque de caliza de 17 cm de diámetro. En la parte inferior de la imagen se puede apreciar sólo una parte de una facies 6, pero es suficiente para exponer fragmentos líticos de lapilli de medio a grueso, de diferentes litologías. El tamaño del martillo es 33 cm.</p>	
3.6	43
<p>Fotografías que muestran cuatro diferentes tipos de fragmentos balísticos: a) bloque balístico de caliza (A35) con un diámetro máximo de 33 cm, impactado en una capa de cenizas con estratificación cruzada de una facies 4; b) bloque basáltico (A36) con diámetro máximo de 45 cm, impactado en una capa masiva de cenizas de una facies 5; c) bloque de material juvenil (A43) con corteza de pan y diámetro máximo de 20 cm, impactado en una capa de cenizas con estratificación cruzada perteneciente a una facies 4; d) uno de los bloques balísticos (A23) más grandes de composición microdiorítica, con un diámetro máximo de 2.3 m, impactado en un brecha de una facies 6. Los bloques A35, A36 y A43 fueron emplazados en la unidad IV de la pared</p>	

interna norte del cráter; mientras que el bloque A23 se impactó en la unidad II de la pared interna sur. El bolígrafo de las imágenes a), b) y c) tiene 15 cm de longitud y el martillo de la imagen d) tiene 33 cm de longitud. En cada una de las imágenes se indica la ubicación de la fuente.

3.7**46**

Diagrama esquemático que muestra las dos probables zonas de expulsión de bloques balísticos, considerando su composición y de acuerdo a los ángulos de eyección de 45 y 85 grados, respectivamente. Se asume que los fragmentos de basalto provienen de una zona muy cercana a la superficie y fueron aparentemente expulsados con un bajo ángulo de emisión (45°); mientras que para el caso de fragmentos de andesita, caliza, microdiorita y juveniles, se infiere que provienen de zonas con poca profundidad y por lo tanto tuvieron un ángulo de emisión más alto (85°).

3.8**47**

Mapa de distribución espacial de fragmentos balísticos considerados en este estudio. Los bloques balísticos de las unidades I y II fueron medidos en la sección sur. Los balísticos de la unidad IV fueron medidos en los sectores noreste, noroeste y suroeste de las paredes internas del cráter, pero no fue posible medir balísticos en la unidad III. El tamaño de los círculos no indica el tamaño de los bloques balísticos, sólo representa bloques de las diferentes unidades estratigráficas.

3.9**50**

Mapa y distribución estratigráfica de los bloques balísticos de las diferentes facies de la unidad I, así como sus composiciones. La composición basáltica fue el tipo de bloques balístico que más ocurrió en esta unidad. Se pueden observar las distintas direcciones del área fuente de cada fragmento, durante la ocurrencia de las explosiones que dieron lugar a la formación de la unidad I. Las líneas delgadas de color rojo muestran las direcciones de los bloques y las líneas gruesas representan las probables zonas de explosión de los fragmentos balísticos.

3.10**51**

Mapa de la distribución espacial y estratigráfica de balísticos medidos en la unidad II, la composición de cada fragmento, así como las diferentes direcciones asociadas a la columna estratigráfica y explosiones ocurridas durante la formación de los depósitos que dieron origen a la unidad II. Las líneas azules delgadas indican las direcciones de los bloques y las líneas gruesas azules representan las probables zonas de explosión de cada fragmento de esta unidad.

3.11**53**

Mapa de la distribución espacial y sección estratigráfica de los balísticos medidos que ocurrieron durante la formación de la unidad IV, así como sus respectivas composiciones. Se puede apreciar claramente las orientaciones caóticas y la alternancia, que podrían estar asociadas a las ubicaciones de los focos explosivos, durante la formación de la unidad estratigráfica IV. Las líneas delgadas color café indican las direcciones de los bloques, mientras que las líneas gruesas representan las probables zonas de explosión para cada fragmento balístico.

3.12

59

Esquema que muestra la relación entre cada fase eruptiva y la morfología resultante del cráter. Las explosiones de la fase 1 estuvieron localizadas principalmente en la zona suroeste del cráter interno; la fase 2 causó la ampliación del cráter hacia el noreste y la fase eruptiva final (fase 3), prácticamente originó la morfología actual del axalapazco Atexcac.

IV. Análisis morfológico de fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac: implicaciones para el régimen de fragmentación y el reciclado de clastos.

4.1

66

Ubicación estratigráfica de muestras seleccionadas para análisis morfológico de fragmentos con tamaños de lapilli (0 y -1ϕ) y ceniza (3ϕ). Las muestras de lapilli y ceniza, clasificadas como fragmentos gruesos, fueron seleccionadas en depósitos de caída de la facies 1 y en brechas de facies 4, 5 y 6, y las muestras de ceniza y lapilli, clasificadas como finos, fueron seleccionadas en capas de ceniza con estratificación cruzada en las facies 4.

4.2

68

Valores de parámetros morfológicos para figuras sintéticas (modificado de Büttner et al., 2002).

4.3

69

Colocación de fragmentos de lapilli juvenil (-1ϕ) en cada una de las imágenes obtenidas para la obtención de los tres ejes o dimensiones de cada partícula, siguiendo la metodología de Montenegro-Ríos et al. (2013). El objeto metálico (punta de un destornillador) mide 6 mm de ancho. El objeto metálico se utilizó para calibrar el software que se usó.

4.4

75

Distribución de frecuencias de los valores adimensionales de los parámetros morfológicos para fragmentos gruesos y finos de lapilli juvenil del axalapazco Atexcac. La escala horizontal es lineal y la escala vertical es logarítmica, para todos los histogramas.

4.5

76

Imágenes SEM de fragmentos de ceniza gruesa, denominados en este estudio como “finos” y tipificados en la literatura como freatomagmáticos (Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz, 1983; Morrisey et al., 2000): (a) fragmento tipo placa, (b) fragmento con morfología convoluta, (c) clasto semiesférico, (d) fragmento con morfología fusiforme, (e) clasto vesicular, y (f) fragmento con morfología tipo bloque.

4.6

77

Imágenes SEM de fragmentos de ceniza gruesa, clasificados en este estudio como gruesos y asociados a procesos de fragmentación magmática. Los fragmentos aparentemente muestran morfologías típicas de erupciones tipo estrombolianas con bordes redondeados y formas fluidas irregulares (Cioni et al., 1992; Mastin, 2007).

4.7

79

Esquema de discriminación que muestra los dos tipos de régimen de fragmentación que se presentaron durante las explosiones que dieron lugar a la formación de fragmentos de lapilli de material juvenil del axalapazco Atexcac. Se insertaron las figuras sintéticas propuestas por Büttner et al (2002) para tener un comparativo de las formas que resultaron en los juveniles del axalapazco Atexcac. Además se muestra la línea de tendencia hacia el recycle de fragmentos juveniles (Valentine & White, 2012), que podría aplicarse a clastos juveniles derivados de depósitos de sistemas maar-diatrema, como es el caso del axalapazco Atexcac.

4.8

81

Comportamiento del régimen de fragmentación, dúctil y frágil, de los fragmentos gruesos y finos, de cada una de las muestras consideradas (ver Figura 4.1). Los fragmentos gruesos están representados por los círculos de color azul y los finos (muestras con asterisco) por círculos de color rojo.

4.9

83

Diagrama que muestra la dispersión de fragmentos gruesos y finos del axalapazco Atexcac. Los factores F_1 y F_2 son adimensionales. Los fragmentos gruesos se indican con un cuadrado color azul oscuro y los finos se señalan con círculos de color rojo. Además se insertaron para comparación, los tres fragmentos freatomagmáticos

(círculos amarillos) y tres magmáticos (triángulos grises) clasificados así por Dellino & La Volpe (1996), así como la línea que representa el umbral de discriminación.

V. Análisis vesicular de fragmentos del axalapazco Atexcac: implicaciones en los procesos del conducto.

5.1 87

Ilustración esquemática que muestra los dos mecanismos de nucleación de burbujas. (a) Localización de los niveles de saturación, exsolución fragmentación, durante la nucleación homogénea de burbujas de gas, y (b) ubicación de los niveles de saturación, exsolución y fragmentación durante la nucleación heterogénea (adaptado de Cashman et al, 2000).

5.2 88

Diagrama esquemático que muestra los controles de los diferentes tiempos de vesiculación y los mecanismos de fragmentación. La fragmentación causada por ruptura de burbujas, ocurre cuando la vesicularidad alcanza el máximo valor, y la fragmentación causada por interacción agua/magma, que ocurre en algún instante de la curva de vesicularidad del magma (modificado de Houghton & Wilson, 1989).

5.3 92

Esquema que muestra la distribución típica de tamaños de burbujas dentro de un magma en ascenso. Las burbujas más grandes son las primeras en formarse y a mayor profundidad bajo la superficie y han crecido por difusión y de compresión; las burbujas más pequeñas son las de reciente nucleación. La longitud de las flechas en cada burbuja refleja la velocidad relativa de ascenso de las burbujas a través del magma (adaptado de Parfitt & Wilson, 2008).

5.4 94

Diagrama del logaritmo natural del número de burbujas $[\ln(n)]$ versus diámetro de la burbuja de gas, en el que se muestran las distintas formas de las distribuciones de tamaños de las burbujas incluidas en el modelo de Marsh (1988). Los procesos que pueden causar la desviación de un proceso de nucleación y crecimiento continuo (línea sólida continuo en la gráfica), son la coalescencia (línea con punteado fino en la gráfica) o la maduración de Ostwald (línea con punteado grueso en la gráfica) (modificado de Mangan & Cashman, 1996).

5.5 97

Comportamiento de la morfología de las vesículas de acuerdo a los valores adquiridos por los parámetros adimensionales de la esfericidad y el factor de Forma Feret 3D.

	Pag.
5.6	98
<p>Posición estratigráfica de las muestras de fragmentos juveniles (gruesos y finos) utilizadas en el análisis vesicular del axalapazco Atexcac. Las muestras en cuya clave aparece un asterisco (*) son muestras de fragmentos finos. Además se muestra la variación estratigráfica del índice de vesicularidad ϕ (% de vesicularidad) y de la Densidad en Número de Vesículas.</p>	
5.7	101
<p>Comparativo del rango de valores de la densidad en número de vesículas (DNV) del axalapazco Atexcac con otros volcanes. La escala vertical es logarítmica de base 10. Los datos de la DNV para cada una de las erupciones aparecen en la Tabla 6.1 (adaptada de Murtagh et al., 2010).</p>	
5.8	103
<p>a) Distribución exponencial (Blower et al., 2002) de tamaños de vesículas de los fragmentos, tanto gruesos como finos, del axalapazco Atexcac. De acuerdo a Shea et al. (2010a) una distribución exponencial es asociada a la ocurrencia de eventos de coalescencia. En la gráfica se puede notar que tanto fragmentos gruesos como finos presentaron eventos de coalescencia (Gaonac’h et al., 1996a, 2005), principalmente para las vesículas de los diámetros mayores. La escala vertical es logarítmica de base e. b) Modelo de Distribución de tamaños de vesículas con rasgos de coalescencia, en el cual $\ln(n)$ es el logaritmo natural del número de vesículas y “L” es el tamaño de la vesícula, expresado en una escala lineal (Shea et al., 2010a).</p>	
5.9	104
<p>Distribución de tamaños de vesículas de los fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac. El diámetro equivalente, es el correspondiente al de una esfera con el mismo volumen que el fragmento. La posición estratigráfica de cada muestra es mostrada en la Figura 6.4. Se puede notar, que tanto los fragmentos clasificados en este estudio como magmáticos y freatomagmáticos, comparten un mecanismo marcado de coalescencia (Gaonac’h et al., 1996a, 2005) en las unidades I y II. La escala vertical en cada histograma es logarítmica de base 10. La unidad que viene especificada en cada histograma corresponde a la unidad estratigráfica de donde proviene la muestra de material juvenil.</p>	
5.10	108
<p>a) Imágenes reconstruidas 3D de fragmentos juveniles gruesos y finos (los que tienen asterisco) del axalapazco Atexcac, seleccionados en las partes inferior, media y superior de la columna estratigráfica (ver ubicación de muestras de gruesos y finos</p>	

	Pag.
en la Figura 5.5). b) Acercamiento a un fragmento magmático (AT-05-a) y un freatomagmático (AT-05-e*), en el cual se puede notar el contraste de un mayor índice de vesicularidad (ϕ), y en general, formas más elongadas de vesículas para el clasto magmático.	
5.11	109
a) Comportamiento del factor de Forma Feret 3D de fragmentos gruesos y finos con respecto al diámetro de la vesícula, b) Comparativo del factor de forma Feret versus esfericidad de las vesículas de los clastos juveniles gruesos y finos del axalapazco Atexcac.	
5.12	111
Comportamiento de los parámetros adimensionales de esfericidad y factor de Forma Feret 3D de las vesículas de los fragmentos juveniles gruesos y finos del axalapazco Atexcac. Los fragmentos finos corresponden a las muestras con asterisco en su clave y los círculos de color rojo, en cambio los fragmentos gruesos aparecen con color azul.	
VI. Discusión.	116
VII. Conclusiones.	120
VIII. Bibliografía	122

ÍNDICE DE TABLAS

	Pag.
I. Introducción.	
II. Marco teórico.	
2.1	27
Comparación de interpretaciones de características del maar Stracciacappa (modificada de Valentine et al., 2015b).	
III. Facies deposicionales y migración del foco eruptivo del axalapazco Atexcac: implicaciones para la morfología del cráter.	
3.1	44
Localización y características de bloques balísticos medidos y considerados en este estudio.	
3.2	54
Composición, unidad, tipo de facies y fase explosiva en la que ocurrió cada uno de los bloques balísticos considerados en este estudio.	
IV. Análisis morfológico de fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac: implicaciones para el régimen de fragmentación y el reciclado de clastos.	
4.1	64
Tipos de facies deposicionales y tipo de horizontes donde fueron seleccionadas las muestras de lapilli (0 y -1 ϕ) y ceniza (3 ϕ), utilizadas en el estudio morfológico. Las muestras clasificadas como finos son las que llevan el asterisco (*).	
4.2	69
Resumen de cargas factoriales, puntuaciones factoriales, así como los eigenvalores y su varianza acumulada expresada, utilizados por statistica para el cálculo de los factores F_1 y F_2 que se muestran en la gráfica de la Figura (5.8), correspondientes a los tamaños de lapilli de las muestras de fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac.	
4.3	70
Resumen de cargas factoriales, puntuaciones factoriales, así como los eigenvalores y su varianza acumulada expresada, utilizados por statistica para el cálculo de los factores F_1 y F_2 que se muestran en la gráfica de la Figura (5.8), correspondientes a	

	Pag.
los tamaños de ceniza de las muestras de fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac.	
4.4	72
Promedio y desviación estándar de los cuatro parámetros de forma calculados para cada una de las muestras usadas en el análisis morfológico, correspondientes a la población con tamaños de lapilli. Las claves con asterisco (*), representan muestras de fragmentos finos. Circ.= circularidad, Elong.= elongación. Comp.= compacidad, Rect.= rectangularidad.	
V. Análisis vesicular de fragmentos del axalapazco Atexcac: implicaciones en los procesos del conducto.	
5.1	87
Clasificación propuesta de características de la vesiculación (Houghton & Wilson, 1989).	
5.2	101
Comparativo de los resultados del análisis vesicular del axalapazco Atexcac comparado con otras erupciones: (i) Keanakako’i (Mastin, 2004), (ii) Ilchulbong (Murtagh et al., 2011), (iii) Estromboli (Lautze & Houghton, 2007), (iv) Capelas (Mattsson, 2010), (v) Etna (Sable et al., 2006).	
5.3	104
Porcentajes relativos de clases de tamaños de vesículas de las muestras del axalapazco Atexcac.	
VI. Discusión.	115
VII Conclusiones.	119
VIII. Bibliografía.	121

RESUMEN

Para estudiar los procesos físicos asociados a erupciones hidrovulcánicas que intervinieron en la formación de un volcán tipo maar se seleccionó el axalapazco Atexcac, el cual se encuentra ubicado en la cuenca Serdán Oriental, en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. El estudio se centró en la secuencia maar del axalapazco Atexcac. Los depósitos de la secuencia maar se agruparon en seis tipos de facies deposicionales, caracterizadas por incluir fragmentos juveniles y líticos (basaltos, andesitas, calizas y microdioritas), provenientes de varios niveles de profundidad, a través de explosiones de freáticas (en su minoría), magmáticas y freatomagmáticas (resultando estas dos últimas las que generaron la mayoría de dichos depósitos), que fueron acompañadas por la emisión de grandes bloques balísticos, cuya reconstrucción de las trayectorias aunada al análisis de facies, permitió inferir las zonas de las fuentes explosivas, resultando, en algunos casos, focos explosivos alternados y/o simultáneos, y cuya ocurrencia sugiere la evolución de la morfología actual elongada del cráter. Los eventos magmáticos, originaron en general, fragmentos juveniles (en este estudio se denominaron *gruesos*), que muestran una morfología resultante con un contorno más irregular (comparando con los clastos freatomagmáticos), que sugiere la formación de estos clastos por fragmentación de magma a través de un régimen dúctil, dominado principalmente por esfuerzos de cizalla, posiblemente derivado de cuerpos de magma ascendente que eruptaron explosivamente desde la superficie o por medio de explosiones a profundidades muy cercanas a la superficie. En contraste, los clastos freatomagmáticos (denominados *finos* en este estudio), resultaron en general, con contornos menos irregulares, los cuales pudieron haberse originado desde profundidades menores a 1 km, o a profundidades donde la presión hidrostática permite la generación de interacciones explosivas entre el agua del acuífero local y los diques de magma. Estos fragmentos juveniles pudieron haber tenido una historia compleja de ascenso, con explosiones ocurridas a varios niveles de profundidad, las que permitieron que los clastos juveniles ascendieran paso a paso, hasta llegar a profundidades menores a 200 m, y más probablemente menores a 100 m, los cuales finalmente fueron eruptados desde dichas profundidades. Las explosiones ocurridas desde focos simultáneos con fluctuaciones en el flujo de agua y magma, podrían haber generado la mezcla y el reciclado de fragmentos magmáticos y freatomagmáticos. Los diferentes mecanismos y la historia compleja de ascenso, que generaron los dos tipos de fragmentos juveniles magmáticos y freatomagmáticos, estuvieron asociados también a diferentes procesos de vesiculación del magma que los produjo, los que se manifestaron en el índice de vesicularidad (ϕ), resultando valores mayores para los clastos magmáticos, lo que sugiere que el magma tuvo un posible mayor tiempo de residencia en el conducto y en la densidad en número de vesículas (DNV), ocurriendo en este caso los valores mayores en los clastos freatomagmáticos, que implica una posible dominancia de los efectos de contracción, originados por el choque térmico entre un cuerpo de magma y el agua del acuífero, o el efecto de ruptura de las burbujas de gas del magma que poseían mayores tamaños, quedando sólo las burbujas con menores tamaños. Los mecanismos que producen

cizalla fueron más importantes en las burbujas de gas de los clastos magmáticos, dado que dichos fragmentos presentan, en general, rasgos de vesículas más elongadas. Las formas polilobulares de vesículas están presentes en los dos tipos de fragmentos (mágmaticos y freatomágmaticos), provenientes básicamente de todos los niveles de la columna estratigráfica del axalapazco Atexcac, lo que sugiere que los mecanismos de coalescencia en el magma, que generó los dos tipos de clastos, tuvieron una importancia dominante sobre los procesos de crecimiento de las burbujas de gas del magma, asociados a la decompresión del magma y a difusión, durante el ascenso. La densidad en número de vesículas (DNV) de los clastos de Atexcac sugiere mecanismos de vesiculación similares a las erupciones de intensidad media, como la erupción subpliniana Keanakakoí del volcán Kilauea o la erupción paroxismal del volcán Estromboli, así como a la de erupciones plinianas, como la del volcán Tarawera o de algunas etapas de intensidad menor de la erupción del volcán Etna del año 122 DC.

ABSTRACT

To study the physical processes associated with hydrovolcanic, the axalapazco Atexcac was selected, which is located in the Serdán Oriental basin, in the eastern sector of the Mexican Volcanic Belt. The study focused on the maar sequence of axalapazco Atexcac. The deposits of the maar sequence were grouped into six types of depositional facies, characterized by including juvenile and lithic fragments (basalts, andesites, limestones and microdiorites), coming from several depth levels, through groundwater explosions (in their minority), magmatic and phreatomagmatic (resulting in the last two those that generated most of these deposits), which were accompanied by the emission of large ballistic blocks, whose reconstruction of trajectories coupled with facies analysis, allowed to infer the zones of the explosive sources, resulting in some cases, alternating and / or simultaneous explosive foci, and whose occurrence suggests the evolution of the current elongated morphology of the crater. The magmatic events, originated in general, juvenile fragments (in this study they were denominated coarses), that show a morphology resulting with a more irregular contour (comparing with the phreatomagmatic clasts), that suggests the formation of these clasts by fragmentation of magma through of a ductile regime, dominated mainly by shear stresses, possibly derived from bodies of ascending magma that erupted explosively from the surface or by means of explosions at depths very close to the surface. In contrast, the phreatomagmatic clasts (called fines in this study), were generally, with less irregular contours, which could have originated from depths less than 1 km, or depths where hydrostatic pressure allows the generation of explosive interactions between water of the local aquifer and the magma dikes. These juvenile fragments may have had a complex history of ascent, with explosions occurring at several depth levels, which allowed the juvenile clasts to ascend “step by step”, until reaching depths less than 200 m, and more likely less than 100 m, which were finally erupted from these depths. Explosions occurring from simultaneous sources with fluctuations in the flow of water and magma, could have generated

the mixing and recycling of magmatic and phreatomagmatic fragments. The different mechanisms and the complex history of ascent, which generated the two types of magmatic and phreatomagmatic juvenile fragments, were also associated to different processes of vesiculation of the magma that produced them, which manifested in the vesicularity index (ϕ), resulting higher values for the magmatic clasts, suggesting that the magma had a possible longer conduit residence time and in the vesicle number density (VND), in this case occurring the highest values in the phreatomagmatic clasts, which implies a possible dominance of the effects of contraction, originated by the thermal shock between a body of magma and the water of the aquifer, or the effect of rupture of gas bubbles of magma that had larger sizes, leaving only the bubbles with smaller sizes. The mechanisms that produce shear were more important in the gas bubbles of the magmatic clasts, being as these fragments have, in general, features of more elongated vesicles. The polylobate forms of vesicles are present in the two types of fragments (magmatic and phreatomagmatic), coming basically from all the levels of the stratigraphic column of Axalapazco Atexcac, which suggests that the mechanisms of coalescence in the magma, which generated the two types of clasts, had a dominant importance on the growth processes of magma gas bubbles, associated with the decompression of magma and diffusion, during the ascent. Vesicle number densities of the Atexcac clasts suggests mechanisms of vesiculation similar to the eruptions of medium intensity, such as the subplinian eruption Keanakako'i of the Kilauea volcano or the paroxysmal eruption of the Estromboli volcano, as well as the eruptions plinians, like the Tarawera eruption or of some stages of less intensity of the Etna 122 BC eruption.

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

El hidrovulcanismo es un fenómeno natural originado en diversos ambientes geológicos, ya sea como fenómeno explosivo (Ollier, 1967; Fisher & Waters, 1970; Kienle et al., 1980; Lorenz, 1973, 2007; Self et al., 1980; Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz, 1983; Wohletz, 1986; Valentine et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2012,) o como fenómeno pasivo (Brooks et al., 1982; Skrilling et al, 2002) y ha sido estudiado por décadas. La importancia del estudio del hidrovulcanismo está relacionada con la evaluación del riesgo volcánico (Lorenz, 2007) y la exploración geotérmica (Wohletz & Sheridan, 1983; Wohletz & Heiken, 1992), así como con el desarrollo de yacimientos minerales en áreas hidrovulcánicas (Lorenz, 1987; White, N.C., & Herrington, 2000; White & Ross, 2011). Existen casos documentados de efectos secundarios de erupciones volcánicas, como el caso del volcán Nevado del Ruiz, en 1985 (Naranjo et al., 1986; Thouret, 1990) o los efectos directos o indirectos por el fenómeno hidrovulcánico de la actividad del volcán Santa Elena, en 1980 (Sheridan & Wohletz, 1981), o inclusive los eventos causados por explosiones freatomagmáticas de la erupción hidrovulcánica del Vesubio en el año 1979 (Sheridan et al., 1981).

Los procesos físicos de los mecanismos asociados al hidrovulcanismo explosivo incluyen los siguientes aspectos: (1) fragmentación (Sheridan & Wohletz, 1981, 1983; Wohletz, 1983, 1986; Zimanowski et al., 1997a; Zimanowski, 1998; Büttner et al., 2002; Németh, 2010), (2) transporte (Fisher y Waters, 1970; White & Ross, 2011), (3) depósito (Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz & Sheridan, 1983; Sohn, 1996; White & Schmincke, 1999; Graettinger et al., 2014, 2015), y (4) evolución de la morfología del cráter de los centros eruptivos (Lorenz, 1986; White & Ross, 2011; Kereszturi y Németh, 2012; Jordan et al., 2013; Graettinger et al., 2014, 2015; Valentine Valentine et al., 2012, 2014, 2015).

En este trabajo se hace especial énfasis en los procesos físicos hidrovulcánicos asociados a la evolución morfológica del cráter del axalapazco Atexcac, en los mecanismos que intervinieron en la formación de las facies deposicionales, así como a la fragmentación del magma, y a los procesos de vesiculación (que ocurren durante el ascenso del magma en el conducto), lo que en conjunto proporciona elementos importantes para entender el origen de esta estructura volcánica y los procesos que intervinieron en su formación y evolución con el tiempo. Se seleccionó el axalapazco Atexcac porque representa un magnífico ejemplo para estudiar dichos procesos, dado que su cráter presenta una morfología elongada (semielíptica), además presenta estructuras deposicionales con rasgos aparentes de diferentes mecanismos de formación.

1.2 Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es investigar los procesos físicos asociados al origen y evolución de una estructura hidrovulcánica, tomando como caso de estudio el axalapazco Atexcac.

Los objetivos particulares son centrados en: (1) la identificación y caracterización de las diferentes facies de depósito, (2) definir la evolución morfoestructural a partir del análisis de las trayectorias de grandes bloques balísticos, (3) caracterizar los mecanismos de fragmentación (magmática y freatomagmática), basado en la morfología de clastos juveniles provenientes de las diferentes facies, y (4) determinar las condiciones de la dinámica de ascenso del magma en el conducto a partir del análisis de la vesicularidad del magma, reflejada en los fragmentos juveniles.

Se parte de la hipótesis de que el axalapazco Atexcac fue formado a través de dos principales tipos de mecanismos de fragmentación (magmática y freatomagmática), con fluctuaciones de la disponibilidad de agua en el acuífero local (Carrasco-Núñez et al., 2007), lo que originó una secuencia de diferentes tipos de facies, con variaciones laterales y verticales de los focos explosivos (Carrasco-Núñez et al., 2007; López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015). Se infiere también que los cambios en el tipo de fragmentación (magmática y freatomagmática) y la historia de la dinámica de ascenso del magma, quedaron registrados en la morfología de los clastos y en su vesicularidad.

1.3 Importancia y contribución de este trabajo

En México, los volcanes tipo maar han sido poco estudiados desde una perspectiva que incluya los mecanismos físicos que se ven involucrados durante su formación y evolución. Durante años había prevalecido el modelo de Lorenz (1986), el cual explica el origen y evolución de un volcán tipo maar, a través de la profundización de los focos explosivos (proporcional al crecimiento del cráter) y la subsidencia recurrente del piso y el colapso de las paredes del cráter. Este modelo es más apropiado para una morfología circular del cráter, pero no para cráteres con forma elongada, como es el caso del cráter del axalapazco Atexcac. A través de un estudio de reconstrucción de trayectorias de bloques balísticos, asociados a la ocurrencia de facies de depósito, desarrollado como el capítulo IV de este trabajo, se aporta evidencia que sugiere que la forma semielíptica del cráter y su evolución, obedecen a la migración espacial, tanto lateral como a profundidad, de las explosiones, especialmente a través de mecanismos de focos explosivos alternados o simultáneos (Carrasco-Núñez et al., 2007; López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015).

La morfología de fragmentos juveniles provenientes de erupciones hidrovulcánicas ha sido poco explorada y una gran mayoría de los trabajos realizados en el mundo, han sido enfocados sólo a erupciones magmáticas (estrombolianas, vulcanianas, plinianas, etc.). Existen pocos estudios morfológicos cuantitativos sobre fragmentos hidrovulcánicos, y en la mayoría de estos, sólo se resaltan los rasgos texturales desde un enfoque meramente

cualitativo. En el capítulo IV de este trabajo se realizó un análisis morfológico cuantitativo de fragmentos juveniles magmáticos y freatomagmáticos, en el cual se resaltan los mecanismos del régimen de fragmentación (dúctil o frágil), haciendo énfasis en los procesos de mezcla de fragmentos juveniles desde bocas eruptivas simultáneas y por diferentes estilos eruptivos (Valentine et al., 2015b).

Un escenario similar se presenta en cuanto a estudios de vesicularidad de fragmentos juveniles; una buena proporción han sido realizados con técnicas estereológicas o aplicando métodos basados en el principio de Arquímedes, las cuales representan sólo aproximaciones a la vesicularidad real. En el capítulo V del presente trabajo, se realizó un estudio sobre los procesos de vesicularidad del magma que ocurren durante el ascenso de este en el conducto, desde la nucleación hasta la fragmentación, basando el análisis en un procesamiento con equipo de microtomografía de rayos X.

1.4 Marco geológico regional

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es una provincia volcánica activa, con orientación E-O, de aproximadamente 1000 km de longitud y se extiende desde el Océano Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México, en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978); formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena et al., 2005). El CVM fue formado sobre provincias Cretácicas y Cenozoicas (Ferrari et al., 2012), cuyo vulcanismo en este último caso, se ha manifestado desde el Mioceno hasta el presente (Ferrari et al., 1999), con un claro patrón de migración de la actividad hacia el frente del cinturón volcánico (Márquez et al., 2001). Las estructuras volcánicas que representan la actividad holocénica del CVM son, desde grandes complejos caldéricos de composición silícica y grandes estratovolcanes, hasta extensos campos monogenéticos y numerosos domos. La composición de esas estructuras varía desde riolitas hasta basaltos, con tendencia química desde calco-alcalinas a alcalinas (Ferrari et al., 1999). Desde los estudios iniciales (Demant, 1978), se ha observado que los principales estratovolcanes muestran alineación de sierras volcánicas con tendencia norte-sur, aproximadamente ortogonal al CVM (Alaniz et al., 1998). Demant (1978) dividió el CVM en cinco provincias principales: (1) la fosa tectónica Tepic-Chapala, (2) la fosa tectónica de Colima, (3) la zona de Michoacán, (4) los grandes valles de Toluca, México y Puebla, y (5) la sierra volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote. Más recientemente Gómez-Tuena et al. (2005) propusieron tres sectores, con base a su geología y su tectónica: (a) una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986), (b) una porción central que se extiende hasta el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002a), y (c) una porción oriental que continúa hasta la costa del Golfo de México.

En la porción oriental del CVM se encuentra la Cuenca Serdán-Oriental (CSO), una amplia cuenca lacustre endorreica del Altiplano Mexicano, cuya elevación promedio es de

2300 msnm y ocupa un bajo relieve de aproximadamente 5250 km². En contraste con las zonas de los alrededores, la CSO está caracterizada por presentar un vulcanismo monogenético bimodal que incluye grandes domos riolíticos, pequeños conos cineríticos y de lava, y volcanes tipo maar, que en su mayoría corresponden a anillos de tobas, unos pocos maars en el sentido estricto y muy pocos conos de tobas (Negendank et al., 1985). Los estratovolcanes y calderas son de edad variable, que va desde el Mioceno al Holoceno, mientras que la parte interior de la cuenca alberga varios domos, anillos de tobas, calderas y maars de edad Cuaternaria (Carrasco-Núñez et al., 1997). Un rasgo muy peculiar en la zona de la CSO, es la presencia de depósitos fluviales y volcanoclásticos eólicos que conforman lo que se ha llamado como Toba Café, originados por la actividad de los alrededores de la cuenca y los volcanes intracuenca, integrados como una toba compuesta por arena con limo fino con capas de arena fluvial, con contenido de guijarros, derivados de los estratovolcanes y calderas de los alrededores (Citlaltépetl, Los Humeros). A lo largo de la extensión de la CSO, es típico que La Toba Café presente saturación de agua a profundidades someras, y comúnmente durante el verano, el agua alcanza la superficie, produciéndose estanques salitrosos en algunas zonas de la cuenca (Ort & Carrasco-Núñez, 2009).

1.5 Área de estudio

En México se utiliza el término general “xalapazco” (del dialecto Náhuatl, que significa: vasija que contiene arena) para nombrar los volcanes maar; sin embargo, cuando los cráteres contienen una laguna adentro, estos son llamados “axalapazcos”, cuyo prefijo “a” significa “agua”. Por lo tanto, Atexcac, en el sentido estricto, es un axalapazco que contiene una bella laguna adentro de color esmeralda.

El axalapazco Atexcac está localizado en la parte central de la cuenca Serdán-Oriental, en la porción este del Cinturón Volcánico Mexicano (Figura 1.1). La cuenca Serdán-Oriental cuenta con varias estructuras volcánicas como conos cineríticos basálticos, complejos de domos riolíticos, como Cerro Pizarro (Riggs & Carrasco-Núñez, 2004; Carrasco-Núñez & Riggs, 2008) y Las Derrumbadas (Siebe et al., 1995), complejos de domos riolíticos y anillos de tobas, como Cerro Pinto (Zimmer et al., 2010) y alrededor de una docena de volcanes maar (Gasca-Durán, 1981), de composición basáltica, como Atexcac (Carrasco-Núñez et al., 2007) o Tecuitlapa (Ort & Carrasco-Núñez, 2009), o de composición riolítica, como Tepexitl (Austin-Erickson, 2007; Austin-Erickson et al., 2008; Austin-Erickson et al., 2011).

El cráter del axalapazco Atexcac tiene forma irregular de tipo elíptica (Figura 1.1c), con ejes máximos de 1,150 m y 850 m, siendo la mayor dimensión de estas, orientada en la dirección ENE. Carrasco-Núñez et al. (2007) propusieron que el axalapazco Atexcac fue formado como un resultado de intensas explosiones freatomagmáticas, que revelaron fuertes fluctuaciones de la disponibilidad de agua externa, migración temporal de los focos explosivos e inyección periódica de magma.

La columna estratigráfica general del axalapazco Atexcac propuesta por Carrasco-

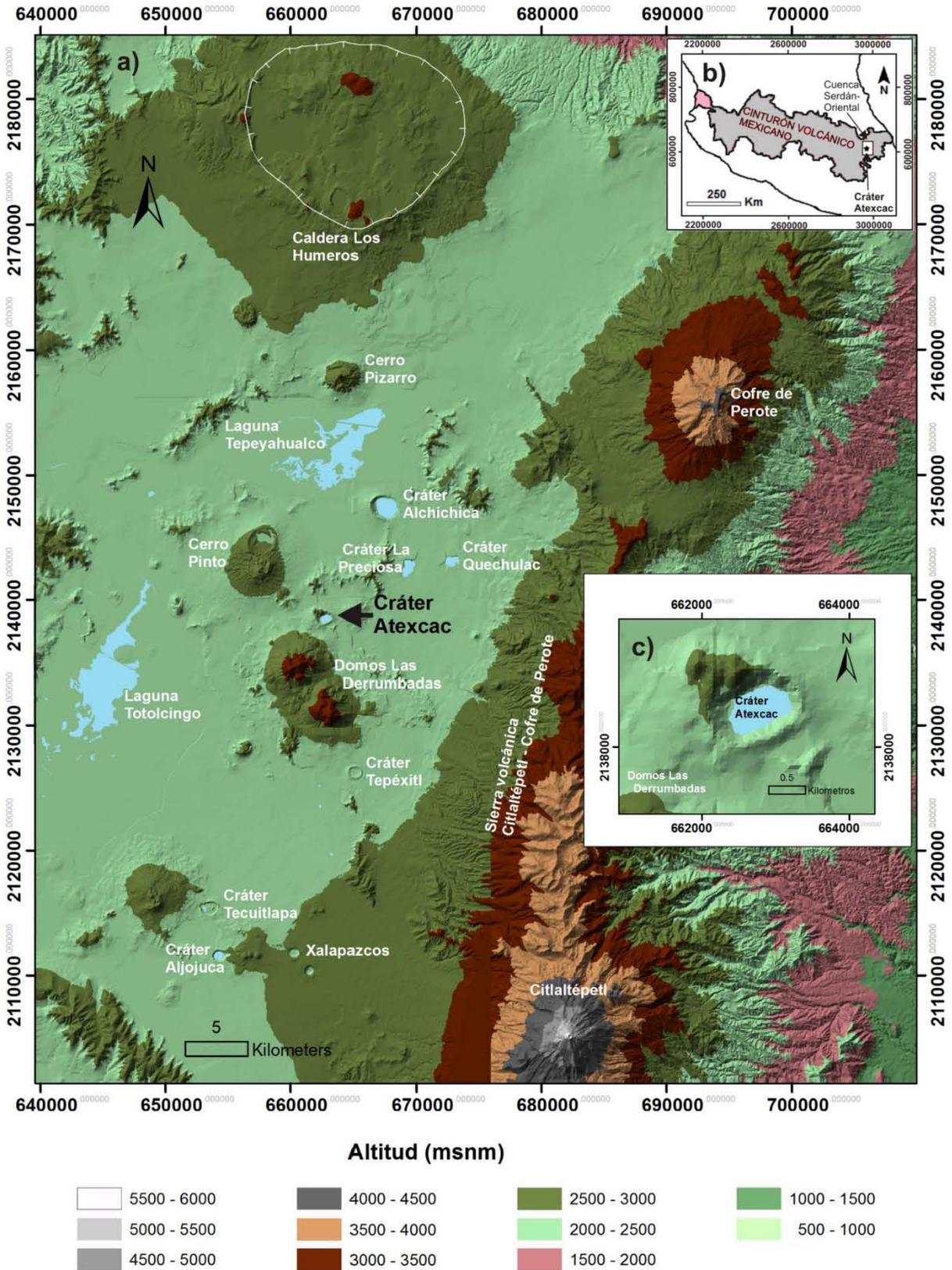


Figura (1.1).- a) Localización del axalapazco Atexcac en la cuenca Serdán-Oriental, mostrando los principales volcanes de la sierra volcánica Citlaltépetl-Cofre de Perote y la cuenca Serdán-Oriental en la parte oeste. El axalapazco Atexcac está localizado en la parte media de la cuenca Serdán-Oriental, justo hacia el sureste del complejo riolítico de anillos y domos Cerro Pinto y al norte del complejo de domos Las Derrumbadas. b) Localización de la cuenca Serdán-Oriental en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. c) Detalle de la forma del cráter actual del axalapazco Atexcac con su laguna interior.

Núñez et al. (2007), incluye: 1) unidades pre-maar, las que comprenden: a) una basamento rocoso de caliza de edad Mesozoica, que forma el núcleo de las pared oeste del cráter (Gasca-Durán, 1981), b) un flujo masivo de lava basáltica que aflora a nivel del lago, c) una secuencia estratificada de escoria basáltica (cono cinerítico) que sobreyace las rocas calizas, d) depósitos de “toba café” que sobreyacen el flujo de lava basáltica y e) un depósito de toba riolítica rica en pómez, probablemente correlacionada con el cercano complejo riolítico de anillos y domos Cerro Pinto (Zimmer et al., 2010); 2) la secuencia maar, que comprende depósitos de caída y de corrientes de densidad piroclástica diluidas (DPDCs por sus siglas en inglés), y 3) las unidades post-maar, que consiste en una brecha masiva de obsidiana derivada de los domos de Las Derrumbadas que colindan al sur del cráter, la cual es sobreyacida por un suelo incipiente.

II. MARCO TEÓRICO

2.1 Características de Hidrovulcanismo

Los ambientes geológicos donde se puede producir algún tipo de hidrovulcanismo (o hidromagmatismo) son varios. El hidrovulcanismo ocurre cuando un cuerpo de magma en ascenso a través de la corteza terrestre, encuentra agua, ya sea subterránea (formando acuíferos o saturando rocas corticales) o superficial (en forma de lagos, ríos, glaciares, nieve, agua marina o lagunas). No en todos los ambientes geológicos se puede producir la interacción explosiva, es decir, la interacción puede ser pasiva; como el caso en el que un cuerpo de magma intrusión y se mezcla con sedimentos húmedos no consolidados o pobremente consolidados, o bien, ocurre que el contacto sucede entre lava y sedimentos húmedos saturados (Brooks et al., 1982; Skrilling et al, 2002). Wohletz (1983) asoció el fenómeno eruptivo hidrovulcánico desarrollado, las estructuras formadas por las capas, la altura de la pluma y los productos dominantes con la interacción explosiva entre magma y agua externa (Figura 2.1).

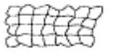
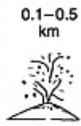
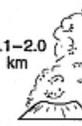
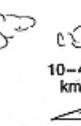
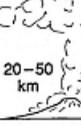
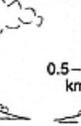
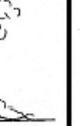
ESTRUCTURAS DE CAPAS	 Salpicadura soldada	 Caída no gradada o normalmente gradada	 Caída inversamente gradada	 Fujo, Megadunas	 Dunas, Capas planares o masivas	 Capas masivas o planares	 Brecha de Almohadilla
ALTURA DE LA PLUMA	 0.1-0.5 km	 0.1-2.0 km	 10-40 km	 20-50 km	 0.5-3.0 km	 0.3-1.5 km	 0.0-0.2 km
FENÓMENO ERUPTIVO	Escoria balística Estromboliana y caída de ceniza		Columna Pliniana, Caída de Pómez	Colapso de columna Freatoplíniana y Flujo de ceniza	Oleadas Surtseyanas en Expansión Horizontal	Columnas Vulcanianas y Surtseyanas Cipresoidales	Lahares (subaéreo) Lavas tipo Almohadilla
PRODUCTOS DOMINANTES	Fragmentos de centímetros Generación menor de vapor			Fragmentos de micrómetros a milímetros, vapor (seco) supercalentado		Fragmentos de milímetros a metros, condensación (vapor húmedo)	
INTERACCIÓN HIDRO-EXPLOSIVA	 Mínima			 Óptima		 Excesiva	

Figura (2.1).- Relación entre el tipo de depósito, altura de la pluma, tipo de fenómeno eruptivo y tamaño de los productos dominantes, asociados a la interacción explosiva entre magma y agua externa (modificado de Wohletz, 1983a).

Como se puede observar en la Figura 2.1, los ambientes donde puede ocurrir algún tipo de manifestación eruptiva hidrovulcánica son muy variados. Incluye desde eventos eruptivos en volcanes monogenéticos, tales como anillos de tobas, conos de tobas, maars

(Ollier, 1967; Fisher y Waters, 1970; Kienle et al., 1980; Lorenz, 1973, 1986, 2003b, 2007; Lorenz et al., 2002; Self et al., 1980; Wohletz, 1986; Németh et al., 2001; Valentine et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2012) y muy raramente en conos de escoria (Németh & Kereszturi, 2015), hasta etapas eruptivas de algunas estructuras volcánicas de mayores dimensiones, como estratovolcanes o calderas, durante erupciones plinianas o freatoplinianas (Walker, 1981; Self, 1983; Wohletz, 1983; Houghton et al., 2000; Geshi et al., 2011).

Las estructuras que se pueden caracterizar porque están formadas predominantemente en su mayoría por eventos hidrovulcánicos explosivos son volcanes monogenéticos, como los maar (en el sentido estricto), conos de tobas y anillos de tobas (Ollier, 1967; Fisher y Waters, 1970; Kienle et al., 1980; Lorenz, 1973, 1986, 2003b, 2007; Lorenz et al., 2002; Self et al., 1980; Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz & Sheridan, 1983; Wohletz, 1986; Sohn, 1996; Németh et al., 2001; Valentine et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2012; Németh & Kereszturi, 2015).

2.1.1 Volcanes producidos por hidrovulcanismo

2.1.1.1 Maars en el sentido estricto

Los maar son cráteres hidrovulcánicos de hasta 2-3 km de diámetro (Lorenz, 1973, 2003b, 2007; Jordan et al., 2013), aunque en algunos casos llegan a ser de más de 5 km (Németh et al., 2001) y cuyo piso del cráter se ubica por debajo de la superficie pre-eruptiva (Self et al., 1980; Wohletz y Sheridan, 1983; Lorenz, 1986, 2003b, 2007; Sohn, 1996), de esta forma la roca encajonante queda expuesta en las paredes del cráter (Ollier, 1967; Lorenz, 1986, 2003b, 2007; White y Ross, 2011). Los volcanes tipo maar comúnmente presentan en su interior un lago, sin embargo también pueden ser secos. Los depósitos característicos que forman el anillo de tefra de un maar, son dominados por depósitos de caída y de DPDCs (Lorenz, 1973; Németh et al., 2001; Wohletz y Sheridan, 1983; White y Ross, 2011; Kereszturi y Németh, 2012), dichas capas de material decrecen en espesor muy rápidamente hacia afuera (Lorenz, 1986; Németh et al., 2001), lo que origina que los escarpes sean muy poco pronunciados. Hay una idea generalizada de que los maar se forman debido a interacciones explosivas agua-magma, durante explosiones freatomagmáticas (Fisher y Waters, 1970; Kienle et al., 1980; Lorenz, 1973, 1986, 2003b, 2007; Lorenz et al., 2002; Self et al., 1980; Wohletz, 1986; Németh et al., 2001; Valentine et al., 2011; Kereszturi y Németh, 2012).

2.1.1.2 Anillos de tobas y conos de tobas

Los anillos de tobas son estructuras hidrovulcánicas, cuyo fondo del cráter se encuentra en o sobre la superficie pre-eruptiva (Cas & Wright, 1987; Kereszturi & Németh, 2012) y tiene un diámetro no mayor de 5km (Wohletz y Sheridan, 1983), rodeado de un bajo anillo de tefra (Heiken, 1971) de altura menor a 50 m (Vesperman & Schmincke, 2000). El

anillo de tefra comúnmente está integrado por depósitos de capas delgadas (1-5 cm en promedio; Wohletz & Sheridan, 1983) de caídas y de DPDCs (Wohletz & Sheridan, 1983; Sohn, 1996), siendo principalmente material juvenil el componente principal de sus depósitos (Heiken, 1971) y la pendiente hacia afuera del cráter no sobrepasa los 10 grados (Wohletz & Sheridan, 1983).

Aunque el diámetro del cráter de un anillo de tobas puede ser similar al de un cono de tobas (Cas & Wright, 1987), estos últimos presentan características morfológicas notables comparados con los primeros. Así, un cono de tobas puede presentar generalmente el fondo del cráter por arriba de la superficie pre-eruptiva (Verperman & Schmincke, 2000), tener una estructura más similar a la de un cono volcánico (por ejemplo, a la de un cono de escoria; Kereszturi & Németh, 2012), cuya altura del borde del material tobáceo puede llegar a alcanzar más de 300 m (cráter Koko, en Hawái; Wohletz & Sheridan, 1983) sobre la superficie pre-eruptiva. Los escarpes hacia afuera del cráter pueden tener una inclinación de hasta 25-30° (Wohletz & Sheridan, 1983; Verperman & Schmincke, 2000).

Algunas erupciones que originaron respectivamente, un anillo de tobas y un cono de tobas, fueron las de 1965 del volcán Taal, en Filipinas y la de 1963-1964 del volcán Surtsey, en Islandia (Kokelaar, 1986). Los procesos deposicionales en la erupción del volcán Taal fueron dominados por depósitos de DPDCs (Moore et al., 1966; Waters y Fisher, 1971) e interpretada como una erupción “seca” (Wohletz y Sheridan, 1983), es decir, con una relación agua/magma menor, mientras que la erupción del volcán Surtsey, representa una de las erupciones típicas “húmedas” más conocidas que fue interpretada como una erupción con una relación agua/magma más alta que la del volcán Taal (Kokelaar, 1986).

2.1.2 Mecanismos y procesos característicos del hidrovulcanismo

Las oleadas basales (Fisher & Waters, 1970; Waters & Fisher, 1971; Fisher & Schmincke, 1984; Carey, 1991; Wohletz, 1998) o corrientes de densidad piroclástica diluidas (DPDCs; Dellino & La Volpe, 2000; Valentine & Fisher, 2000) son eventos eruptivos relacionados con el hidrovulcanismo explosivo (Fisher & Waters, 1970; Fisher & Schmincke, 1984; Carey, 1991; Wohletz, 1998). El espectro de estructuras volcánicas que pueden producir DPDCs es muy amplio, ya que pueden ser originadas desde varios tipos de centros eruptivos: (a) desde pequeños volcanes monogenéticos, como anillos y conos de tobas, maars (Wohletz, 1983, 1998; Wohletz & Heiken, 1992; White & Ross, 2011), raramente en conos de escoria (Kereszturi y Németh, 2012), (b) hasta ser producidas por grandes estructuras, como estratovolcanes (Wohletz, 1983a; Dellino et al., 1990; Wohletz & Heiken, 1992) o calderas (Self, 1983; Houghton et al., 2000). Los mecanismos eruptivos a través de los cuales se puede originar una corriente piroclástica diluida, también son muy variados e incluyen desde erupciones vulcanianas, surtseyianas, plinianas, freáticas, freatomagmáticas e hidrotermales (Wohletz, 1998). Las DPDCs “húmedas y frías” o “secas y calientes” son asociadas al hidrovulcanismo, y se producen cuando un cuerpo de magma

en ascenso en la corteza interacciona con agua externa de alguna de las fuentes anteriormente mencionadas en la sección 2.1 de este trabajo, produciendo generalmente depósitos típicos ondulantes, masivos, planares o brechas de explosión (Wohletz & Heiken, 1992), los cuales se describirán en la sección 2.1.2.3.

2.1.2.1 Mecanismos de transporte

Las erupciones freatomagmáticas que producen DPDCs (Fisher & Waters, 1970; Waters & Fisher, 1971; Fisher & Schmincke, 1984), involucran la liberación de grandes volúmenes de vapor de agua o bióxido de carbono, que producen un efecto de fluidización en las partículas transportadas por las DPDCs (Wohletz & Sheridan, 1979).

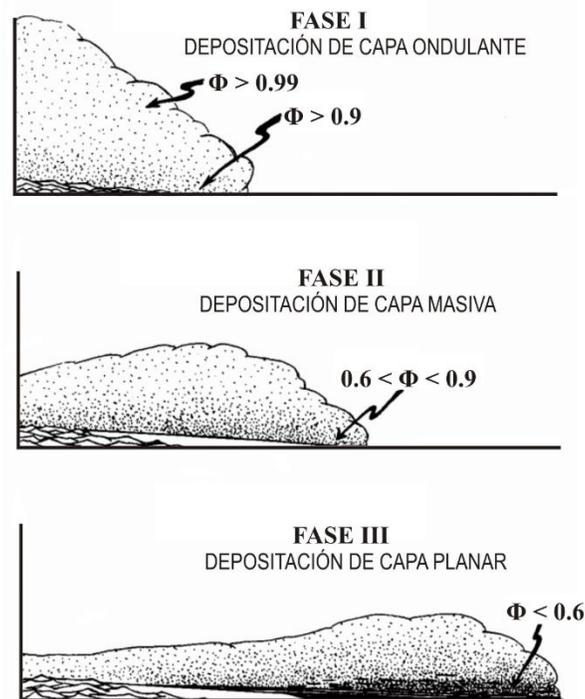


Figura (2.2).- Diagrama de la evolución de en el transporte de una corriente de densidad piroclástica diluida (oleada piroclástica) a través del desarrollo de tres fases: una fase I cerca de la boca eruptiva, una fase II a una distancia intermedia de la boca eruptiva, y una fase III cerca del final del flujo de la oleada. En la fase I, el flujo es inflado ($\Phi > 0.9$), resultando en la deposición de una capa ondulante. Durante la fase II, la nube sufre deflación ($0.6 < \Phi < 0.9$) con la deposición de una capa masiva. Finalmente, en la fase III, la nube ha sufrido tanta deflación hasta convertirse en un flujo tipo avalancha ($0.5 < \Phi < 0.6$), depositándose una capa planar y el flujo se detiene. El parámetro Φ representa la fracción gaseosa en la nube (modificado de Wohletz & Sheridan, 1979).

En su modelo de la deflación progresiva, Wohletz & Sheridan (1979) propusieron tres etapas o fases (Figura 2.2), asociadas al transporte de una nube de una corriente piroclástica diluida, cuya movilidad depende directamente de la fracción de volátiles (Φ): (a) una fase I

fluidizada ($\Phi = 0.95$), en la cual existe suficiente espacio entre los fragmentos y el sistema funciona como un fluido newtoniano, de naturaleza viscosa y con régimen de flujo turbulento, (b) una fase II densa fluidizada transicional ($\Phi = 0.75$), en la que actúan, tanto las fuerzas inerciales como las de viscosidad, y (c) una fase III de incipiente fluidez ($\Phi = 0.6$), con aparente cercanía de los fragmentos, que origina colisiones con transferencia de momentum (cantidad de movimiento, igual al producto de la masa por la velocidad de los fragmentos) y el flujo se comporta con carácter inercial. En una corriente de densidad piroclástica diluida, la turbulencia es mantenida por la conversión de la energía potencial gravitacional en energía cinética, durante el flujo pendiente abajo, y por la viscosidad efectiva muy baja de la mezcla altamente expandida de gases y partículas.

La mejor evidencia de la turbulencia de los gases intersticiales y de la baja concentración de fragmentos en una corriente de densidad piroclástica diluida es la presencia de dunas con estratificación cruzada (Carey, 1991). Los experimentos en un túnel de viento, aportaron evidencia del régimen de transporte de los fragmentos durante una oleada piroclástica (Greeley et al., 1984). El modo de transporte de los fragmentos se realiza a través de alguno de los siguientes mecanismos (Wohletz, 1998):

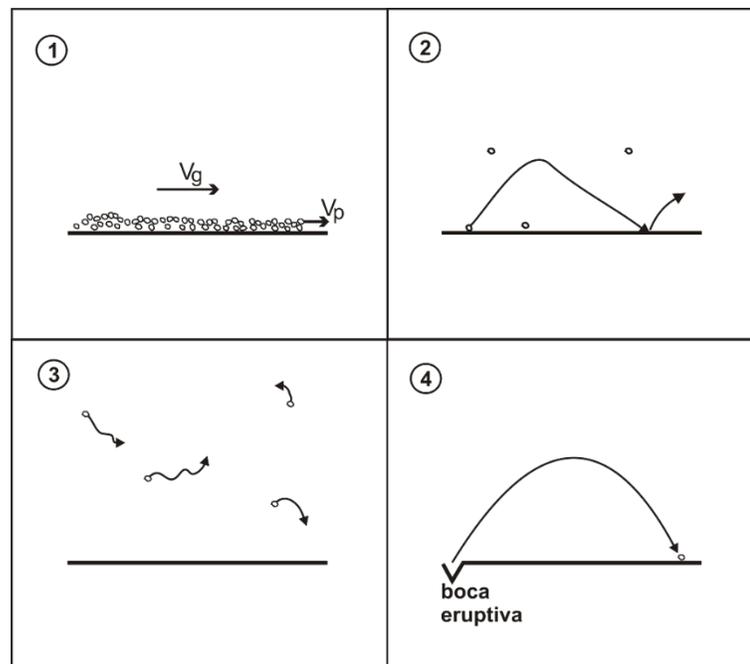


Figura (2.3).- Ilustración de los cuatro formas primarias de transporte de fragmentos en una corriente de densidad piroclástica diluida: (1) tracción, donde V_g y V_p son las velocidades y direcciones respectivas del gas y de los fragmentos de la oleada, (2) saltación, (3) suspensión y (4) balístico (modificada de Wohletz, 1998).

1.- *Tracción*. Incluye el rodamiento de los fragmentos a lo largo del terreno, durante el cual, el movimiento de una partícula es determinado por fuerzas tractivas ejercidas sobre esta por otras partículas y por el gas (Sohn, 1997). Las partículas relativamente grandes (entre

1 y -4ϕ) tienen suficiente velocidad terminal para acumularse en regiones concentradas, generalmente dentro de la capa límite basal donde el esfuerzo de cizalla es alto y son frecuentes las colisiones entre partículas. En este caso el número de Reynolds indica un régimen de flujo laminar, lo que originará capas con planos paralelos que serán depositadas, generalmente mostrando gradación inversa (Wohletz, 1998, Figura 2.3).

2.- *Saltación*. Caracterizado por el rebote o salto periódico de las partículas sobre el terreno, donde las partículas siguen pequeñas trayectorias balísticas que inician con las colisiones entre partículas y los rebotes en el terreno. Las trayectorias de saltación (Sagan & Bagnold, 1975) son influenciadas por las fuerzas de arrastre ejercidas por la fase de gas sobre las partículas y las colisiones entre partículas (Anderson & Hallet, 1986). Las partículas relativamente pequeñas con velocidades altas y un gran espaciamiento entre ellas, pueden rebotar sobre el sustrato y las irregularidades en el terreno originan que eventualmente se adhieran al mismo sin rebotar. La combinación de alta velocidad y una baja concentración de partículas origina un número de Reynolds alto, lo que se traduce en un régimen de flujo turbulento y un considerable aumento en la formación de depósitos con forma de dunas, cuya tipo dependerá del balance de la velocidad de la corriente de densidad piroclástica diluida, la concentración y tamaño de partículas y la textura del sustrato (Wohletz, 1998).

3.- *Suspensión*. Ocurre cuando la velocidad de caída terminal de las partículas es compensada por fluctuaciones turbulentas, tal que los fragmentos flotan dentro de un medio gaseoso (Wohletz & Sheridan, 1979; Carey, 1991; Kranck & Milligan, 1985). Las partículas en suspensión son polvo de grano muy fino ($< 4\phi$) cuya velocidad terminal permite que las partículas permanezcan en la parte alta de la nube piroclástica durante el transporte (Wohletz, 1998).

4.- *Balístico*. Es el movimiento en el que una partícula se mueve de un punto a otro, en un campo gravitacional. El efecto de la gravedad es que la partícula sigue una trayectoria parabólica, desde que es lanzada hasta que alcanza el sustrato (Shultz & Gault, 1979). Las partículas grandes ($> -4\phi$), como lapilli, bloques y bombas, son lanzadas con velocidades iniciales lo suficientemente altas para no ser afectadas por las fuerzas de arrastre para ser transportadas por algún flujo lateral de la corriente piroclástica. El alcance balístico depende de la velocidad inicial, la masa y el ángulo de lanzamiento del fragmento.

Las partículas grandes que son lanzadas desde una boca eruptiva, durante el transporte de una corriente de densidad piroclástica diluida, generalmente seguirán movimiento parabólico desde su emisión hasta el punto donde serán depositadas. Un incremento en las fuerzas de arrastre puede ser suficiente para que algunos fragmentos grandes puedan rodar y deslizarse a lo largo del sustrato por alguna distancia. Los fragmentos más pequeños que los anteriores, pueden rebotar después de impactarse en el sustrato y seguir repetidas trayectorias parabólicas, mientras que los fragmentos más pequeños que estos últimos pueden ser transportados de manera suspendida alguna distancia por la turbulencia del flujo hasta antes

de que dicha turbulencia decaiga y que finalmente sean depositados en el sustrato (Wohletz, 1998).

2.1.2.2 Mecanismos y facies deposicionales

Una vez que una corriente de densidad piroclástica diluida inicia su dispersión en forma radial desde la boca eruptiva (Waters & Fisher, 1971), las partículas son transportadas a través de los mecanismos de tracción, saltación, suspensión o balístico, de acuerdo principalmente con su tamaño (ceniza, lapilli o bloques; Wohletz, 1998), las partículas son depositadas en tres etapas de acuerdo a la fracción de volátiles (Φ) de la nube de la corriente piroclástica (Wohletz & Sheridan, 1979); quedando predominantemente en las zonas proximales, las facies de depósitos ondulantes, las facies de depósitos masivos en las zona intermedia y las facies de depósitos planares en las zonas distales (Wohletz & Sheridan, 1979; Carey, 1991; Wohletz, 1998). Las facies de depósitos con formas de capas ondulantes (dunas, antidunas, ondulaciones, laminación cruzada) en la zona proximal se asocian la etapa donde se presenta la mayor turbulencia y la menor concentración de fragmentos en la nube, las facies distales de depósitos planares, corresponden a un mecanismo deposicional por tracción, y las facies intermedias de depósitos masivos, se emplazarán en la zona de transición (Wohletz & Sheridan, 1979). Sohn & Chough (1989) y Vazquez & Ort (2006), reportaron variaciones laterales en los depósitos de los anillos de tobas Suwolbong (Corea) y Haskie (EU), respectivamente, los cuales mostraron una tendencia general de formas de capas masivas en las zonas proximales y depósitos con formas ondulantes en las zonas distales; asociando dicha variación a la alta concentración de la carga de partículas en suspensión turbulenta, resultando en una alta tasa de caída desde la suspensión turbulenta, cerca de la boca eruptiva, y la disminución de dicha concentración, para evolucionar en un proceso de estratificación traccional, para formar depósitos con formas planares u ondulantes. En general, los depósitos de las DPDCs tienen variaciones laterales y verticales predominantemente sistemáticas, ya que dichas variaciones son una función de la distancia desde la fuente, la topografía, los procesos eruptivos y el contenido de humedad (Valentine & Fisher, 2000), aunque en algunos casos los tres tipos de facies pueden emplazarse en el mismo depósito (Figura 2.4). La cantidad de agua presente en la nube de la corriente piroclástica influenciará la humedad del depósito, es decir, puede ser seco o húmedo (Dellino & La Volpe, 2000).

2.1.2.3. Estructuras y rasgos característicos

Además de los depósitos mencionados en la sección 2.1.2.2, el hidrovulcanismo suele mostrar ciertas estructuras y rasgos típicos como: (a) huellas de impacto (Fisher & Waters, 1970; Waters & Fisher, 1971; Lorenz, 1973; Jordan et al., 2013), (b) lapilli acrecional (Fisher & Waters, 1970; Waters & Fisher, 1971; Lorenz, 1973; Self & Sparks, 1978; Gilbert & Lane, 1994), (c) deformaciones penecontemporáneas (Fisher & Waters, 1970; Waters & Fisher,

1971; Wohletz, 1998), (d) bombas con corteza de pan (Fisher & Schmincke, 1984; White & Schmincke, 1999; Carrasco-Núñez et al., 2007) o tipo coliflor (Lorenz, 1973; Self et al., 1980) y (e) canales sedimentarios (Fisher & Schmincke, 1984).

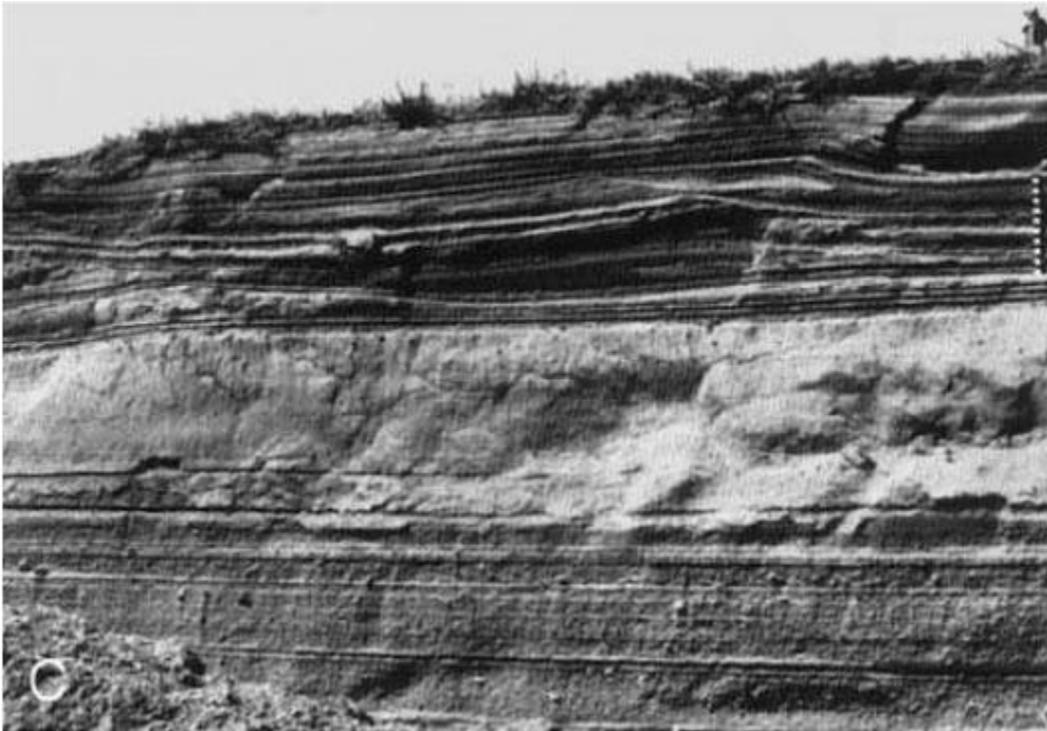


Figura (2.4).- Estructuras características asociadas a la ocurrencia de corrientes piroclásticas diluidas en el volcán Laancher See (Eiffel, Alemania). Se pueden observar las facies planares en el fondo del depósito, sobreyacidas por facies masivas y finalmente, facies ondulantes (Fisher & Schmincke, 1984).

Las huellas de impacto son depresiones ocurridas en los estratos que pueden deformarse plásticamente, ocasionadas por impacto de bloques (líticos) y bombas (material juvenil), expulsados balísticamente, y que es común encontrar como parte de las secuencias formadoras de volcanes tipo maar (White & Ross, 2011), conos y anillos de tobas (Fisher & Schmincke, 1984; Jordan et al., 2013). La capa impactada bajo el bloque o la bomba puede ser completamente penetrada (rota), plegada hacia abajo, adelgazada o mostrar microfracturas (Fisher & Waters, 1970; Heiken, 1971). Cuando la capa deformada se encuentra en un afloramiento, donde es posible tener expuestas las tres direcciones de la trayectoria del balístico, la deformación es regularmente asimétrica, quedando así el ángulo menor (con respecto a la horizontal) en la dirección de la trayectoria y un ángulo mayor en la parte donde se emplaza el proyectil (Fisher & Schmincke, 1984). Los fragmentos de lapilli acrecional son partículas esféricas o semiesféricas, comúnmente asociadas al hidrovulcanismo (White & Ross, 2011), se forman y crecen como el resultado de colisiones entre partículas de ceniza recubiertas de líquido, debido a diferencias en la velocidad terminal de las mismas partículas (Gilbert & Lane, 1994). Aunque la presencia de lapilli acrecional

no es un rasgo concluyente de la ocurrencia de hidrovulcanismo, es común que encontrarla en este tipo de depósitos (Fisher & Schmincke, 1984) y puede también llegar a formarse por mecanismos de atracción de partículas, originados por la emisión de grandes cantidades de ceniza con carga electrostática durante la fragmentación del magma (Gilbert et al., 1991). Aunque la atracción electrostática sólo juega un rol significativo en la formación inicial de los núcleos de lapilli acrecional (Gilbert & Lane, 1994).

Las deformaciones penecontemporáneas son estructuras ondulantes presentes en estratos de sedimentos blandos en depósitos de secuencias hidrovulcánicas (Fisher & Waters, 1970; Heiken, 1971). El tipo de deformación penecontemporánea más común es la laminación convoluta (Heiken, 1971; Fisher & Schmincke, 1984), principalmente encontrada en depósitos de anillos de tobas (Heiken, 1971), caracterizada por ser una estructura de plegamiento de laminaciones presentes en unidades sedimentarias, ocasionadas por: (a) deslizamiento gravitatorio de estratos inclinados saturados de agua (Heiken, 1971) o (b) por deformación de cizalla originada por el contacto del paso superior de una corriente de densidad piroclástica (Fisher & Waters, 1970), cuyo espesor de la capa de toba deformada puede tener desde algunos 3 cm hasta varios metros (Heiken, 1971) y tener una longitud de onda de 5-10 cm con amplitudes de 1-3 cm (Fisher & Schmincke, 1984).

La ocurrencia de bombas volcánicas es una característica inherente a las erupciones hidrovulcánicas (Heiken, 1971; Lorenz, 1973; Self et al., 1980; Fisher & Schmincke, 1984; White & Schmincke, 1999; Carrasco-Núñez et al., 2007; Jordan et al., 2013). Los tipos más comunes de bombas volcánicas asociadas al hidrovulcanismo son las llamadas bombas con “corteza de pan” y las bombas tipo “coliflor” (Lorenz, 1973; 2007; White, 1991; Waitt et al., 1995). Los dos tipos de bombas ocurren durante episodios freatomagmáticos de erupciones vulcanianas (Fisher & Schmincke, 1984; Yamagishi & Feebrey, 1994; Waitt et al., 1995) y pueden ser transportadas, ya sea balísticamente o dentro de una corriente de densidad piroclástica diluida (Benage et al., 2014). Una probable interpretación de la ocurrencia de los rasgos superficiales que presentan las bombas con corteza de pan, es que reflejan enfriamiento por agua externa proveniente del magma (Fisher & Schmincke, 1984; Francis, 1993) o vesiculación retardada del magma parcialmente degasificado (Turcotte et al., 1990; Yamagishi & Feebrey, 1994). Heather et al. (2007) interpretaron que la formación de corteza de pan puede ocurrir por la expansión interior después de la formación del anillo exterior de la bomba, por la contracción térmica del anillo exterior del proyectil o por el esfuerzo generado durante el impacto, y que los tres mecanismos contribuyen en variadas proporciones para la morfología de la corteza de pan. Benage et al. (2014) mencionaron que el espesor y porosidad de la corteza pueden asociarse a la historia de enfriamiento, relacionada con el régimen de transporte. Por otro lado, las bombas tipo coliflor, son el más claro ejemplo de enfriamiento de la corteza exterior debido al contacto de magma juvenil y agua (Fisher & Schmincke, 1984; Rosseel et al., 2006).

2.1.2.4 Corrientes de densidad piroclástica (PDCs)

Las corrientes de densidad piroclástica (PDCs por sus siglas en inglés) son corrientes turbulentas (Fisher & Waters, 1970) integradas por una mezcla heterogénea de fragmentos volcánicos (magma fragmentado y líticos; Benage et al., 2014; Benage, 2015), gas magmático caliente y el aire ambiental que ingresa a la corriente. Dichas corrientes se mueven por efecto gravitatorio a través de un fluido cercanamente isotrópico (atmósfera; Sulpizio et al., 2014), principalmente debido a la diferencia de densidades entre la corriente o flujo y la atmósfera.

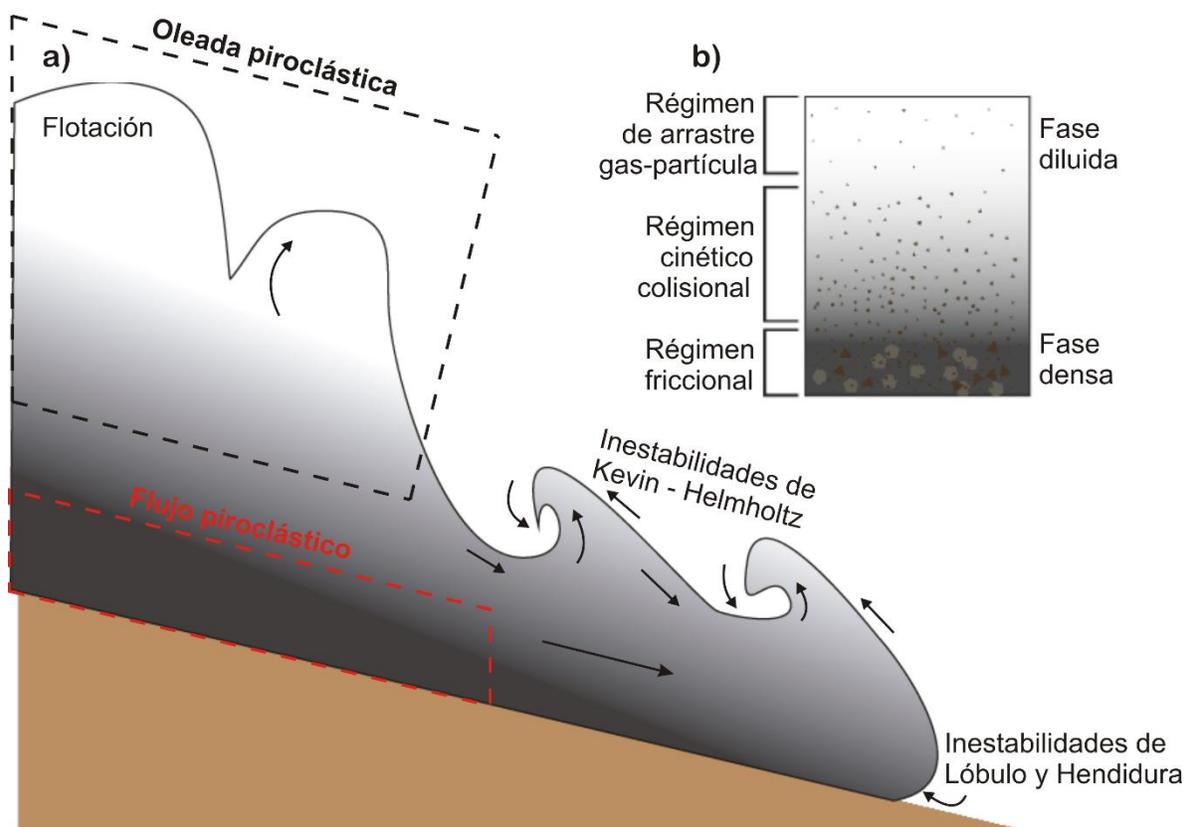


Figura (2.5).- Estructura de una corriente de densidad piroclástica. (a) Estructura interna de una oleada piroclástica (corriente de densidad piroclástica diluida, DPDC). La entrada de aire en la corriente ocurre a través de las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz y de Lóbulo y Hendidura. La concentración hipotética de partículas es representada con el gradiente del color gris en la nube. Los miembros extremos de una corriente piroclástica, son mostrados a través de los polígonos con líneas punteadas de diferente color. (b) Gradiente de concentración de partículas y la separación de los dos regímenes de la corriente (modificado de Benage, 2015).

Hasta hace algunas décadas, la nomenclatura clásica (Sparks, 1976; Fisher, 1979; Fisher & Schmincke, 1984, Cas & Wright, 1987) clasificaba el fenómeno volcánico de las corrientes de densidad piroclástica, como (a) *oleadas piroclásticas* a los flujos turbulentos integrados por una fase de gas y baja concentración de fragmentos (De Rosa et al., 1992; Fisher, 1977, 1979; Walker, 1984), y como (b) *flujos piroclásticos*, a los flujos constituidos

por gas y una alta concentración de partículas volcánicas (Sparks et al., 1973; Wright et al., 1980; Branney & Kokelaar, 1992). Posteriormente, y principalmente propuesto por Fisher (1990), los dos tipos de fenómenos se integraron en un solo concepto para denominarse “corrientes de densidad piroclástica” (Wohletz, 1998; Doronzo & Dellino, 2011; Nield & Woods, 2004; Rossano et al., 2004; Dellino et al., 2008; Benage, 2015; Dufek, 2016). La interpretación de los procesos deposicionales de las PDCs indican que las oleadas piroclásticas se distinguen por ser estratificadas (Valentine, 1987), cuyos mecanismos de depósito se pueden explicar mediante el “modelo deposicional de agradación progresiva” (Branney & Kokelaar, 2002). En contraste, los flujos piroclásticos muestran una facies con estructura masiva y sus procesos de depósito son asociados a un “modelo de depósito en masa” (Sparks, 1976; Wilson & Houghton, 2000). Mientras que en la agradación progresiva la depositación del material es un proceso incremental, en la depositación en masa, el emplazamiento de la mezcla se realiza cuando el flujo, altamente concentrado y coherente, se detiene por completo (Benage et al., 2015). Sin embargo, recientemente (Sulpizio et al., 2014) y aún en la actualidad, el fenómeno de las corrientes de densidad piroclástica (PDCs) ha sido motivo de controversia y debate (Palladino, 2017). La razón de dicha polémica es debida a que existen muchos factores que afectan la dinámica en el comportamiento de una corriente de densidad piroclástica, tales como la concentración de partículas, cuya clasificación coincide con la nomenclatura clásica, es decir, los *flujos turbulentos diluidos*, en los cuales la concentración de partículas, con respecto a la densidad total del flujo es de alrededor de 1-100 kg/m³ (que corresponden a las *oleadas piroclásticas*), y los *flujos de alta concentración*, cuyo contenido de partículas es de algunas decenas del porcentaje en volumen, en este caso, con respecto a la densidad total de la corriente es de 100-1000 kg/m³ (que son los denominados *flujos piroclásticos*).

No obstante, un flujo individual puede mostrar transiciones o un comportamiento compuesto, con cambios significantes en el tiempo y en el espacio de la concentración de las partículas (Palladino, 2017), incluso diferentes porciones de la corriente pueden desacoplarse y moverse independientemente (Fisher et al., 1993). Un segundo factor es la cantidad de aire entrante en la nube de transporte del flujo, que a su vez afecta la temperatura de la corriente piroclástica y por consiguiente la dinámica del flujo. El gradiente de concentración vertical de partículas en una PDC controla la estratificación de la densidad, lo cual afecta la entrada de aire ambiental a la nube de la corriente piroclástica y la evolución térmica de la corriente (Benage, 2015). Además de tener efectos sobre la temperatura de la corriente, la entrada de aire afecta la distancia de recorrido por la corriente, a través de dos tipos de mecanismos: las inestabilidades de turbulencias de Kelvin-Helmoltz y la de Lóbulo y Hendidura (ver Figura 2.5; Dufek et al., 2015). Las inestabilidad de Kelvi-Helmholtz ocurre cuando la cizalla, ocasionada en la parte superior de la nube en movimiento, modifica la estratificación de la densidad de la propia corriente (Dufek & Bergantz, 2007b). La inestabilidad de Lóbulo y Hendidura es el resultado de la fricción en la base de la corriente que permite que la nariz de la corriente invada el aire ambiental, creando una región inestable de flotabilidad invertida

en la base de la corriente (Choux & Druitt, 2002). Sin embargo, dicho fenómeno complejo no lineal aún no es entendido del todo (Benage, 2015). Con la excepción de un terreno plano, la morfología del terreno puede tener efectos sobre los mecanismos deposicionales de las corrientes conducidas por gravedad (Branney & Kokelaar, 2002), debido a que puede influenciar la dinámica del flujo, resultando en cambios en la turbulencia dentro de la corriente, en la concentración de partículas de la parte inferior de corriente o puede parcialmente bloquear la corriente causando la ausencia de fragmentos en la parte superior del flujo (Sulpizio et al., 2008). Un tercer factor que interviene en el comportamiento de la dinámica de una PDC es el régimen de transporte, el cual involucra interacciones gas-partículas y partícula-partícula, altamente variables a través de la distancia recorrida por la PDC, en el tiempo de desarrollo de la PDC y en la escala energética, con rangos de variación de varios órdenes de magnitud (Dufek et al., 2015). Esto resulta en un amplio espectro de posibles regímenes de transporte (Breard et al., 2017), desde un flujo granular denso (flujos piroclásticos) hasta un comportamiento turbulento totalmente diluido (DPDCs; Sulpizio et al., 2014; Sulpizio & Dellino, 2008). Para DPDCs turbulentas, no se considera la interacción colisional partícula-partícula y se infieren como corrientes homogéneas en concentración, debido a los efectos de la turbulencia (Wohltey & Sheridan, 1979). En este régimen, la fuerza dominante sobre las partículas, y por consiguiente en el flujo, es el arrastre gas-partículas (Benage, 2015), el cual puede ser analizado por el número de Stokes (St), el cual mide el acoplamiento entre las partículas y el gas de la corriente, siendo la relación entre el tiempo de respuesta de las partículas (la reacción de las partículas al forzamiento inestable de la turbulencia del gas) y la escala de tiempo del movimiento del gas. Un valor del número de Stokes ≤ 1.0 significa que las partículas son bien acopladas al fluido (Burgisser & Bergantz, 2002). Por el contrario, la porción más concentrada o densa de la PDC contiene una cantidad significativa de masa y momentum, por lo tanto se puede asumir un mecanismo dinámico diferente, en el que la transferencia de momentum por colisiones inelásticas entre partículas adquiere mayor importancia. Dichas colisiones causan pérdidas de energía cinética provocada por deformación de partículas, transferencia de energía cinética o ruptura de partículas. Incluso, para concentraciones muy altas, la fricción partícula-partícula y el contacto prolongado con el substrato son importantes para la pérdida de energía (Dufek & Bergantz, 2007a). Si la región de carga de la carpeta concentrada tiene una cantidad alta de partículas finas y una baja permeabilidad, el gas intersticial puede desarrollar una alta presión de poro que puede soportar el peso de las partículas y reducir la fricción, es decir, suministrarle fluidez el flujo (Benage, 2015). Un cuarto factor indiscutiblemente y uno de los más importantes, es el mecanismo generador de la PDC (Parfitt & Wilson, 2008). Entre los mecanismos que producen las PDCs se tienen, las explosiones dirigidas (lateral o verticalmente; en inglés *blasts*), el colapso gravitacional de grandes columnas eruptivas (vulcanianas, plinianas, etc.), el colapso, ya sea gravitacional (merapianas) o explosivo (peleanas) de domos o frentes de flujos de lava, y las explosiones freatomagmáticas (objeto de estudio de este trabajo). Durante las explosiones dirigidas las PDCs son originadas por la despresurización súbita de una fuente magmática cargada de gas volcánico, formando una

nube tipo jet (similar a las columnas explosivas de algunas erupciones hidrovulcánicas, especialmente a las de las erupciones surtseyianas), la cual genera ondas de choque, cuya velocidad es principalmente controlada por la tasa de expansión del gas. Dichas ondas de choque se forman cuando el jet entra en contacto con la atmósfera (Wohlte, 1998). Cuando una columna eruptiva experimenta el ingreso de aire más frío, comparando con la temperatura interna de la columna, resulta en una disminución de la densidad total de la columna, esta continúa ascendiendo por efecto de flotabilidad. Posteriormente la columna alcanza una altura tal que su flotabilidad viene a ser nula y la columna inicia su dispersión lateral. Cuando la velocidad de ascenso de la columna llega a ser cero, y dado que la densidad de la propia columna es mayor que la de la atmósfera de alrededor, la mezcla inicia su caída hacia la superficie de la Tierra, denominada “colapso de columna” (Valentine, 1998). Dicho colapso es capaz de producir una PDC, que para el caso de columnas ocasionadas por actividad freatomagmática, la corriente generada es una PDC diluida (también llamadas oleadas basales u oleadas piroclásticas; Fisher & Waters, 1970; Graettinger et al., 2014, 2015a), cuando la fase de gas es capaz de acarrear partículas de clastos volcánicos (Valentine et al., 2015a, b), generando una nube rasante que viaja a nivel del terreno o incluso sobre la superficie de un cuerpo de agua (volcán Capelinos en 1957; Waters & Fisher, 1971). Cuando un domo (o inclusive un domo tipo espina) o flujo de lava, alimentados por magma viscoso, alcanza el borde de la boca eruptiva de un volcán, y una vez que el domo en crecimiento, o el material magmático que alimenta el flujo de lava, empiezan a sobrepasar el borde de la boca eruptiva, es posible que se genere el colapso gravitacional del frente del flujo o del domo de lava, produciéndose una PDC densa, específicamente lo que se conoce en la literatura clásica como flujo de bloques y ceniza, el cual descenderá por efecto directo de la gravedad, esto significa que su dinámica depende principalmente de la morfología del terreno a través del cual avanza dicho flujo. Comparando con otros tipos de depósitos (por ejemplo con los depósitos ignimbríticos) de PDCs, las PDC integradas por bloques y ceniza de escombros de lava, producen depósitos pequeños, tienden a tener, en promedio, menor porcentaje de presencia de clastos juveniles y suelen presentar clastos menos vesiculados (Wright et al., 1980). El caso de la erupción de 1902 del Monte Pelé, en la Isla de Martinica, es el más típico ejemplo del colapso explosivo de un domo tipo espina. En este caso, la PDC se produjo por la proyección lateral explosiva del domo de la cima del volcán (Lacroix, 1904), generando un flujo de escombros gruesos de lava con tamaños de bloques y ceniza, y al igual que las PDCs provocadas por colapso gravitacional de domos de lava, las PDCs de erupciones tipo peleanas, son producidas generalmente por magmas de composición andesítica o dacítica (Fisher & Schmincke, 1984). La interacción entre un cuerpo ascendente de magma y una fuente de agua, produce en algunas ocasiones explosiones tipo freatomagmáticas que comunmente resultan en un mecanismo generador de PDCs diluidas, las cuales fueron mencionadas al inicio de esta sección y los dos tipos principales de corrientes de densidad piroclástica diluidas, ocasionadas durante la actividad explosiva freatomagmática, serán detalladas en la siguiente sección.

2.1.2.4.1 Corrientes de densidad piroclástica diluidas (DPDCs) húmedas y secas

Las oleadas piroclásticas, catalogadas por varios autores como un tipo de DPDCs (Wohletz, 1998; Branney & Kokelaar, 2002; Doronzo & Dellino, 2011; Nield & Woods, 2004; Rossano et al., 2004; Dufek & Bergantz, 2007; Sulpizio et al., 2008; Benage, 2015), producen depósitos con estratificación cruzada, planares y masivos (Fisher & Schmincke, 1984). Existen dos grupos de corrientes de densidad piroclástica diluidas (DPDCs) identificadas en la literatura, asociadas a las explosiones freatomagmáticas, las llamadas “secas y calientes” y las “húmedas y frías” (Sheridan & Wohletz, 1983; Carey, 1991). En las primeras, sólo se consume una parte del agua que interacciona explosivamente con el magma y el agua en exceso, acompaña la nube de la corriente piroclástica, en forma de gotas de agua líquida o de vapor condensado (Büttner et al., 1999). Los depósitos característicos de las DPDCs *secas*, están compuestos de delgados estratos no consolidados, bien estratificados (laminados, Fisher & Waters, 1970), con estructuras de capas ondulantes que pueden llegar a formar canales de relleno (Fisher, 1977) cerca de la boca eruptiva. Los depósitos de brechas de explosión generados por DPDCs secas pueden producir, cerca de la boca eruptiva, estructuras de impacto balístico, aunque dichos bloques también pueden ser transportados horizontalmente por la corriente piroclástica, sin dejar huellas de impacto (Benage, 2015). En las facies intermedias, constituidas por depósitos masivos, se puede presentar lapilli acrecional. Las facies distales suelen presentar gradación inversa, debido a su emplazamiento por flujo de grano (Sheridan & Wohletz, 1983). Las DPDCs *húmedas*, por su parte, suelen desarrollar gruesos depósitos consolidados con estructura masiva cerca de la boca eruptiva, y es común la ocurrencia de megaondulaciones, deformación plástica de capas, lapilli acrecional (Sheridan & Wohletz, 1983; Büttner et al., 1999) y toba vesiculada (Lorenz, 1974). La toba vesiculada está integrada por estratos de ceniza fina con cavidades de milímetros a centímetros, regularmente espaciadas en cada capa (Lorenz, 1974; Rosi, 1992). Una corriente de densidad piroclástica diluida seca representa un mecanismo más efectivo de conversión de energía térmica en cinética (Büttner et al., 1999), comparada con una DPDC húmeda.

2.1.3 Procesos de formación-evolución de hidrovulcanes

Para explicar el proceso de la formación-evolución de la morfología de las estructuras hidrovulcánicas, principalmente de carácter monogenético, se han formulado varios modelos (Ollier, 1967, Fisher y Waters, 1970,1971; Lorenz, 1970, 1973, 1986, 2003b, 2007; Kienle et al., 1980; Self et al., 1980; Sheridan y Wohletz, 1981, 1983; Wohltez & McQueen, 1984; Sohn, 1996; Wohletz, 1986; Cas & Wright, 1987; Németh et al., 2001; Valentine et al., 2011; White y Ross, 2011; Kereszturi & Németh, 2012; Valentine et al., 2012, 2015).

La relación agua/magma fue el principal control en el modelo de Sheridan & Wohletz (1983). Este modelo establece que la morfología resultante es una función directa de la relación agua/magma en la interacción explosiva (Figura 2.6), y que dicha relación

agua/magma, a su vez, se asocia con la energía mecánica liberada en la interacción (Sheridan y Wohletz, 1981, 1983; Wohletz y McQueen, 1984; Wohletz, 1983, 1986). En este modelo se considera que el principal factor y control en la determinación del estilo de erupción, el modo de transporte y los rasgos deposicionales, es la relación agua/magma, sugiriendo que las variaciones sedimentológicas y morfológicas de anillos y conos de tobas, se deben a variaciones en la relación agua/magma. En forma más específica, el modelo afirma que los anillos de tobas son el resultado de una erupción con una relación agua/magma baja, y los conos de tobas resultan de una erupción con una relación agua/magma relativamente alta.

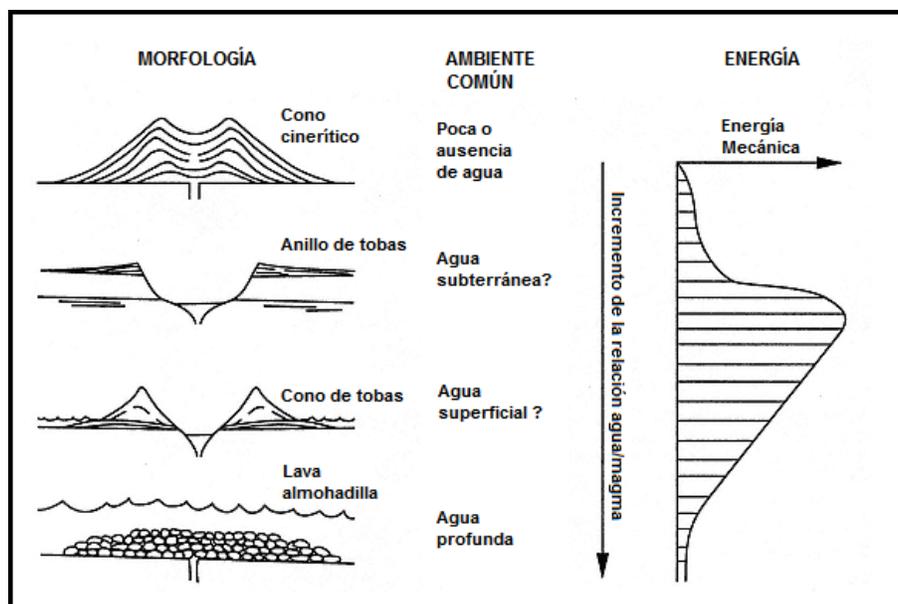


Figura (2.6).- Relación entre la forma hidrovulcánica resultante y el ambiente hidrogeológico. La energía mecánica liberada está asociada a la forma hidrovulcánica. En un ambiente hidrogeológico no saturado producirá, el vulcanismo comúnmente producirá conos de escoria; en ambientes con agua abundante se podrá producir un anillo de tobas, sin el agua no es superficial, y un cono de tobas cuando las explosiones se producen con mayor humedad y con un nivel freático casi superficial. En aguas profundas, las extrusiones de magma basáltico son pasivamente enfriadas, produciéndose lavas tipo almohadilla (modificado de Wohletz y Sheridan, 1983).

Un modelo alternativo fue el propuesto por Sohn (1996), el cual considera que las variaciones morfológicas entre anillos y conos de tobas, son directamente asociadas con procesos deposicionales (Figura 2.7): los depósitos de los anillos de tobas, son dominados principalmente por DPDCs y los depósitos los conos de tobas, son dominados por depósitos de caída. Los procesos deposicionales, a su vez, son controlados por un número de factores fundamentales, entre los cuales se encuentran: el ambiente deposicional, tipo, nivel y litología de los acuíferos, el esfuerzo a que está sometida la roca encajonante, el comportamiento del agua subterránea y las propiedades y comportamiento del magma. Esos controles determinan la profundidad a la que ocurre la explosión, la dinámica columna eruptiva y los subsecuentes procesos deposicionales, que finalmente darán origen a la estructura hidrovulcánica. En el

modelo de Sohn (1996) se afirma que aún con la misma relación agua/magma son posibles diferentes estilos eruptivos.

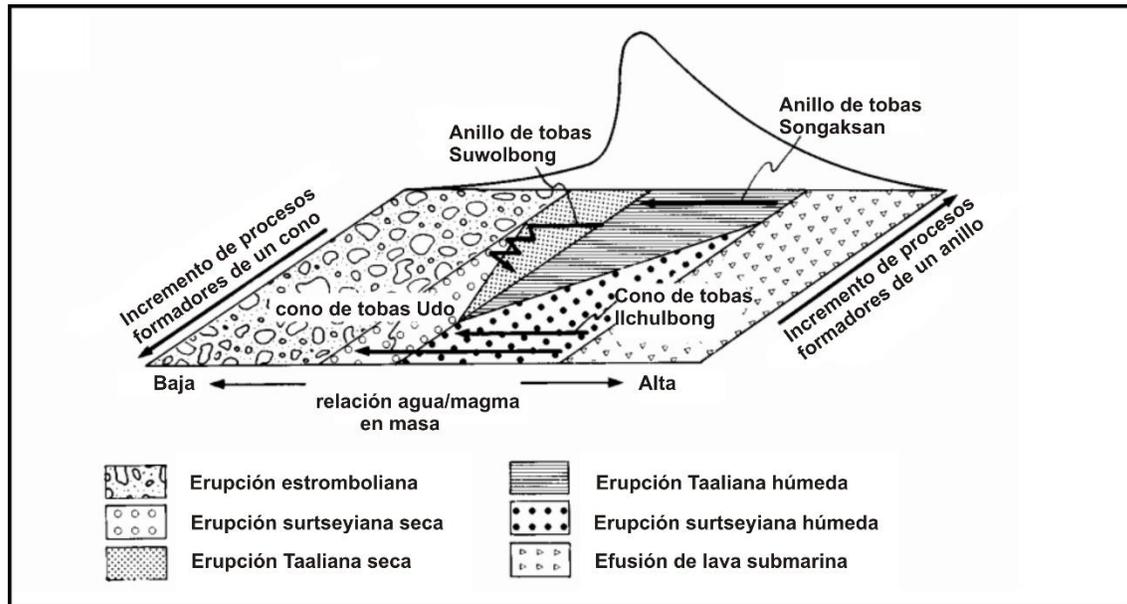


Figura (2.7).- Modelo alternativo de formación de morfologías hidrovolcánicas, en el cual cada campo de estilo de erupción ocupa partes variantes de campos hidrovolcánicos dependientes de controles fundamentales. De acuerdo al modelo pueden ocurrir diferentes estilos eruptivos para la misma relación agua/magma (Sohn, 1996).

Kereszturi y Németh (2012) reportan dos modelos para definir el proceso de formación-evolución de los maeres y anillos de tobas, el “modelo del crecimiento incremental” y el “modelo de la mayor explosión”. En el modelo del crecimiento incremental la formación del cráter está relacionada con muchas erupciones de volumen pequeño y la pérdida subsecuente de masa, formando el cráter y la diatrema subyacente (Wohletz y Sheridan, 1983; Lorenz, 1986; Wohletz, 1986; Lorenz, 2007; Auer et al., 2007; White & Ross, 2011; Kereszturi y Németh, 2012). El crecimiento inicia cuando el magma interactúa con agua externa, posiblemente subterránea, a lo largo del margen de intrusiones de diques, disparando interacciones enfriador-combustible-fundido (MFCI, por sus siglas en inglés Molten-Fuel-Coolant-Interactions; Zimanowski et al., 1997a, 1997b; Zimanowski, 1998; Zimanowski y Buttner, 2002). Esas interacciones iniciales excavan un cráter en la superficie, mientras que los focos explosivos profundizan el conducto a lo largo del dique abajo del volcán, a través de la fuente de agua, resultando en la ampliación del diámetro del cráter (Lorenz, 1986). Este mecanismo inicia el colapso gravitacional, en menor medida, de las paredes del conducto, disparando la caída y pérdida de la roca encajonante, contribuyendo al crecimiento del cráter (Wohletz y Sheridan, 1983; Lorenz, 1986; Auer et al., 2007; Lorenz, 2007; Németh et al., 2008). El modelo de la mayor explosión es dominado por el evento de la explosión más grande, durante la secuencia eruptiva. Así, el tamaño del cráter representa el pico de la energía liberada durante la explosión, de poca profundidad, más grande posible

(Taddeucci et al., 2009; Sottili et al., 2012). En este modelo, el diámetro del cráter es una función de la cantidad total de tefra expulsada, y el diámetro mismo se puede utilizar para obtener la energía de la explosión (Sato & Taniguchi, 1997). La relación empírica entre el tamaño del cráter y el volumen expulsado fue basada en ejemplos históricos de erupciones freatomagmáticas (Sato & Taniguchi, 1997). Aunque esas erupciones históricas son, sin embargo, asociadas con volcanes poligenéticos, como el Taupo o el Krakatoa, y no con volcanes monogenéticos, excepto el volcán Ukinrek, en Alaska. El modelo de la mayor explosión sugiere que la explosión freatomagmática más grande gobierna la morfología final del cráter, dado que el tamaño del cráter se correlaciona con el pico de energía de la erupción formadora del maar (Taddeucci et al., 2009).

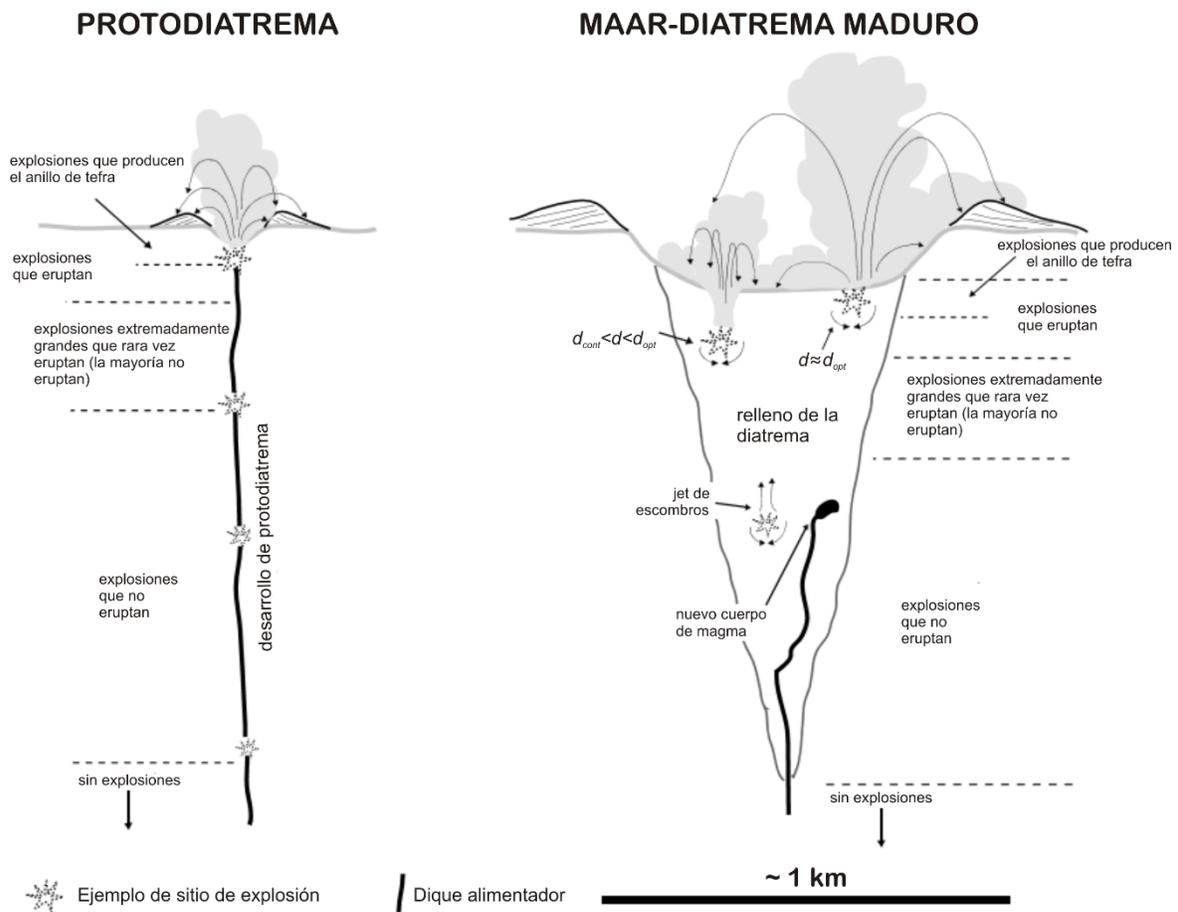


Figura (2.8).- Esquema que muestra las etapas inicial (protodiatrema) y madura de un sistema maar-diatrema. En el esquema d_{cont} es la profundidad de contención, es decir, la profundidad de explosiones que no erupтан, d_{opt} es la profundidad óptima a escala (se detalla más adelante en el texto de esta sección), d es la profundidad a la que ocurre alguna explosión dada (modificado de Valentine et al., 2014).

Aunque la mayoría de estudios sobre la formación-evolución de volcanes tipo maar se basan en los depósitos emplazados en el anillo de materiales que rodea el cráter y este aporta una visión general, en realidad, dichos depósitos no reflejan la totalidad del complejo conjunto de mecanismos que actuaron para la formación final de un volcán maar-diatrema (White & Ross, 2011).

Más recientemente un modelo que ha revolucionado las ideas sobre la formación-evolución de volcanes tipo maar, basado en experimentos con la utilización de explosivos, propuesto por Valentine & White (2012), ha ido progresando a través de varios estudios (Graettinger et al., 2013, 2014, 2015a, b, 2016; Valentine et al., 2012, 2014, 2015a, b; Valentine & Cortés, 2013; White & Valentine, 2016). El modelo presenta lo más actual en cuanto a estudios de la evolución de la morfología del cráter, la formación de la diatrema, la dispersión de fragmentos (juveniles y líticos) en el anillo materiales que rodea el cráter, la morfología de clastos juveniles, la profundidad y energía de explosiones y la interrelación entre los factores anteriores.

Los primeros aportes significativos de este modelo son representados por la idea de que el orden de aparición de líticos y fragmentos juveniles, desde el fondo hasta la parte superior de la columna estratigráfica, en las distintas facies de depósito del anillo de materiales, correspondientes a la distribución vertical, de un volcán maar-diatrema, no necesariamente significa el orden inverso, en profundidad, de procedencia en el sustrato o roca encajonante, ni que fueron expulsados por explosiones cada vez más profundas. Sino que más bien, la historia de ascenso, tanto de líticos como de clastos juveniles, es más compleja, y obedece a un mecanismo de mezcla y reciclaje de fragmentos, que llegan “*paso a paso*”, desde profundidades < 2 km hasta niveles someros (< 200m, más probablemente < 100m) a través de varias explosiones, donde finalmente son expulsados hacia la atmósfera (Valentine & White, 2012).

Una idea paralela a los aspectos anteriores, es que el tamaño final del cráter no puede tomarse como referencia para la determinación de la energía de explosiones individuales, y por lo tanto se asume que la morfología final del cráter, es producto de varias explosiones (Valentine et al., 2012). Los materiales removidos, producto de esas explosiones, son depositados en su mayoría en la diatrema y el resto, en el anillo de materiales que rodea el cráter (Lorenz, 1986).

La formación de la diatrema inicia con explosiones que ocurren en varias profundidades a lo largo de un dique alimentador inicial, formando un pequeño cráter, un anillo de tefra y dominios de roca encajonante brechada en la subsuperficie (Valentine & White, 2012; Figura 2.8). Las explosiones repetidas, más allá de la brechiación, y de la subsidencia conducen al desarrollo de un sistema en una etapa de maduración. Tanto las explosiones que eruplan, como las que no eruplan, resultan en una mezcla (hacia arriba y hacia abajo) de los materiales de relleno de la diatrema. En algún tiempo dado, durante la

evolución de un volcán maar-diatrema, el magma puede ascender y alimentar intrusiones, las cuales pueden o no interactuar con el agua de la diatrema y explotar, o en algunos casos, alcanzar la superficie para erupcionar como escoria o lava (Valentine et al., 2014).

Los escombros que forman el anillo de materiales fuera del cráter, son depositados en tres principales zonas basadas en la morfología de los depósitos (Figura 2.9; Graettinger et al., 2015a): (1) una zona proximal, que integra la mayor parte del anillo de materiales (hasta un 90% del volumen total del anillo de materiales) alrededor del cráter y que por lo tanto representa la mayoría del rasgo superficial del volcán maar, (2) una zona intermedia, integrada por un depósito continuo con forma sábana o lámina, cuyo espesor se ve reducido gradualmente con la distancia desde el cráter, (3) una zona distal, conformada por clastos aislados que representan en volumen menos de un 10%. La distribución de tefra en las zonas mencionadas es afectada, tanto por la profundidad de los focos explosivos, como por la existencia o no de cráteres precedentes (Graettinger et al., 2015a).

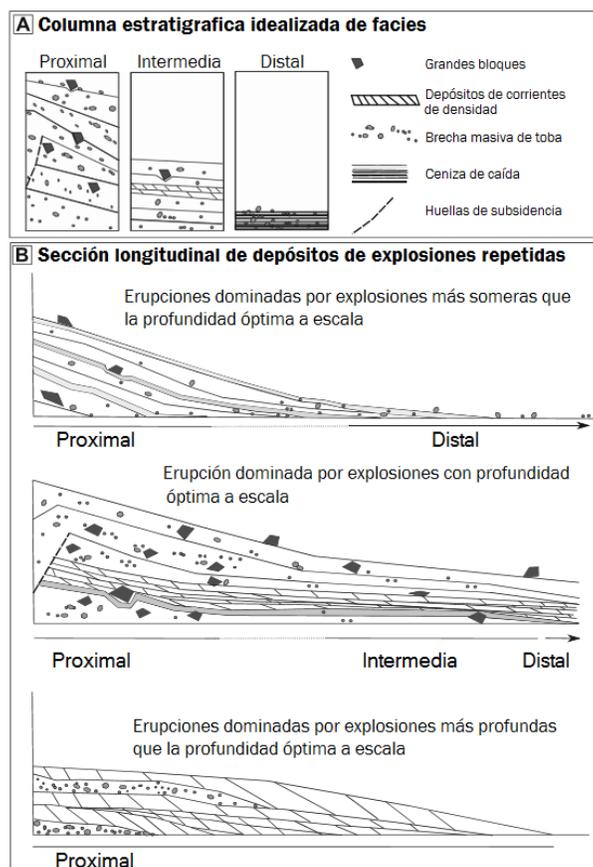


Figura (2.9).- Secciones longitudinales idealizadas de facies y secuencias de facies para volcanes maar-diatrema. A) Facies proximal, intermedia y distal, definidas por resultados experimentales con rasgos añadidos de observaciones de experimentos adicionales y estabilidad del cráter, B) Secciones longitudinales idealizadas propuestas para un rango de diferentes profundidades a escala (modificado de Graettinger et al., 2015a).

Un aspecto clave en la distribución de tefra, en volcanes tipo maar, es la “Profundidad Óptima a Escala (POE)” de las explosiones ($\sim 0.004 \text{ m/J}^{1/3}$; Goto et al., 2001), definida como la profundidad de la explosión que producirá un mayor cráter. Para la mayoría de las explosiones freatomagmáticas la POE corresponde a una profundidad física real de menos de alrededor de *100 m* bajo el fondo del cráter en el tiempo de una explosión dada (Valentine et al., 2014, 2015b). Una mayor o menor profundidad a escala de la explosión, producirá un menor cráter. Una secuencia eruptiva dominada por explosiones con una profundidad más somera que la POE, podría probablemente producir un anillo de tefra dominado por depósitos proximales de caída balísticos, con ocasionales grandes bloques proximales y numerosas capas de ceniza de caída estratificada, sin depósitos en las facies intermedias (Figura 2.9B). Un anillo de tefra que contiene brechas de toba que forman depósitos escarpados en la zona proximal, con depósitos de facies intermedias con pendiente suave, integrados por ceniza de caída intercalada por depósitos de DPDCs, con disminución de la presencia de grandes bloques, desde la zona proximal hasta la zona distal, y los depósitos de las DPDCs se extienden desde la zona proximal hasta la zona distal (Figura 2.9B), son las condiciones que representan el probable indicativo de una erupción dominada por explosiones localizadas a una profundidad equivalente a la POE. Para una erupción dominada por explosiones con profundidades mayores que la POE, se espera que se forme un anillo de tefra compuesto con depósitos de DPDCs que rellenen variaciones topográficas, intercalados con brechas de toba, principalmente en la zona proximal (Figura 2.9B; Graettinger et al., 2015a). Los experimentos con explosiones subsuperficiales muestran que el fenómeno de la explosión y el emplazamiento de los depósitos en el anillo de tefra, dependen fuertemente de la combinación de la profundidad, de la energía de la misma y de los materiales que sobreyacen el foco explosivo (Graettinger et al., 2014, 2015a, b; Valentine et al., 2015b). Las explosiones que ocurren en o muy cerca de la POE, producen los depósitos proximales más extensivos de escombros pobremente clasificados relativamente. La depositación de las facies proximales e intermedias, ocurre como resultado de un mecanismo de transporte balístico, es decir, la expulsión verticalmente dirigida que colapsa acompañada de la dispersión simultánea fuera del cráter (Valentine et al., 2015b). La dispersión lateral de los fragmentos balísticos depende de la energía y de la profundidad a escala (Graettinger et al., 2015a). La topografía del terreno que se encuentra por arriba del foco de la explosión puede afectar fuertemente el ángulo de dispersión y la directividad del material expulsado. Las explosiones bajo un terreno relativamente plano producen la dispersión más amplia y una “cortina de fragmentos balísticos” con el mayor alcance, para una profundidad y energía dadas. Si las explosiones ocurren bajo el centro de un cráter y la profundidad es mayor que la POE, el material será expulsado verticalmente, formando una columna estrecha de escombros que principalmente colapsará adentro del mismo cráter (Taddeucci et al., 2013; Graettinger et al., 2014, 2015a; Valentine et al., 2015b). Como la mezcla pobremente clasificada colapsa dentro del cráter, esta desplaza gas lateralmente y el gas es capaz de acarrear partículas finas hacia afuera del cráter, lo que podría disparar DPDCs de grano relativamente fino (también

llamadas oleadas piroclásticas u oleadas basales; Fisher & Waters, 1970; Waters & Fisher, 1971, Graettinger et al., 2014, 2015a; Valentine et al., 2015b).

Los experimentos han mostrado que, en el caso de una explosión que expulsa material verticalmente, aunque la mayoría del material cae de regreso adentro del cráter, los clastos balísticos son expulsados fuera del cráter (Valentine et al., 2012; 2015b). En el caso de las explosiones que ocurren en las paredes inclinadas de un cráter, pueden producir explosiones dirigidas con lóbulos de depósitos asimétricos (Valentine et al., 2015a, b). Dellino et al (2014) demostraron experimentalmente que una columna eruptiva muy densa colapsará y al regresar al terreno podría generar una corriente de densidad piroclástica, si la entrada de aire en la columna no es significativa. Si la entrada de aire a la columna es considerable, se podría generar una columna flotante, que resultaría en una caída piroclástica.

Tabla (2.1). Comparación de interpretaciones de características del maar Stracciacappa (modificada de Valentine et al., 2015b).

Característica	Modelo conceptual 1	Modelo conceptual 2
Toba de lapilli grueso, rica en bloques, de masiva a crudamente estratificada.	Fragmentación pobre, emplazamiento por corrientes de densidad piroclástica concentradas.	Explosión cerca de la POE, emplazamiento por cortina balística.
Toba con estratificación cruzada y planar (laminada).	Fragmentación fina, emplazamiento por corrientes de densidad diluidas.	Explosión con profundidad mayor a la POE, efecto de cráter pre-existente, emplazamiento por corrientes de densidad diluidas.
Alternancia de tobas estratificadas con capas de escoria de caída.	Fluctuaciones en la disponibilidad de agua en el conducto.	Fluctuaciones en el flujo de magma y/o en el flujo de agua, y/o diferentes estilos de actividad en diferentes bocas eruptivas dentro del cráter.
Abundante escoria, de subangular a subredondeada, en tobas con estratificación cruzada y planar.	Interacción de magma vesiculado con agua.	Reciclaje en depósitos de escoria desde las fases eruptivas iniciales (derivadas por volátiles magmáticos?) dentro de la diatrema y su posterior expulsión por explosiones someras.
Clastos máficos densos, de angulares a subredondeados.	Brechiación y expulsión de rocas más antiguas.	Brechiación y expulsión de intrusiones juveniles, solidificadas dentro de la diatrema (adicionalmente al mecanismo del modelo de Lorenz [1986]).

Durante su ascenso, un cuerpo de magma puede seguir rutas complejas como dique alimentador a través de la roca encajonante, en la zona de la raíz de una diatrema en desarrollo, a través de varios mecanismos: (a) algunos cuerpos de magma pueden emplazarse

y resultar en intrusiones con distintas formas y tamaños dentro de la diatrema y sin producirse interacciones explosivas agua/magma (Valentine & van Wyk de Vries, 2014; Valentine et al., 2015b), (b) otros cuerpos magmáticos alcanzan la superficie sin apreciable interacción con agua externa y posiblemente alimentan flujos de lava y actividad explosiva derivada de volátiles magmáticos (Valentine et al., 2015b), (c) un tercer caso, es el de los cuerpos de magma que interactúan en la subsuperficie con agua externa, los cuales afectan fuertemente los procesos de la diatrema, en la que ocurren, en este caso, explosiones a diferentes niveles y localizaciones laterales, durante el tiempo de vida de un volcán maar-diatrema (Valentine & White, 2012, Valentine et al., 2015b) y contribuyen a formar, una vez que la diatrema alcanza su etapa de madurez (Valentine et al., 2014), las llamadas *zonas de fragmentación*, que representan los epicentros donde ocurrieron interacciones explosivas no eruptivas (White & Ross, 2011; Valentine & White, 2012; Lefebvre et al., 2013). Las explosiones del caso anterior, resultan en un revoltura y mezcla de escombros dentro de la diatrema y generalmente sólo erupcionan las que ocurren a profundidades menores a 200-250m (Sweeney & Valentine, 2015, Valentine et al., 2014, 2015b).

El reciclado de clastos juveniles, dentro de la diatrema, puede ser evidenciado por los procesos de desgaste que se manifiestan en los diferentes grados de redondeo de los fragmentos (Valentine et al., 2015b). El caso del inciso (a) puede representar el suministro de clastos juveniles como fragmentos que son expulsados por explosiones posteriores (clastos juveniles reciclados; Valentine & White, 2012; Valentine et al., 2015b). La tabla 2.1 muestra un comparativo de interpretaciones entre los modelos conceptuales 1 y 2 (denominados así por Valentine et al [2015b]), sobre las características observadas en las facies del maar Stracciacappa, en Italia central. Dichas interpretaciones sugieren mecanismos de transporte y de evolución en la diatrema, a partir de los rasgos observados en el anillo de tefra. La base del modelo conceptual 1 fue propuesto por Lorenz (1986) y las ideas iniciales del modelo conceptual 2, fueron propuestas por Valentine & White (2012).

2.2 Procesos de fragmentación del magma y productos en erupciones basálticas explosivas

Uno de los mecanismos que representa un papel clave en los procesos volcánicos, es precisamente la forma en que se fragmenta o rompe el magma, durante las erupciones explosivas (Dingwell, 1996; Alidibirov & Dingwell, 2000; Fowler, 2009). Esta fragmentación puede ocurrir principalmente, a través de algunos de los siguientes tipos de mecanismos (Heiken & Wohletz, 1991): (a) magmática, que resulta de la exsolución de volátiles disueltos en el magma (Cashman et al, 2000), (b) freatomagmática, en la que ocurre la interacción entre un cuerpo de magma en ascenso y agua externa, contenida en alguna fuente (Sheridan y Wohletz, 1981, 1983; Wohletz y McQueen, 1984; Wohltez, 1983, 1986), y (c) freática, generada por el calentamiento de un acuífero por efecto indirecto de una fuente magmática (Mastin, 1991; Barberi et al., 1992; Germanovich & Lowell, 1995;). Los tres tipos

de fragmentación pueden producir fragmentos de magma fresco juvenil y líticos accidentales en proporciones distintas (Heiken & Wohletz, 1991).

2.2.1 Fragmentación magmática

Se han propuesto varios modelos que describen los mecanismos de ruptura del magma, antes de salir expulsado en forma de clastos o material fragmentado hacia la atmósfera, durante las erupciones magmáticas. El modelo que ha tenido más aceptación es el que explica que la fragmentación ocurre por el exceso de presión en las burbujas de gas del magma (Sparks, 1978; Alidibirov, 1994; Hurwitz & Navon, 1994; Cashman et al., 2000; Massol & Koyaguchi, 2005). En realidad la fragmentación es la etapa final del movimiento de ascenso del magma en el interior del conducto volcánico (Massol & Koyaguchi, 2005), es decir, durante el ascenso, el magma es saturado en volátiles (principalmente H₂O y CO₂; Parfitt & Wilson, 2008) en el nivel de saturación; posteriormente pueden ocurrir dos procesos (Cashman et al., 2000): (a) *nucleación homogénea*, en el que el magma se sigue saturando en volátiles (supersaturación), hasta ascender al nivel donde se empezarán a formarse los primeros núcleos de burbujas de gas (nucleación), con su subsecuente crecimiento hasta llegar al nivel de la fragmentación, o (b) *nucleación heterogénea*, en el que inmediatamente inicia la formación de núcleos de burbujas de gas, al tiempo en que también empiezan a crecer las burbujas, hasta llegar a la superficie de fragmentación. El proceso de nucleación homogénea requiere el retraso de la nucleación, por lo que la nucleación ocurre a un nivel superior, durante el ascenso del magma. En cualquiera de los dos procesos anteriores, para que ocurra la fragmentación del magma, la fase gaseosa debe representar entre un 70-80 % (Cashman et al., 2000). Uno de los factores clave que afecta la saturación de volátiles en el magma, así como el crecimiento de las burbujas de gas y la posterior fragmentación, es la viscosidad, que está directamente relacionada con el contenido de sílice (SiO₂; Spera, 2000; Parfitt & Wilson, 2008). Los modelos de crecimiento de burbujas de gas disueltas en un magma en ascenso en la corteza terrestre, han sido direccionados hacia tres tipos principales (para mayor detalle, ver la sección 5.2 de este trabajo) : (1) el modelo de la coalescencia (Verhoogen, 1951; Parfitt & Wilson, 2008; Giachetti et al., 2010; Moitra, 2013), (2) por decompresión de las burbujas de gas (Sparks, 1978; Hurwitz & Navon, 1994; Cashman et al., 2000; Parfitt & Wilson, 2008; Fowler et al., 2009) y, (3) por difusión de volátiles disueltos en el magma (Hurwitz & Navon, 1994; Proussevitch & Sahagian, 1996; Parfitt & Wilson, 2008). El crecimiento por coalescencia ha sido considerado el principal mecanismo durante erupciones que involucran magmas de baja viscosidad (Sparks, 1978), como el caso de las erupciones estrombolianas (Parfitt & Wilson, 2008), pero también en erupciones de composición intermedia, como las vulcanianas (Parfitt & Wilson, 2008; Giachetti et al., 2010) o inclusive magmas más ácidos (Klug & Cashman, 1996). El modelo de la disminución de la presión interna de las burbujas de gas (decompresión) ha sido aplicado, tanto para erupciones de magmas de baja viscosidad (Proussevitch & Sahagian, 1996; Toramaru, 2006), como para erupciones de magmas altamente viscosos (Houghton & Wilson, 1989; Hurwitz

& Navon, 1989; Proussevitch & Sahagian, 1996; Alidibirov & Panov, 1998; Dingwell, 1998). Básicamente hay una asociación entre el uso del modelo de la decompresión y el de la difusión (Hurwitz & Navon, 1989; Proussevitch & Sahagian, 1996; Dingwell, 1998; Navon et al., 1998). Más recientemente se han utilizado modelaciones numéricas para describir la dinámica de crecimiento de las burbujas asociadas a la fragmentación magmática (L'Heureux, 2007) o modelos combinados como difusión-coalescencia, decompresión-difusión (Toramaru, 2006).

2.2.2 Fragmentación freática

Las erupciones de tipo freáticas suelen ocurrir debido a la expansión súbita de un cuerpo de agua contenido en un acuífero, que es calentado por un cuerpo ascendente de magma, sin que exista un contacto directo entre el dique de magma y el acuífero (Figura 2.10), con la subsecuente expulsión de fragmentos de la roca encajonante y vapor (Barberi et al., 1992; Mastin, 1995; Germanovich & Lowell, 1995).

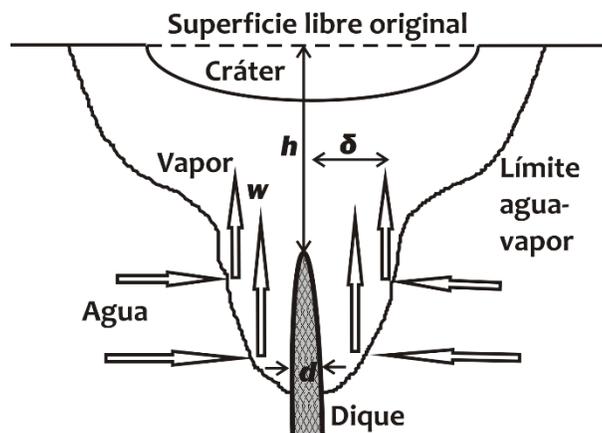


Figura (2.10).- Esquema de las capas límite a lo largo de las paredes de un dique, la zona calentada por el dique y el cráter de explosión. La figura no está a escala, de tal forma que el diámetro del cráter es aproximadamente una o dos veces más grande que el ancho del dique (d) y el ancho de la capa límite de vapor (δ) es aproximadamente igual al radio del cráter. El dique es emplazado a una profundidad h por debajo de la superficie; w denota la velocidad de ascenso del vapor (modificado de Germanovich & Lowell, 1995).

El fenómeno de las erupciones freáticas es muy variado y puede originarse con alguno de los siguientes mecanismos (Barberi et al., 1992): (1) explosiones de sistemas geotérmicos confinados con o sin la acción directa de fluidos magmáticos, mencionando que la acumulación de vapor bajo estratos de roca impermeable puede deberse a: (a) caída de presión, causada por sismos o deslizamientos que rompan o reduzcan la cubierta de roca, (b) progresivo auto-sellamiento de la cubierta de roca, y (c) elevación de isothermas por incremento de flujo de calor; (2) explosiones causadas por la vaporización de fluidos superficiales percolados en conductos calientes temporalmente cerrados en un volcán activo.

Los principales productos de las erupciones freáticas son depósitos de bloques balísticos de diversas dimensiones, derivados de la roca pre-existente, en la cual se excava el cráter de las explosiones (Germanovich & Lowell, 1995). Los bloques balísticos quedan inmersos en una matriz lodosa correspondiente a una mezcla de polvo fino y vapor condensado. El depósito de bloques balísticos con la matriz fina (brecha freática), ausente de material juvenil (Ollier, 1967; Sheridan & Wohletz, 1983), suele tener una dispersión limitada por la trayectoria del componente balístico (Barberi et al., 1992). La estructura de las brechas freáticas, generalmente es masiva y suele contener bloques líticos alterados hidrotermalmente (Sheridan & Wohletz, 1983).

2.2.3 Fragmentación freatomagmática

El fenómeno de fragmentación freatomagmática debido a interacción explosiva, ha sido ampliamente estudiado desde aproximaciones experimentales en laboratorio, a través de interacciones análogas, las llamadas “Interacciones Enfriador-Combustible-Fundido” (MFCI, Molten Fuel Coolant Interactions, por sus siglas en inglés; Wohletz, 1983, 1986; Wohletz & McQueen, 1981, 1984; Wohletz et al., 1989; Zimanowski, 1998; Zimanowski et al., 1991, 1995, 1997a, 1997b; Büttner et al., 2002). Además de la proporción agua/magma, existen otros controles que gobiernan la fragmentación freatomagmática, se pueden mencionar: la viscosidad, la temperatura, la presión de confinamiento y el modo de contacto agua/magma (Morrissey et al., 2000). La proporción agua/magma está relacionada con la eficiencia de la conversión de energía térmica en energía mecánica, durante una erupción freatomagmática (Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz & Sheridan, 1983; Wohletz, 1986). La viscosidad que presentan los diferentes tipos de magmas, va desde algunos $Pa.s$ para magmas basálticos y de hasta $10^8 Pa.s$ para magmas riolíticos (Spera, 2000), afecta principalmente la etapa inicial de la interacción explosiva, es decir, de la pre-mezcla hidrodinámica entre el agua y el magma (Morrissey et al., 2000; Zimanowski & Wohletz, 2000). El principal mecanismo que genera el trabajo de expansión y conduce a la explosión, durante la interacción agua/magma, es la gran diferencia en la expansión volumétrica entre el agua y el magma (Sheridan & Wohletz, 1983), mientras que el enfriamiento del magma crea menor espacio, el agua incrementa potencialmente el espacio necesario para una expansión isobárica (Zimanowski & Wohletz, 2000). Zimanowski (1998) reporta que las explosiones freatomagmáticas típicamente ocurren cuando el magma encuentra agua a presiones hidrostáticas por debajo de 21.71 MPa (presión crítica del agua) y a profundidades de ~ 2 km (Valentine et al., 2014). El modo de contacto agua/magma tiene vital importancia, tal que en la naturaleza una premezcla explosiva se formará exclusivamente con un dominio de fundido en exceso y agua dispersa en la fase de fundido (Zimanowski et al., 1995, 1997a, b; Zimanowski, 1998).

La tasa de transferencia de calor tiene influencia sobre el modo de contacto entre el agua y el magma, dado que para una tasa de transferencia de calor reducida, bajo condiciones de una película de vapor estable, el enfriamiento del fundido será tan efectivo, que se podrán

formar gotas de fundido completamente sólidas, en menos de un segundo y la interacción explosiva será inhibida (Zimanowski, 1995).

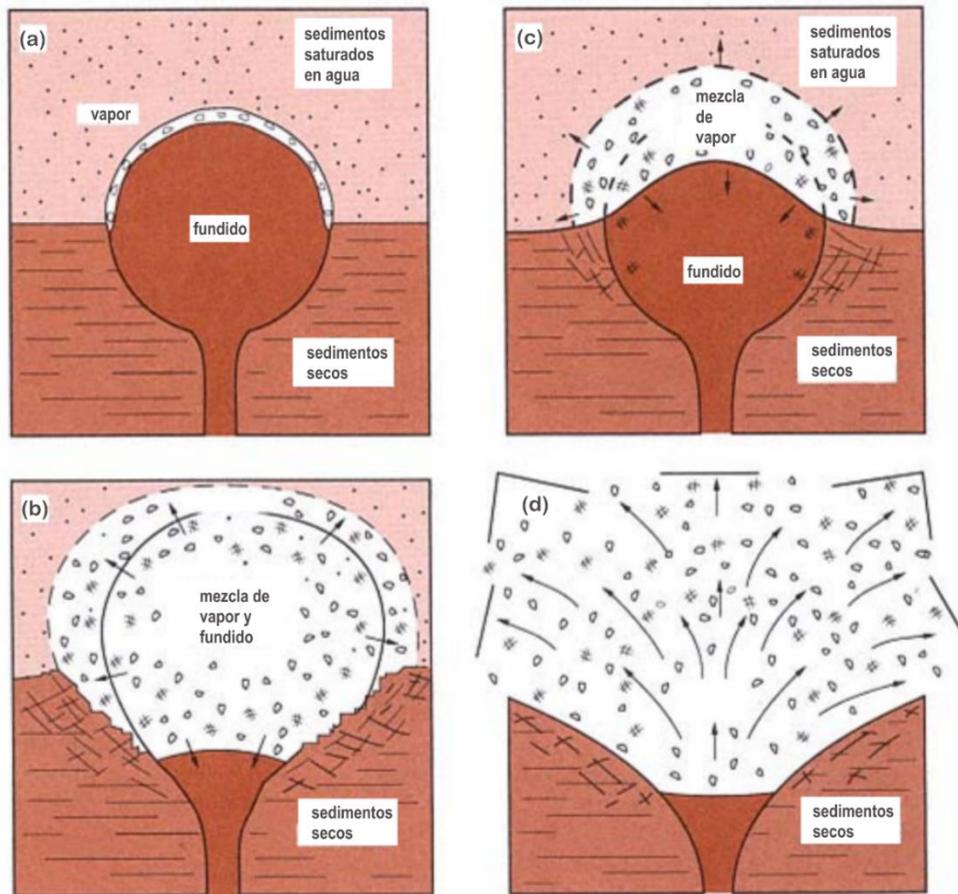


Figura (2.11).- Ambiente hipotético de actividad hidrovulcánica subsuperficial, mostrando (a) el contacto inicial de magma con sedimentos saturados, (b) crecimiento de la película de vapor, (c) mezcla de magma con sedimentos, y (d) expansión de vapor de alta presión en un pulso explosivo (modificado de Sheridan & Wohletz, 1983).

La dinámica física de una interacción explosiva enfriador-combustible fundido (MFCI) puede ser, en general, descrita por cuatro fases (Zimanowski et al., 1997a; Morrissey et al., 2000): (1) una fase de premezcla hidrodinámica, que ocurre con el contacto inicial de la mezcla del combustible (magma) y el enfriador (agua), bajo condiciones de ebullición de una película de vapor estable (fenómeno de Leidenfrost), (2) colapso completo de la película de vapor, causado por el paso de un pulso de presión, que puede ser de origen externo (por ejemplo: sismicidad) o por implosión local (es decir, “martillo de agua”), debida a la condensación rápida del vapor enfriado, (3) una fase de fragmentación fina e incremento episódico de la transferencia de calor, conduciendo a la presurización y supercalentamiento del agua, con la subsecuente expansión y rápido incremento del esfuerzo de carga sobre el fundido y, (4) la expansión volumétrica de la mezcla enfriador-combustible, al transformarse de agua supercalentada a vapor supercalentado. El proceso anterior fue adaptado por

Sheridan & Wohletz (1983) a un ambiente hipotético hidrovulcánico natural (ver Figura 2.11).

Como los fundidos magmáticos son sistemas sublíquidos con temperaturas de sólo 100-200 K por arriba de la temperatura de *solidus* (la temperatura a la que un fundido magmático existe como sólido), se requiere que la tasa de flujo de calor se incremente en 1-2 órdenes de magnitud para que todas las películas de vapor de la premezcla colapsen e inicie el proceso de fragmentación térmica fina, con el consecuente crecimiento del área de contacto en la interface agua/magma (Zimanowski et al., 1997a), esto provocará la presurización del sistema, incrementando el esfuerzo hasta un valor crítico, en el que, el rápido enfriamiento del fundido generará la fractura frágil y el incremento del contacto de la interface. El aumento extremadamente rápido de la presión hidráulica y su liberación por reacción frágil causará fuertes ondas de choque explosivas, que serán emitidas. El agua sobrecalentada y el vapor, se desacoplan del sistema y pueden conducir a una erupción freatomagmática y un proceso de fragmentación (Zimanowski et al., 1997a). Los fragmentos finos (< 130 µm) producidos durante el proceso de fragmentación frágil suelen considerarse las huellas de una explosión termohidráulica y son llamadas *partículas activas* (Zimanowski et al, 1997a; Büttner et al, 2002; Németh, 2010). Después de la fragmentación final el agua es evaporizada y su posterior expansión expedita produce la rápida aceleración del fundido de alrededor del foco de la explosión y la formación de inestabilidades en el líquido magmático, que conducen a la fragmentación dúctil en dos modos (Büttner et al., 2002): (a) confinada, que ocurre durante la fase inicial del sistema en expansión cuando el fundido está confinado, en la que se alcanza la máxima presión y el fundido reacciona formando partículas con formas redondeadas, con superficies lisas, que se asume como un resultado de la *Inestabilidad de Taylor* (Wohletz, 1983), (b) al aire libre, que ocurre cuando el fundido aún está caliente y es expulsado de su confinamiento a altas velocidades, formando figuras elongadas con superficies lisas, dicho fenómeno puede ser modelado como *Inestabilidad de Helmholtz* (Zimanowski et al., 1997a; Büttner et al., 2002). Las partículas formadas durante la fragmentación dúctil se conocen como *partículas pasivas* (Büttner et al., 2002; Németh, 2010).

III. FACIES DEPOSICIONALES Y MIGRACIÓN DEL FOCO ERUPTIVO DEL AXALAPAZCO ATEXCAC: IMPLICACIONES PARA LA MORFOLOGÍA DEL CRÁTER

3.1 Introducción

Las explosiones freatomagmáticas pueden originar la expulsión de grandes fragmentos balísticos de la roca encajonante o de magma fresco (Self et al., 1980; White & Schmincke, 1999; Németh et al., 2001; Lorenz, 2007; Kereszturi & Németh, 2012; Jordan et al., 2013), los cuales pueden salir hacia la atmósfera, describiendo trayectorias parabólicas e hiperbólicas; estas últimas son ocasionadas principalmente por la resistencia que ofrece el aire cuando los fragmentos son transportados a través de la atmósfera (McGetchin et al., 1974). Las deformaciones que producen los fragmentos balísticos en el terreno donde se impactan, también conocidas como “huellas de impacto”, son indicadores del área fuente de los clastos balísticos; sin embargo, en muchos casos, ya sea que la superficie de depósito está compuesta de material piroclástico de grano muy grueso, o que no haya habido suficiente humedad para deformar plásticamente los depósitos por impacto de bloques balísticos, de tal manera que en esos casos existe la necesidad de utilizar otro criterio para determinar trayectorias. Debido a lo anterior, en el axalapazco Atexcac se consideraron otros aspectos para inferir trayectorias balísticas. Sólo se tomaron en cuenta bloques con formas alargadas, debido a que los proyectiles son expulsados, desde el foco explosivo, siguiendo una trayectoria general paralela con su diámetro mayor y girando alrededor de un eje perpendicular a este, durante el transporte. Así, el proyectil permanecerá con su eje mayor en la dirección de su trayectoria, esto especialmente aplicado a grandes bloques que viajan distancias cortas, como se ha observado en videos de diferentes volcanes (Waitt et al., 1995; Taddeucci et al., 2012); por lo que consideramos grandes bloques líticos (densos) elongados, que son menos afectados por modificaciones en su transporte a través del aire, comparados con los bloques pequeños o equidimensionales.

Este capítulo presenta un estudio inverso que consiste en la inferencia de trayectorias de grandes bloques balísticos (desde 10 cm hasta más de 2m de diámetro), emplazados en diferentes facies, para tratar de explicar la migración lateral de focos explosivos durante la evolución de este volcán maar. Las inferencias acerca de la alternancia de los diferentes focos explosivos, se utilizarán para explicar la morfología del cráter, como se puede apreciar en la actualidad.

3.2 Física del transporte atmosférico de fragmentos balísticos

Durante las erupciones explosivas los volcanes pueden arrojar material fragmentado hacia la atmósfera, a velocidades, en algunos casos, de más de 100 m/s (Minakami, 1942; Nairn & Self, 1978; Fargents & Wilson, 1993; Bower & Woods, 1996), y en otros casos, esas velocidades pueden superar la velocidad del sonido (> 1 Mach) en la atmósfera (Fudali &

Melson, 1972; Nairn, 1976). Para estimar velocidades de salida, se han formulado algoritmos matemáticos que consideran la fuerza de arrastre, asumiendo un coeficiente de arrastre constante (Minakami, 1942) o un coeficiente de arrastre variable (Wilson, 1972; Waitt et al., 1995; Alatorre-Ibargüengoitia & Delgado-Granados, 2006). En otros casos, se han utilizado metodologías basadas en fotobalísticos (McGetchin et al., 1974; Nairn & Self, 1978; Ishihara, 1985) y más recientemente técnicas de percepción remota como Radar Doppler (Donnadieu et al., 2005; Gouhier & Donnadieu, 2011) o análisis a través de cámaras de alta velocidad (Taddeucci et al., 2012; Taddeucci et al., 2014, 2017).

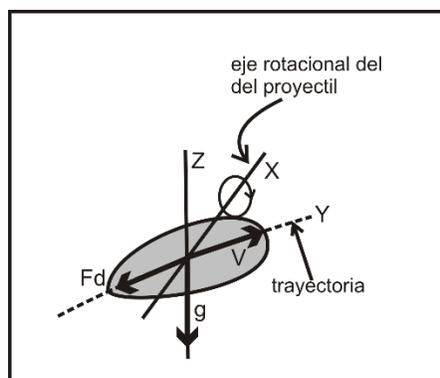


Figura (3.1).- Diagrama simple de las fuerzas que actúan durante el transporte atmosférico de un balístico volcánico. El fragmento alargado seguirá la trayectoria del eje "Y" mientras que gira alrededor del eje "X", impulsado por la velocidad (V) y a la vez frenado por la fuerza de arrastre (F_d), la cual es representada por la fricción que ofrece el aire atmosférico, siendo este último, el fluido a través del cual se mueve el fragmento; dicha fuerza de oposición tiene dirección opuesta a la de la velocidad. La gravedad es una fuerza que actuará hacia el centro de la Tierra (adaptado de Sherwood, 1967).

Se han obtenido experimentalmente las velocidades de expulsión de fragmentos en interacciones explosivas enfriador-combustible fundido por Büttner et al. (2002) y Zimanowski et al. (1997a) de 100 y 75 m/s, respectivamente. Self et al. (1980) estimaron velocidades de 100 m/s para grandes bloques expulsados por los maar Ukinrek. Pfeiffer (2001) utilizó la distribución de tamaños de fragmentos balísticos para estimar el desarrollo de la boca eruptiva durante la erupción Minoan en el volcán Santorini. Más recientemente, Swanson et al. (2012) usaron la distribución de bloques balísticos para inferir la localización de bocas eruptivas en el volcán Kilauea y Jordan et al. (2013) utilizaron velocidades de 100 m/s para modelar clastos balísticos y proponer la coalescencia de múltiples cráteres someros, para explicar la morfología del maar Purrumbete Lake.

La resistencia que ofrece el aire cambia ligeramente la trayectoria de los clastos balísticos cuando estos son transportados a través de la atmósfera, variando de una trayectoria parabólica a una hiperbólica (McGetchin et al., 1974). Entre las fuerzas que actúan en el vuelo atmosférico de un fragmento balístico se pueden mencionar: la velocidad del fragmento (V), la fuerza de arrastre atmosférico (F_d) y la aceleración debida a la gravedad de la Tierra (g) (Sherwood, 1967; Mastin, 2008). La velocidad actúa a lo largo de la trayectoria del

fragmento, la fuerza de arrastre se opone al movimiento del fragmento y la aceleración gravitacional actúa hacia el centro de la Tierra (Figura 3.1). Al mismo tiempo, la fuerza de arrastre depende de un coeficiente adimensional de arrastre, el cual a su vez, está una función de la forma, velocidad y sección transversal del fragmento, y de la densidad del aire.

Para modelar las trayectorias de los bloques balísticos del axalapazco Atexcac usamos el software Eject! (versión 1.4; Mastin, 2008). Las ecuaciones que gobiernan el vuelo atmosférico de un bloque balístico son:

$$\frac{dV_x}{dt} = \frac{F_x}{m} = \frac{-V_x \rho_a V A C_d}{2m} \quad (3.1)$$

$$\frac{dV_z}{dt} = \frac{F_z}{m} = \frac{-V_z \rho_a V A C_d}{2m} - g \frac{\rho_r - \rho_a}{\rho_r} \quad (3.2)$$

Donde ρ_a es la densidad del aire, ρ_r es la densidad del bloque balístico, A es el área de la sección transversal del bloque, C_d es el coeficiente de arrastre, m es la masa del bloque, g es la aceleración gravitacional (9.81 m/s^2), V_x y V_z son las velocidades, horizontal y vertical, respectivamente, F_x y F_z son las componentes, horizontal y vertical, de la fuerza de arrastre y t es el tiempo. Para resolver las ecuaciones (3.1) y (3.2) Eject! Utiliza el método de Runge-Kutta de cuarto orden (Minakami, 1942; Wilson, 1972). Este modelo asume que la fuerza de arrastre (F_d ; ver Figura 3.1) debida a la resistencia del aire atmosférico, en el cual el fragmento se mueve, es proporcional al cuadrado de la velocidad del mismo fragmento (Sherwood, 1967). Un factor muy importante que influencia la trayectoria de un fragmento balístico, es el coeficiente de arrastre, el cual es una función directa de la forma del clasto y de las condiciones del medio fluido a través del cual el fragmento se mueve. Mironer (1979) propuso que el coeficiente de arrastre depende de la forma del objeto (clasto) y del tipo de régimen (flujo laminar o turbulento). En este trabajo se consideró el criterio utilizado por Mironer (1979) para seleccionar el coeficiente de arrastre (ver detalles en la sección 3.4.1) y usarlo en el software Eject! para realizar la modelación de las trayectorias de los bloques balísticos.

3.3 Facies deposicionales del axalapazco Atexcac

Para describir la secuencia maar del axalapazco Atexcac se consideraron dos secciones estratigráficas: a) una sección sur (Figura 3.2) que contiene depósitos de facies muy bien expuestos y un mejor acceso, y b) una sección norte (Figura 3.3), que sirvió para correlacionar la ocurrencia de facies que registraron impactos de bloques balísticos, durante la evolución de volcán Atexcac. Para explicar la secuencia mar presentamos una descripción de seis facies definidas y las cuatro unidades que contienen dichas facies.

3.3.1. Descripción de facies

SECCIÓN SUR

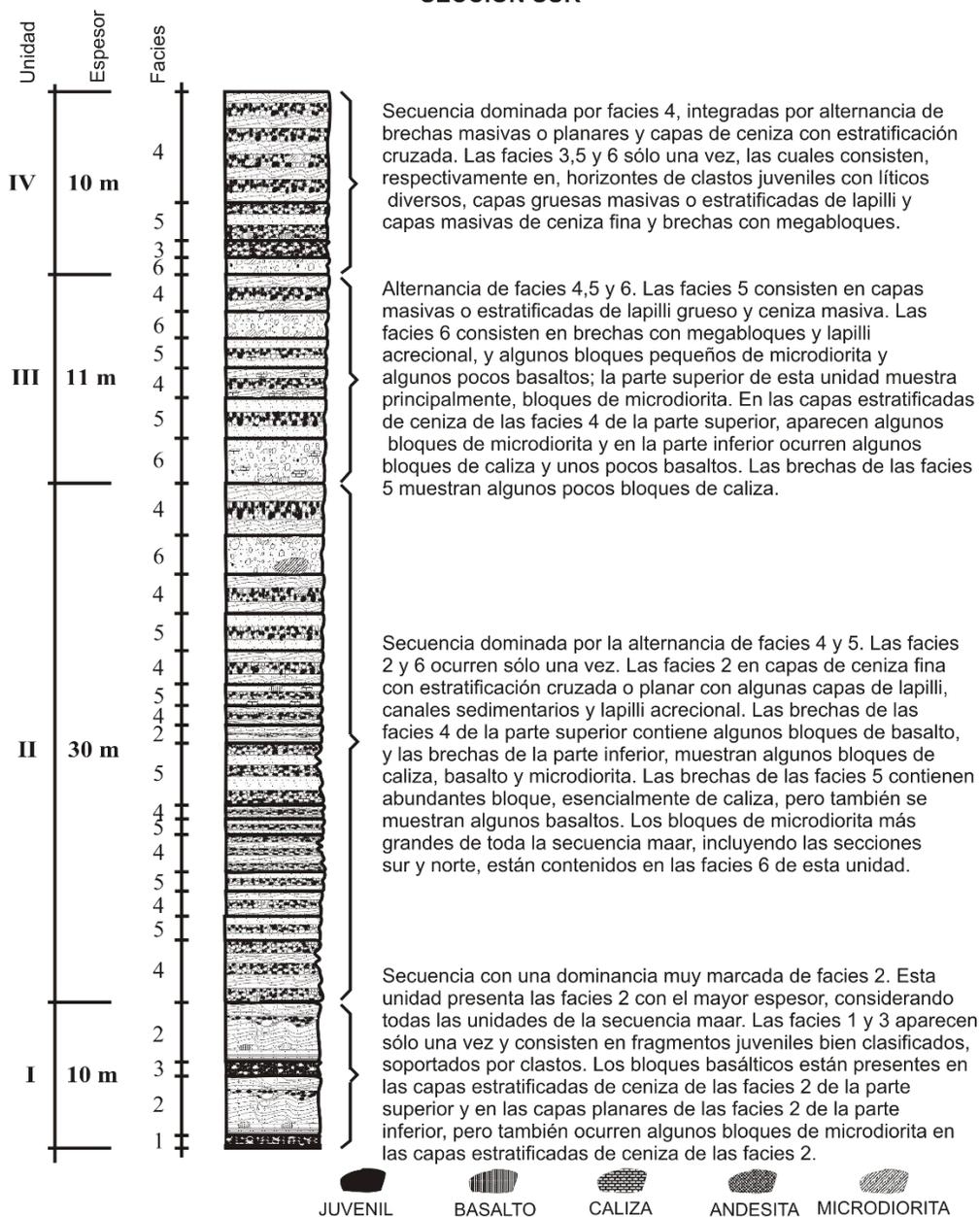


Figura (3.2).- Sección estratigráfica sur que muestra las facies consideradas. Facies 1: clastos juveniles bien clasificados, soportados por clastos; facies 2: cenizas finas con estratificación cruzada y planar, acompañadas de capas de lapilli (líticos y material juvenil), algunos canales de relleno sedimentarios y abundante lapilli acrecional; facies 3: clastos juveniles con líticos diversos, soportados por clastos; facies 4: intercalación de capas de brechas masivas o estratificadas con cenizas finas con estratificación cruzada; facies 5: intercalación capas de lapilli grueso masivas o estratificadas con capas de ceniza fina; y facies 6: brechas con megabloques con lapilli acrecional. Ver localización de esta sección en la figura 4.8.

Las seis facies consideradas en este estudio son: (1) clastos juveniles bien clasificados (Figura 3.4.d), (2) cenizas finas, canales y lapilli acrecional (Figura 3.4.c), (3) clastos

juveniles con líticos diversos (Figura 4.4.b), (4) brechas y cenizas con estratificación cruzada (Figura 3.5), (5) capas gruesas de lapilli y ceniza fina masiva, y (6) brechas con megabloques y lapilli acrecional (Figura 3.5). Las características principales de estas facies deposicionales son las siguientes:

1. *Clastos juveniles bien clasificados (facies 1)*. Estas facies ocurren en la sección sur (Figura 3.2) con espesores de alrededor de 20 cm y en la sección norte (Figura 3.3) los espesores son de 15-20 cm. Esta facies incluye una muy incipiente (~ 1 mm) capa laminada, rica en líticos, de color gris de lapilli muy fino, seguida de un horizonte caracterizado por la dominancia de lapilli fino y poca presencia de lapilli medio (~ 1 cm de diámetro) de material juvenil gris claro, bien clasificado, soportado por clastos con formas, de subredondeadas a subangulosas, acompañados por una menor proporción de líticos de basalto y rocas alteradas con formas angulosas, y escoria roja con forma redondeada (ver fotografías de las Figuras 3.4.a y 3.4.d).

2. *Cenizas finas, canales y lapilli acrecional (facies 2)*. Consisten predominantemente en capas de ceniza gris fina, con estructura planar o estratificación cruzada, con algunas capas de lapilli, presencia de canales sedimentarios de relleno y lapilli acrecional (Figuras 3.4.a y 3.4.c). Las capas de ceniza fina contienen fragmentos líticos angulares de caliza y basalto con escaso lapilli fino de material juvenil. Los canales sedimentarios de relleno consisten en brechas masivas de material juvenil (de lapilli fino a mediano) y diversos líticos angulares, sin gradación aparente. Tanto las cenizas estratificadas como los canales de relleno, muestran huellas de impacto producidas por bloques balísticos de rocas de andesita, basalto, caliza y microdiorita (Yáñez & García, 1982), los cuales causaron algún grado de deformación plástica, especialmente en las cenizas finas. Existe una clara dominancia de las capas con estratificación cruzada y planares de ceniza de grano fino (ver fotografías de las Figuras 3.4.a y 3.4.c).

3. *Clastos juveniles con líticos diversos (facies 3)*. Estas facies son caracterizadas por consistir en brechas masivas, soportadas por clastos, escasa presencia de matriz de ceniza, de fina a gruesa, y contener fragmentos juveniles, con tamaños de lapilli fino a bloques pequeños, con dominancia de lapilli grueso de material juvenil. Los clastos juveniles son complementados con proporciones menores de líticos angulares de basalto, caliza y rocas alteradas. En algunos casos, el tamaño de los líticos y el material juvenil, alcanza desde lapilli muy fino hasta pequeños bloques, y en otros casos, sólo de lapilli fino (ver fotografías de las Figuras 3.4.a y 3.4.b).

4. *Brechas y cenizas con estratificación cruzada (facies 4)*. Los depósitos de las facies 4 consisten en la intercalación de brechas planares o masivas con capas de ceniza fina con estratificación cruzada. Los horizontes estratificados de ceniza tienen presencia limitada de líticos con tamaño de lapilli, principalmente de caliza y un muy bajo contenido de basaltos,

rocas alteradas, escoria roja y fragmentos juveniles. Tanto en los horizontes de ceniza, como en las brechas se presentan algunas huellas de impacto de bloques balísticos.

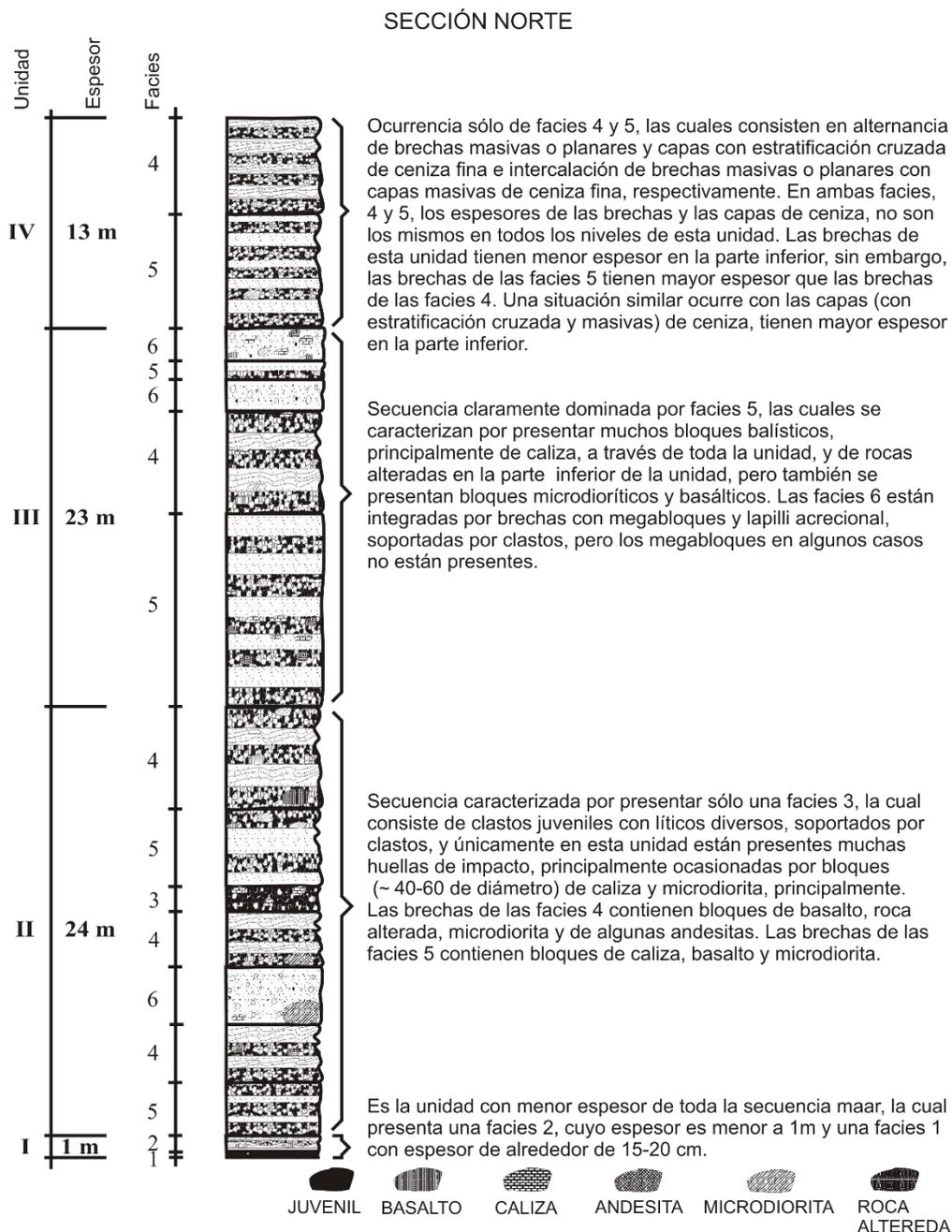


Figura (3.3).- Sección estratigráfica norte que muestra las diferentes facies que formaron esta sección. Note la diferencia en espesores, particularmente de las unidades 1, 2 y 3. Los depósitos de la facies 1 de esta unidad es el horizonte con menor de toda la secuencia maar. Esta sección es dominada principalmente por facies 4 y 5, aunque en la unidad I no estén presentes. En general, los bloques balísticos presentes en esta sección, ocurrieron en todos los tipos de facies. Ver localización de esta sección en la figura 3.8.

Las capas de brechas son moderadamente clasificadas y muestran estructura masiva o estratificación planar difusa, y están integradas por fragmentos juveniles y líticos, con

dominancia de fragmentos líticos de basalto y rocas alteradas, y muy pocos clastos de microdiorita y escoria roja. La proporción de fragmentos líticos y clastos juveniles en las brechas, es de alrededor de 80-20% (determinado por análisis de componentes). Ver fotografía de Figura 3.5.

5. *Capas de lapilli grueso y ceniza fina masiva (facies 5)*. Dichas facies incluyen capas masivas (difusamente estratificadas) de lapilli grueso y ceniza masiva. Estas capas estratificadas son brechas compuestas de líticos de basalto, rocas alteradas, Microdiorita y caliza, con muy poca presencia de fragmentos juveniles. Aunque las brechas están soportadas por clastos, hay una muy incipiente presencia de matriz de ceniza, las cuales están intercaladas con algunas capas muy finas (~ 3 cm) de ceniza con estratificación cruzada. Esas capas tienen, en la mayoría de los casos, estructura masiva, pero en algunos lugares estas tienen estratificación planar muy difusa. También se pueden apreciar unos pocos líticos de basalto y lapilli muy fino de material juvenil, y en algunos niveles, pueden aparecer clastos de lapilli fino de rocas alteradas y caliza.

6. *Brechas con megabloques y lapilli acrecional (facies 6)*. Los depósitos de estas facies tienen una diferencia muy marcada comparadas con las brechas de las facies 4 y 5, ya que están compuestos por brechas cuyos espesores alcanzan más de 2m y consisten en fragmentos de lapilli, de fino a grueso, de caliza y clastos de material juvenil. Hay algunos bloques de caliza de tamaño medio (< 50-60 cm). Los bloques con tamaños mayores a 1m, y que en ocasiones sobrepasan los 2 m, son de composición microdiorítica. Existen otros pocos bloques basálticos. En algunos niveles estas brechas tienen estructura planar difusa, pero en general es masiva y caótica. Las formas de los fragmentos líticos de lapilli y bloques, son desde subangular a angulares (ver fotografía de la Figura 3.5).

En general, las facies 4 y 5 son las más abundantes en las secciones sur y norte; sólo muestran algunas diferencias en las distribuciones de tamaño de grano. Los depósitos de las facies 1 están presentes sólo en una ocasión, considerando las dos secciones, sur y norte. Los depósitos de las facies 2 aparecen dos veces en la sección sur, mientras que en la sección norte, ocurren sólo en una ocasión. Los depósitos de las facies 3 se presentan dos veces en la sección sur, en la parte media de la unidad I y en la parte inferior de la unidad IV; mientras que en la sección norte sólo ocurre en una ocasión, en su parte media. Los depósitos de las facies 6 están presentes en ambas secciones, sur y norte, en proporciones similares (Figuras 3.2 y 3.3). Los depósitos de las facies 6 de ambas secciones estratigráficas, presentan abundantes bloques balísticos de diversas composiciones.

3.3.2 Secuencia estratigráfica del axalapazco Atexcac

Las secciones estratigráficas sur y norte fueron divididas en cuatro unidades, siguiendo la columna estratigráfica propuesta por Carrasco-Núñez et al. (2007) y de acuerdo

a las facies deposicionales dominantes descritas (en párrafos anteriores) para cada unidad. Una breve descripción de las unidades estratigráficas propuestas es:

Unidad I

La unidad I tiene 10 m de espesor en la sección sur (Figura 3.2) y sólo 1 m en la sección norte (Figura 3.3). Es caracterizada principalmente por la presencia marcada de facies 2. En esta unidad, las facies 2 se presentan en dos ocasiones. Esta misma unidad contiene clastos juveniles bien clasificados, soportados por clastos (facies 1) y facies en la parte media que consisten en clastos juveniles, soportados por clastos, con líticos diversos (facies 3), los cuales pueden representar depósitos piroclásticos de caída.

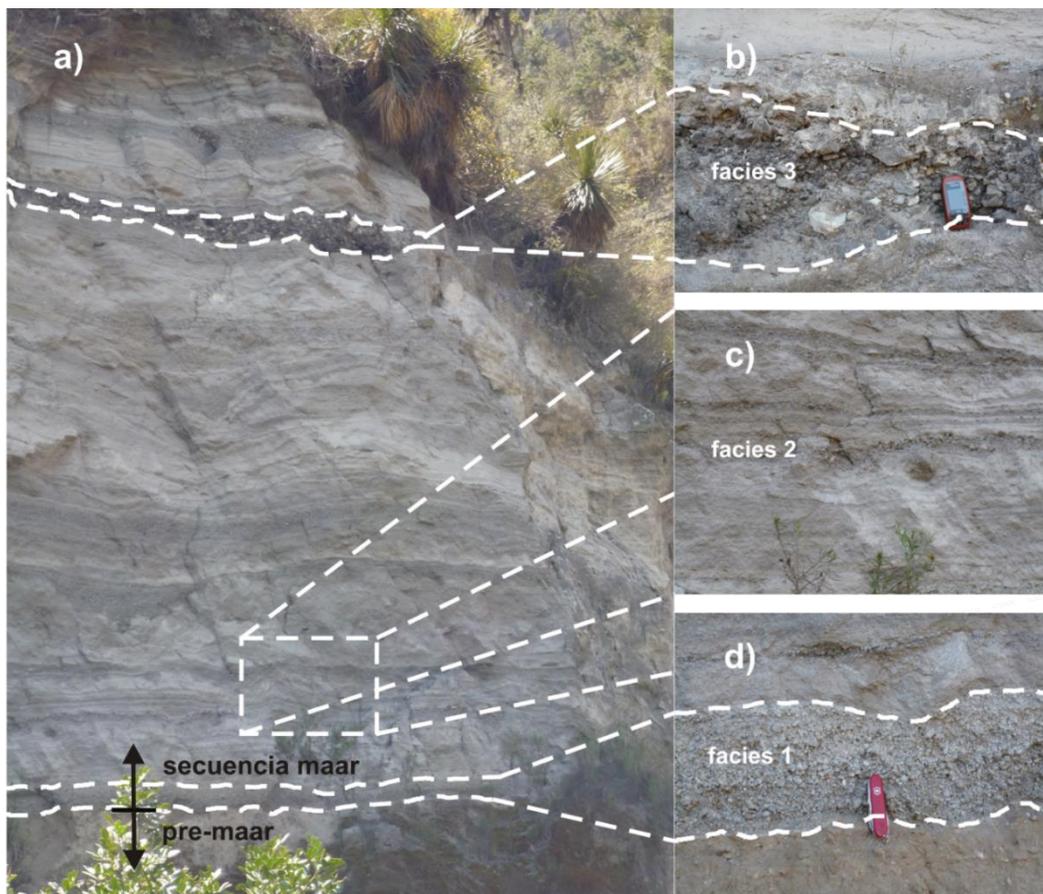


Figura (3.4).- Fotografías que muestran diferentes facies: a) facies 1, 2 y 3 de la secuencia maar y la “toba café, una de las capas de la secuencia pre-maar. b) detalle de la facies 3 de la foto a), mostrando una brecha masiva, soportada por clastos, integrada por material juvenil y líticos diversos. El tamaño del GPS rojo es de 10 cm. c) Detalle del rectángulo de la parte inferior de la foto a), mostrando capas planares o con estratificación cruzada y canales de relleno sedimentarios; en la parte inferior de la imagen es mostrada parte de la facies 1. Las dimensiones del rectángulo son de 1.8 x 1.0 m. d) Detalle de la facies 1 de la imagen a), mostrando material de caída de escoria juvenil; la parte inferior a la facies 1 corresponde a depósitos de la toba café de la foto a). El tamaño de la navaja es 10 cm. La secuencia maar inició con la facies 1 y el detalles del contacto con los depósitos de las unidades pre-maar se muestra en la imagen de la foto d).

Unidad II

La unidad II, con 30 m de espesor en la sección sur y 24 m de espesor en la sección norte, se identifica por contener, en su mayoría, facies 4 y 5. Los depósitos de las facies 6 ocurren sólo una vez en ambas secciones, y únicamente en la sección sur están presentes, depósitos de facies 2 con estructuras de canales sedimentarios de relleno.



Figura (3.5).- Fotografías que muestran los rasgos característicos de las facies 4 y 6. En la imagen superior aparecen las intercalaciones típicas de brechas masivas o planares y capas de ceniza con estratificación cruzada, correspondientes a las facies 4. Se puede notar una pequeña deformación originada por el impacto de un bloque de caliza de 17 cm de diámetro. En la parte inferior de la imagen se puede apreciar sólo una parte de una facies 6, pero es suficiente para exponer fragmentos líticos de lapilli de medio a grueso, de diferentes litologías. El tamaño del martillo es 33 cm.

Unidad III

Esta unidad tiene 11 m de espesor en la sección sur (Figura 3.2) y 23 m en la sección norte (Figura 3.3). En la sección sur se presentan facies 4, 5 y 6. Las facies 6 de la sección norte, tienen en promedio, espesores mayores. La unidad III está caracterizada en la sección norte por la presencia dominante de depósitos de facies 5 con 10 m de espesor, los cuales representan la facies con mayor espesor en toda la secuencia maar del volcán.

Unidad IV

La unidad IV ubicada en la parte superior de la secuencia maar, tiene 10 m de espesor en la sección sur (Figura 3.2) y 13 m en la sección norte (Figura 3.3). Esta unidad, además de presentar, sólo facies 4 y 5, en una ocasión en la sección norte, presenta en la sección sur, facies 3 y 6. Además de los depósitos de las facies 4, aparecen depósitos de 7 m de espesor de facies 5 en la sección norte.

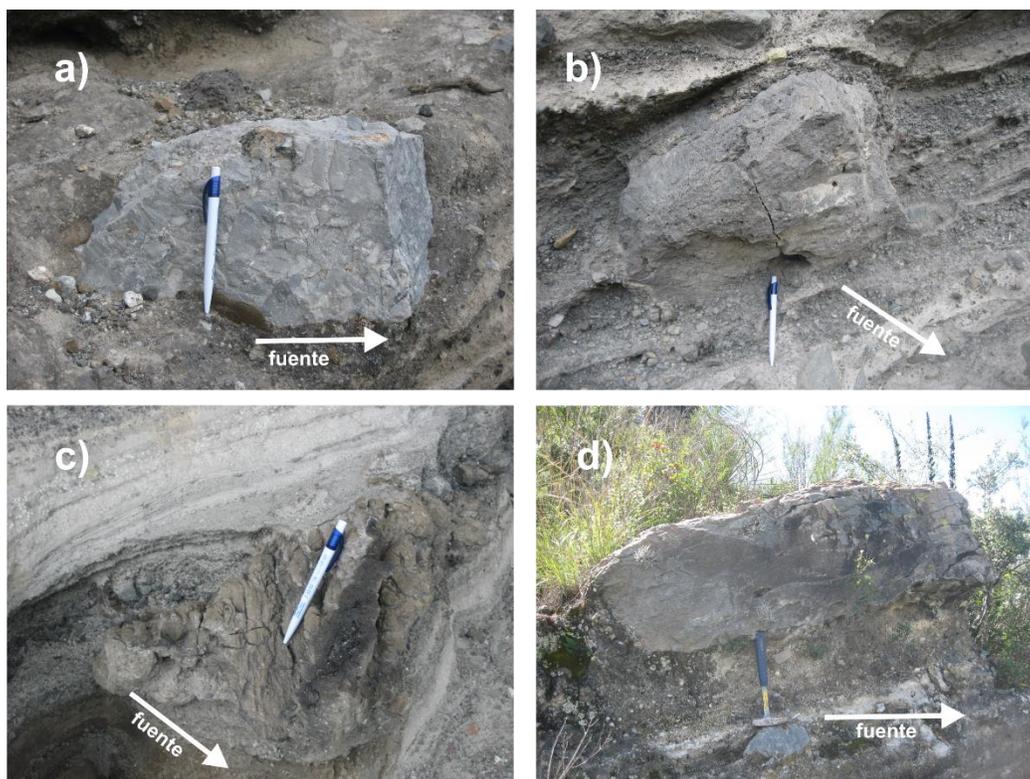


Figura (3.6).- Fotografías que muestran cuatro diferentes tipos de fragmentos balísticos: a) bloque balístico de caliza (A35) con un diámetro máximo de 33 cm, impactado en una capa de cenizas con estratificación cruzada de una facies 4; b) bloque basáltico (A36) con diámetro máximo de 45 cm, impactado en una capa masiva de cenizas de una facies 5; c) bloque de material juvenil (A43) con corteza de pan y diámetro máximo de 20 cm, impactado en una capa de cenizas con estratificación cruzada perteneciente a una facies 4; d) uno de los bloques balísticos (A23) más grandes de composición microdiorítica, con un diámetro máximo de 2.3 m, impactado en un brecha de una facies 6. Los bloques A35, A36 y A43 fueron emplazados en la unidad IV de la pared interna norte del cráter; mientras que el bloque A23 se impactó en la unidad II de la pared interna sur. El bolígrafo de las imágenes a), b) y c) tiene 15 cm de longitud y el martillo de la imagen d) tiene 33 cm de longitud. En cada una de las imágenes se indica la ubicación de la fuente de donde proviene cada bloque.

3.4 Distribución de fragmentos balísticos y áreas fuente

3.4.1 Metodología

Durante la formación de la secuencia maar del axalapazco Atexcac, ocurrieron interacciones explosivas agua/magma (Carrasco-Núñez et al., 2007), las cuales originaron la expulsión de una gran cantidad de fragmentos o bloques, que describieron trayectorias balísticas atmosféricas, impactándose en la secuencia estratigráfica Atexcac, causando

huellas de impacto o deformaciones en los estratos de dicha secuencia. Para inferir trayectorias de bloque balísticos, la configuración más conveniente es contar en campo, con un afloramiento en forma de pared vertical y que se paralelo a la trayectoria del fragmento, considerando una exposición en 3D. Cuando fue posible pudimos utilizar huellas de impacto o las deformaciones que los bloques produjeron en los estratos de la secuencia; en la mayoría de los casos consideramos grandes bloques alargados (Figura 3.6), impactados en paredes verticales, o casi verticales, del cráter, pero siempre considerando bloques que mostraran evidencia de su posición “in situ”. Para tener una mejor precisión al realizar la medición de los diámetros de los bloques e inferir mejor las trayectorias, removimos el material que cubría cada bloque balístico en la pared en que fue impactado.

Aunque la rotación o giro de los fragmentos, durante su trayectoria, puede ser irregular o aleatoria y bajo ciertas condiciones, la trayectoria original puede tener variaciones debido al llamado “efecto Magnus” que originan que la trayectoria rectilínea del clasto se convierta en una curva parabólica (Taddeucci et al, 2017) particularmente para bloques equidimensionales, se asume que los bloques alargados (un diámetro mayor que los otros dos) son expulsados a la atmósfera describiendo una trayectoria predominantemente rectilínea (desde una vista aérea), en la que el eje o diámetro máximo del proyectil rotará cercanamente en un plano vertical (ver Figura 3.1), pero siguiendo una línea recta, impactándose en el terreno con un cierto ángulo (que no necesariamente es igual al ángulo final de la trayectoria antes del impacto). Los 43 balísticos de Atexcac utilizados en este estudio, no muestran evidencia de haber sufrido alguna desviación debido al efecto Magnus, sin embargo, dicho efecto representa una fuente importante de incertidumbre que afectaría las trayectorias asumidas.

Para inferir trayectorias atmosféricas sólo se consideraron bloques balísticos con forma elongada (Figura 3.6) que estuvieran en su posición in situ, con el tamaño posible más grande y así minimizar el probable error en la medición de la trayectoria, durante su viaje aéreo (Waitt et al., 1995). Después de revisar la posición estratigráfica in situ en campo de cada proyectil balístico, se midieron sus diámetros mayor, medio y menor, utilizando una cinta métrica; el azimut fue determinado usando una brújula, pero considerando la orientación del diámetro mayor de los bloques y registrando su localización con un equipo GPS (las coordenadas UTM de cada bloque balístico fueron medidas considerando un error de $\pm 3\text{m}$). La información registrada en campo de los 43 fragmentos balísticos medidos (Tabla 3.1) se usó para integrar una pequeña base de datos en Excel, en la cual se calcularon parámetros como el desnivel de impacto (Figura 3.7), medido entre el nivel del agua de la laguna y el punto de impacto del bloque; el elipsoide de cada fragmento, del que finalmente se obtuvo un promedio para utilizarlo en la modelación de las trayectorias de los bloques. El elipsoide de cada bloque se obtuvo como:

$$Elipsoide = \frac{2(diámetro\ mayor)}{diámetro\ medio + diámetro\ menor} \quad (3)$$

Tabla (3.1).- Localización y características de bloques balísticos medidos y considerados en este estudio:

Número	Coordenadas UTM		Composición	Diámetro Promedio (cm)	Elipsoide	Densidad (kg/m ³)	Azimut (grados)	Desnivel de Impacto (m)	Velocidad de Expulsión (m/s)
	X	Y							
A01	662581	2138119	Basalto	19.33	1.87	2900	316	58	100
A02	662582	2138117	Basalto	17.33	1.71	2900	311	56	100
A03	662587	2138119	Andesita	21.67	1.71	2400	345	56	110
A04	662605	2138133	Basalto	15.67	2.09	2900	348	54	100
A05	662613	2138129	Basalto	13.67	1.73	2900	354	66	105
A06	662613	2138129	Microdiorita	18.33	2.40	2800	36	62	100
A07	662620	2138128	Basalto	23.00	1.73	2900	45	57	100
A08	662625	2138119	Microdiorita	20.00	1.75	2800	298	58	100
A09	662634	2138138	Microdiorita	15.00	2.09	2800	46	57	100
A10	662663	2138137	Caliza	12.33	1.89	2400	309	57	100
A11	662673	2138138	Basalto	20.00	1.75	2900	29	59	100
A12	662682	2138144	Basalto	16.67	1.70	2900	292	60	100
A13	662685	2138147	Microdiorita	14.33	1.74	2800	342	60	100
A14	662689	2138145	Caliza	21.67	1.94	2400	300	61	100
A15	662703	2138147	Microdiorita	30.33	1.71	2800	338	61	100
A16	662713	2138144	Caliza	11.00	1.67	2400	30	67	100
A17	662732	2138156	Microdiorita	19.00	1.93	2800	339	72	100
A18	662743	2138161	Basalto	10.33	1.88	2900	329	72	100
A19	662769	2138162	Microdiorita	54.33	2.18	2800	327	82	100
A20	662777	2138157	Caliza	25.67	2.16	2400	3	93	100
A21	662778	2138156	Microdiorita	26.67	2.00	2800	355	94	100
A22	662782	2138154	Basalto	32.00	1.56	2900	38	94	100
A23	662777	2138147	Microdiorita	136.67	2.56	2800	329	91	100
A24	662814	2138144	Andesita	15.00	1.75	2400	14	93	100
A25	662803	2138138	Caliza	30.67	1.91	2400	330	94	100
A26	662847	2138145	Andesita	31.67	2.75	2400	319	101	100
A27	662904	2138118	Microdiorita	15.00	2.50	2800	356	104	100
A28	662905	2138119	Caliza	33.33	2.00	2400	302	103	100
A29	662895	2138129	Microdiorita	23.00	1.73	2800	319	104	100
A30	662897	2138126	Andesita	25.33	1.71	2400	18	105	100
A31	662902	2138124	Caliza	18.00	1.48	2400	323	107	100
A32	662154	2138776	Basalto	30.00	1.60	2900	106	115	110
A33	662155	2138768	Juvenil	21.67	1.71	1400	103	176	120
A34	662158	2138744	Basalto	35.67	1.75	2900	120	168	100
A35	662155	2138751	Caliza	20.67	2.28	2400	94	173	120
A36	662104	2138760	Basalto	37.67	1.32	2900	142	165	100
A37	662099	2138750	Andesita	26.00	1.39	2400	111	162	120
A38	663160	2138921	Microdiorita	19.67	1.37	2800	189	126	100
A39	663142	2138938	Microdiorita	16.67	1.45	2800	218	130	100
A40	663157	2138926	Microdiorita	27.00	1.95	2800	198	135	100
A41	663189	2138908	Basalto	13.67	1.42	2900	253	121	120
A42	663190	2138911	Microdiorita	16.33	2.67	2800	242	118	100
A43	663187	2138913	Juvenil	14.33	1.74	1400	231	117	120

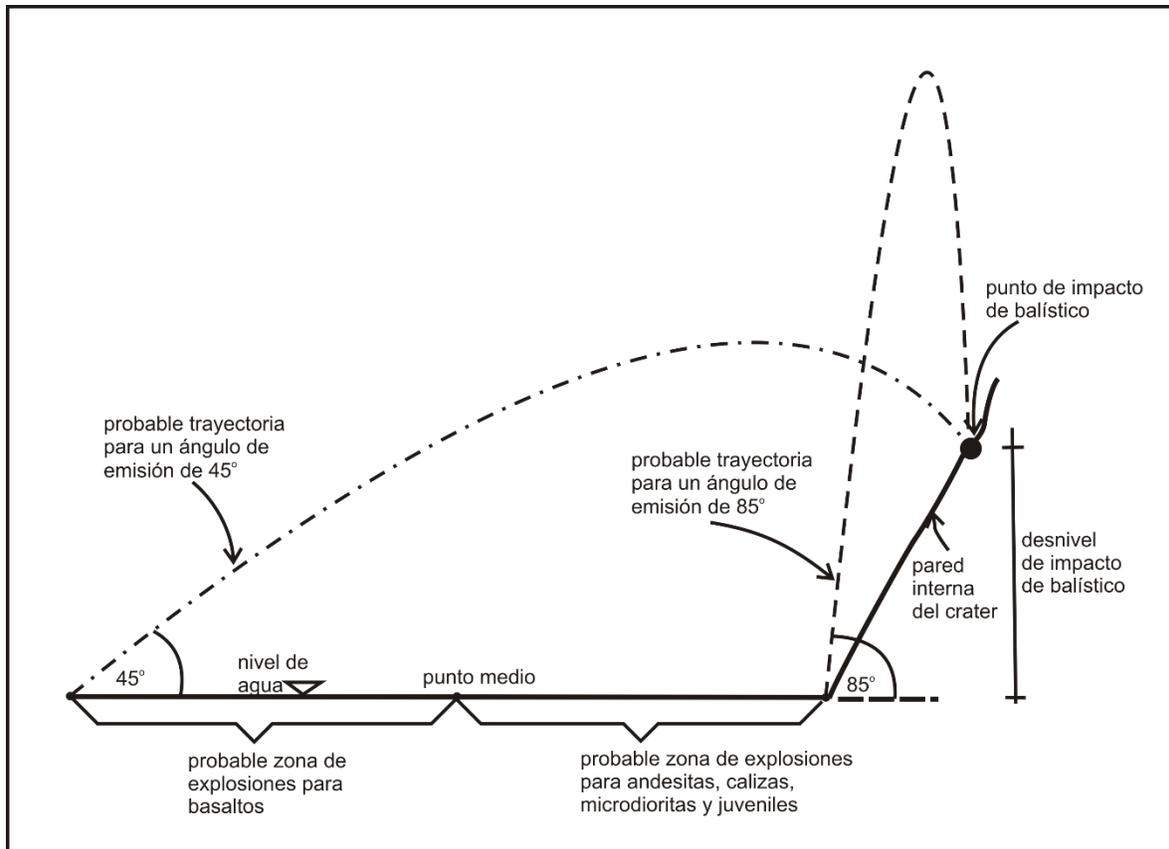


Figura (3.7).- Diagrama esquemático que muestra las dos probables zonas de expulsión de bloques balísticos, considerando su composición y de acuerdo a los ángulos de eyección de 45 y 85 grados, respectivamente. Se asume que los fragmentos de basalto provienen de una zona mu y cercana a la superficie y fueron aparentemente expulsados con un bajo ángulo de emisión (45°); mientras que para el caso de fragmentos de andesita, caliza, microdiorita y juveniles, se infiere que provienen de zonas con poca profundidad y por lo tanto tuvieron un ángulo de emisión más alto (85°).

El promedio de los elipsoides de los 43 fragmentos resultó alrededor de 2. Asumiendo que los fragmentos se mueven a través de un fluido (aire) bajo un régimen de flujo laminar, corresponde un coeficiente de arrastre de 0.27 (Mironer, 1979); sin embargo, para fines prácticos se usó un valor de 0.3 como coeficiente de arrastre. Este valor fue usado principalmente por la forma elongada de los bloques considerados en este estudio.

Para definir las probables zonas de emisión de cada proyectil balístico, se realizó la modelación a través del programa Eject!, versión 1.4, cuyo algoritmo fue desarrollado por Mastin (2008). Los datos necesarios de entrada para modelar cada proyectil fueron: un coeficiente de arrastre de 0.3 (para toda la modelación), la densidad de los bloques, que varía con la composición del tipo de roca (basalto, andesita, microdiorita, caliza y juvenil, ver Tabla 3.1), el diámetro promedio de los bloques (obtenido como el promedio de los diámetros mayor, medio y menor), el ángulo de emisión del bloque, la velocidad de expulsión del bloque y el desnivel de impacto.

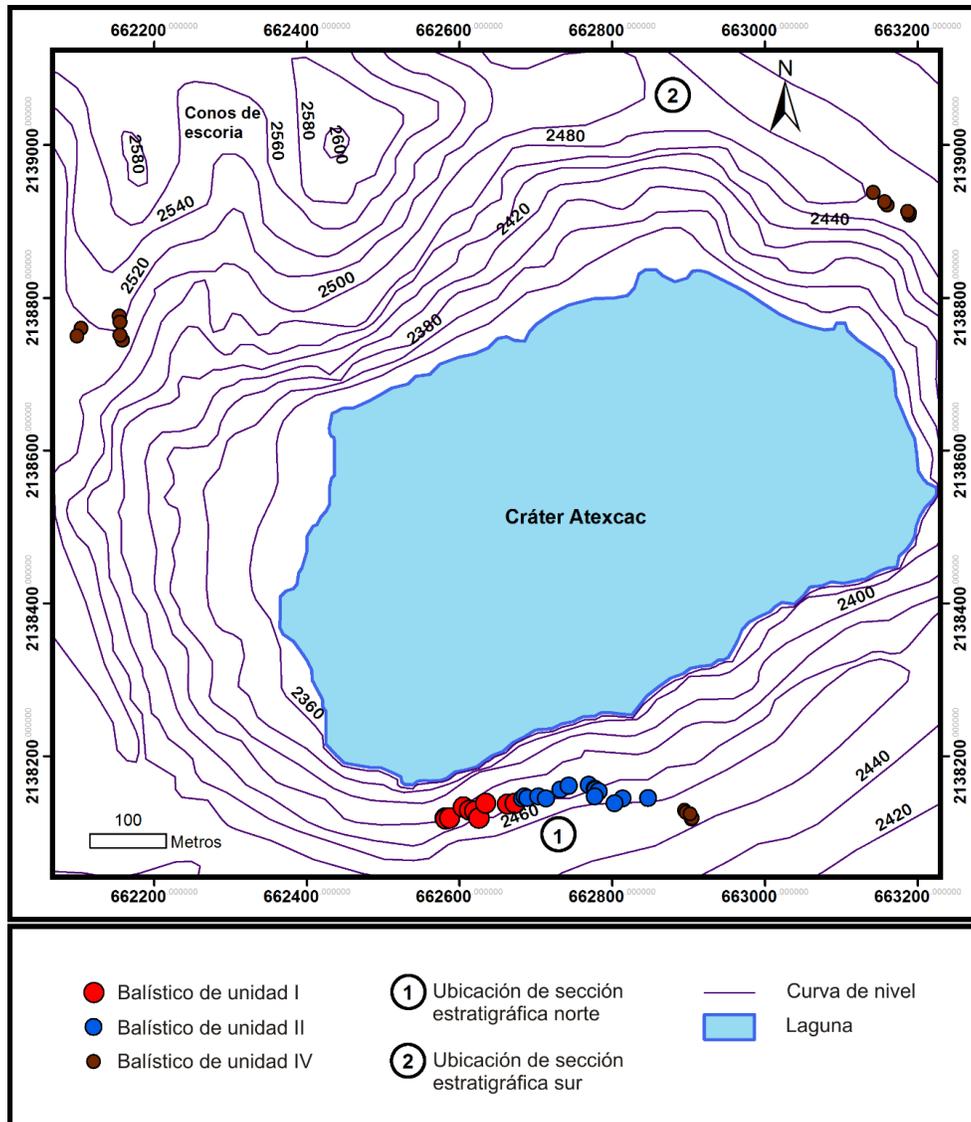


Figura (3.8).- Mapa de distribución espacial de fragmentos balísticos considerados en este estudio. Los bloques balísticos de las unidades I y II fueron medidos en la sección sur. Los balísticos de la unidad IV fueron medidos en los sectores noreste, noroeste y suroeste de las paredes internas del cráter, pero no fue posible medir balísticos en la unidad III. El tamaño de los círculos no indica el tamaño de los bloques balísticos, sólo representa bloques de las diferentes unidades estratigráficas.

Se consideró un rango de velocidades de expulsión entre 100-120 m/s, de acuerdo a los resultados obtenidos por Zimanowski et al. (1997a) y Self et al. (1980), en el primer caso, para interacciones explosivas experimentales enfriador-combustible fundido, y en el segundo caso, determinadas para bloques expulsados por el volcán Ukinrek, durante explosiones de la erupción de 1977. Se utilizaron simultáneamente los programas Excel y Eject! para determinar en la modelación de cada bloque, el punto distal (del que se considera que probablemente proviene cada bloque) usando un ángulo de 45° (Figura 3.7); en forma similar se obtuvo el punto proximal, para el mismo balístico, considerando un ángulo de 85°.

Posteriormente se determinó el punto medio entre los puntos distal y proximal para definir dos zonas, a lo largo de la línea recta de la trayectoria del fragmento; una probable zona proximal de expulsión del balístico, medida entre el punto medio y el punto proximal de emisión definido, considerando el ángulo de 85° (Figura 3.7) y una zona distal, medida entre el punto medio y el punto distal definido, considerando el ángulo de 45°.

A juzgar por el modelo de Carrasco-Núñez et al. (2007) de las diferentes litologías que forman el sustrato rocoso, identificadas en la columna estratigráfica, se consideró que los bloques balísticos de composición andesítica, caliza, microdiorítica y juvenil, provienen de una zona somera no expuesta y que subyacen los depósitos expuestos de rocas basálticas en el fondo del cráter, al nivel del agua de la laguna. Se utilizaron los ángulos de 85° y de 45°, respectivamente, para definir un punto proximal y un punto distal, por ser los valores que espacialmente se ajustaron con el menor error ($\pm 5\text{m}$) para las modelaciones, en la definición de las probables zonas fuente de cada bloque balístico, utilizando el rango de velocidades de emisión de 100-120 m/s.

Sin embargo, esas litologías que forman la roca encajonante, deben localizarse a poca profundidad, estimamos que a algunos cientos de metros, pero menos de 1 km. Aunque, puede ser posible que esos bloques provengan de profundidades someras y/o algunos inclusive, de explosiones muy cercanas a la superficie, como resultado de una mezcla vertical de material derivado de expulsiones de escombros dirigidos hacia arriba y los colapsados, como lo propusieron Valentine y White (2012). Es posible que la expulsión de basaltos, que son justamente expuestos en el fondo del cráter, haya resultado de una expulsión directa.

3.4.2 Mapas de distribución de balísticos

Para tener una estimación general y aproximada de la fuente de los bloques balísticos, originados durante explosiones freatomagmáticas, fue importante contar con la estratigrafía general de la roca encajonante que subyace el axialapazco Atexcac, incluso considerando que algunos bloques provienen directamente de la superficie, o más probablemente estos se mezclan durante su viaje vertical a la superficie y finalmente son eruptados desde niveles someros (Valentine y White, 2012).

Adicionalmente a las rocas expuestas en las paredes del cráter (basaltos), las otras unidades no expuestas como caliza, andesita, microdiorita y material juvenil, se infiere que existen a profundidades relativamente someras bajo el volcán, basándose en la abundancia de esos clastos en los depósitos que formaron el maar (Carrasco-Núñez et al., 2007). Incluso algunos clastos pueden haber sido reciclados durante múltiples explosiones (Ross y White, 2006; Valentine et al., 2011; White y Ross, 2011).

Durante la formación de la secuencia maar se originaron fragmentos balísticos a través de todos los depósitos. De hecho, aunque son muy abundantes en las facies de las

cuatro unidades estratigráficas de la secuencia maar del axalapazco Atexcac, sólo fue posible tomar en cuenta 43 fragmentos con formas elongadas y que satisfacen los requerimientos mencionados anteriormente. Las unidades I, II y IV contienen los balísticos medidos en este trabajo (Tabla 3.2). Los bloques balísticos de las unidades estratigráficas I y II fueron medidos en la pared sur del cráter y los de la unidad IV, fueron medidos en las paredes noroeste y noreste (ver Figura 3.8). La mayoría de los balísticos fueron medidos en la pared sur del cráter interno porque cuenta con un mejor acceso. Los bloques balísticos más grandes (> 2 m) son clastos microdioríticos, pero los más abundantes son bloques de caliza. Las explosiones que originaron los depósitos, durante la formación de la unidad estratigráfica I, produjeron bloques balísticos, principalmente de composición basáltica, pero los bloques de microdiorita, caliza y andesita, también está presentes. Es probable que las explosiones que originaron los primeros depósitos y los bloques balísticos de la parte inferior de la unidad I, formaron una protodiatrema (Valentine y White, 2012) en las fases iniciales de la formación del axalapazco Atexcac.

La unidad II está caracterizada por la presencia dominante de bloques de caliza, con cantidades menores de bloques de microdiorita y basalto, y algunos de andesita. La unidad III tiene una muy marcada dominancia de bloques de caliza, algunos de microdiorita y muy pocos de basalto y de roca alterada. Los depósitos de las facies 2 muestran estructuras con la mayor deformación plástica, causada por impactos balísticos (considerando la relación entre el tamaño del bloque y la deformación causada), pero con una menor cantidad de huellas de impacto; esto podría asociarse a una fragmentación más eficiente ocasionada por una mejor relación agua/magma (Carrasco-Núñez et al., 2007) o a una menor energía disponible para la expulsión de bloques balísticos, cuyos productos resultantes de las explosiones freatomagmáticas fueron depositados en condiciones de mayor humedad. La deformación causada por impactos balísticos, en algunos casos, es casi la misma que el diámetro del bloque o alternativamente algunas capas pueden ser incluso rotas por el impacto balístico, posiblemente debido a la alta densidad del bloque.

En el caso de la unidad I (Figura 3.9), las explosiones aparentemente ocurrieron simultáneamente en diferentes áreas dentro del cráter, aunque preferencialmente en las zonas oeste y central. La mayoría de los bloques son basálticos, sugiriendo explosiones sub-superficiales; sin embargo la presencia de bloques microdioríticos pequeños, puede estar ligada a la ocurrencia de algunas explosiones relativamente más profundas, pero a una profundidad donde la presión hidrostática en el acuífero es menor que la presión crítica (Valentine & White, 2012).

Durante el emplazamiento de la unidad estratigráfica II, los bloques balísticos provinieron principalmente de las zonas suroeste y sureste del cráter, pero también algunos bloques balísticos tuvieron como fuente las zonas noroeste y noreste del cráter (Figura 3.10).

En esta unidad ocurrieron más bloques balísticos, comparando con la unidad previa, y las composiciones más abundantes fueron clastos de microdiorita y caliza.

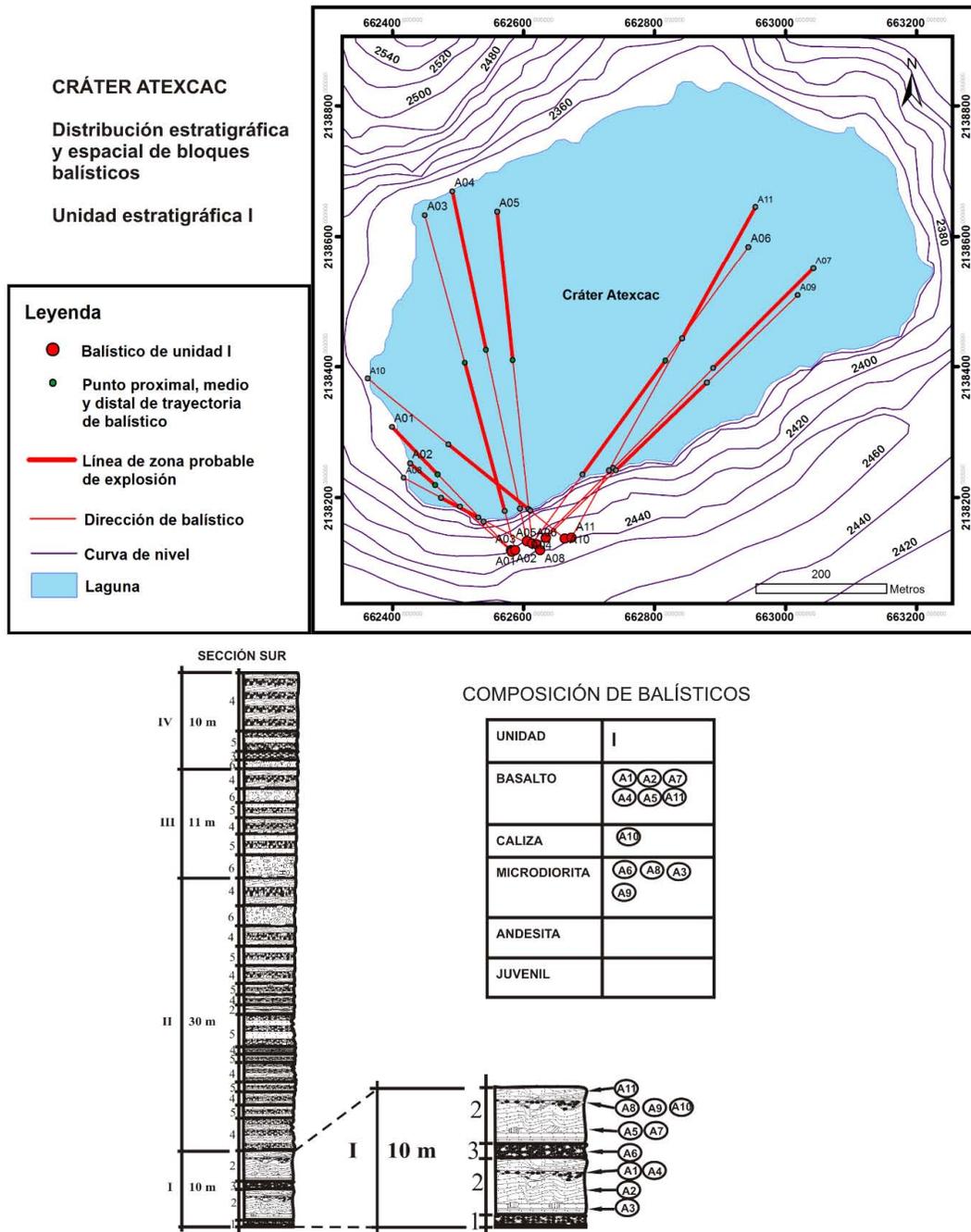


Figura (3.9).- Mapa y distribución estratigráfica de los bloques balísticos de las diferentes facies de la unidad I, así como sus composiciones. La composición basáltica fue el tipo de bloques balístico que más ocurrió en esta unidad. Se pueden observar las distintas direcciones del área fuente de cada fragmento, durante la ocurrencia de las explosiones que dieron lugar a la formación de la unidad I. Las líneas delgadas de color rojo muestran las direcciones de los bloques y las líneas gruesas representan las probables zonas de explosión de los fragmentos balísticos.

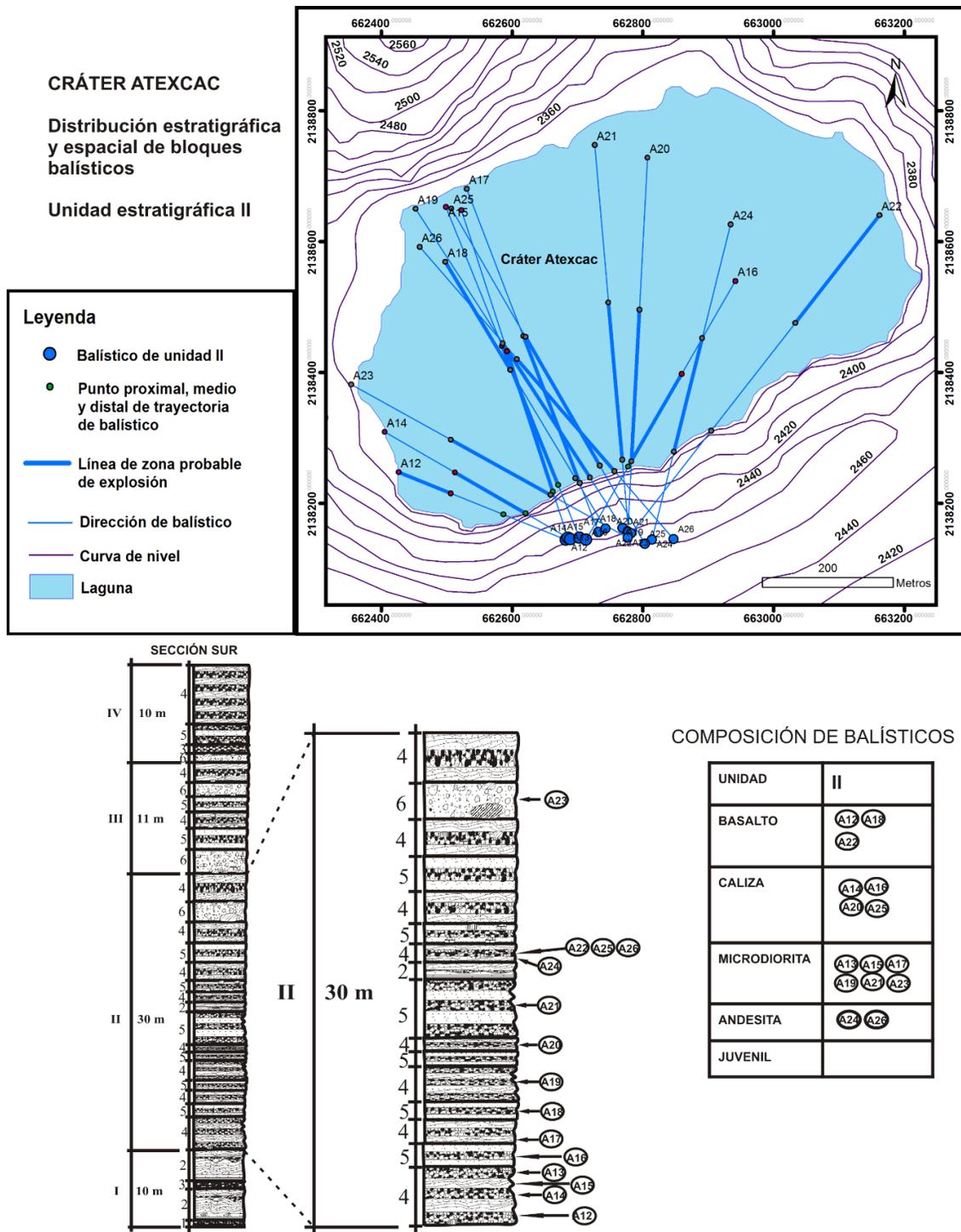


Figura (3.10).- Mapa de la distribución espacial y estratigráfica de balísticos medidos en la unidad II, la composición de cada fragmento, así como las diferentes direcciones asociadas a la columna estratigráfica y explosiones ocurridas durante la formación de los depósitos que dieron origen a la unidad II. Las líneas azules delgadas indican las direcciones de los bloques y las líneas gruesas azules representan las probables zonas de explosión de cada fragmento de esta unidad.

Lo anterior podría sugerir un cambio en el esfuerzo original que actuó en la roca encajonante que produjo más bloques balísticos (Valentine et al., 2015) que los eventos explosivos que originaron la mayoría de las facies de esta unidad, comparando con las unidades previas, sin tomar en cuenta las cenizas con estratificación cruzada contenidas en las facies 4. Incluso, las cenizas con estratificación cruzada de las facies 4, presentan depósitos con menor humedad comparadas con las cenizas con estratificación cruzada de las facies 2 (en las facies 2 aparece lapilli acrecional). Los bloques microdioríticos más grandes ocurrieron en la unidad estratigráfica II (> 2 m de diámetro) y aparecen en las facies 6 de la parte superior de la unidad. La ocurrencia intercalada de bloques microdioríticos, durante la formación de la unidad II, con los otros tipos de bloques (basalto, caliza y andesita), sugieren que es probable que haya habido una mezcla vertical de clastos (Valentine & White, 2012) que finalmente fueron erupcionados por explosiones más someras (Valentine et al., 2014). Adicionalmente pudo haber alternancia de focos explosivos, lateral y verticalmente; en los cuales, las rocas basálticas pudieron provenir de zonas sub-superficiales, y las rocas andesíticas y calizas, de una zona aparentemente somera.

En general los bloques de basalto y caliza fueron expulsados durante explosiones que formaron brechas en las facies 4 y 5, y los bloques microdioríticos de los niveles inferior y superior de la unidad II, ocurrieron a través de explosiones que causaron cenizas con estratificación cruzada. Esto puede ser asociado a una fase de mayor maduración del crecimiento de la diatrema (Valentine y White, 2012; Valentine, 2014), cuyas explosiones fragmentaron magma fresco del dique alimentador y de la roca encajonante de alrededor. Los bloques microdioríticos expulsados en la parte superior de la unidad II fueron originados durante la formación de uno de los depósitos de las facies 6, integrados por una gran cantidad de bloques de tamaños diversos. Al igual que las cenizas con estratificación cruzada de las facies 2 de la unidad I, los depósitos de las cenizas de las facies 4 muestran la mayor deformación por impactos balísticos. En algunos casos, esta deformación es más grande que el diámetro del fragmento balístico, pero es menor que lo mostrado en las capas de ceniza con estratificación cruzada, sugiriendo que esas capas fueron formadas en condiciones de mayor humedad.

No fue posible medir bloques balísticos en la unidad III de ambas secciones (sur y norte), porque no se encontraron ejemplos que reunieran las condiciones mencionadas en la metodología descrita con anterioridad en este trabajo, es decir, los bloques encontrados no tienen formas elongadas que puedan servir para inferir trayectorias y el área fuente. Los balísticos generados durante la depositación de las capas que comprenden la unidad III son muy abundantes a lo largo de esta unidad. La mayoría de ellos se impactaron en facies 4 y principalmente en depósitos de facies 6. Las facies 6 de la unidad III tienen la mayor abundancia de bloques microdioríticos en la parte superior; mientras que los depósitos de las facies 6 de la parte inferior tienen abundantes bloques de caliza y algunos de basalto y

microdiorita. Las facies 5 de la parte media de esta unidad presentan una menor cantidad de bloques de caliza.

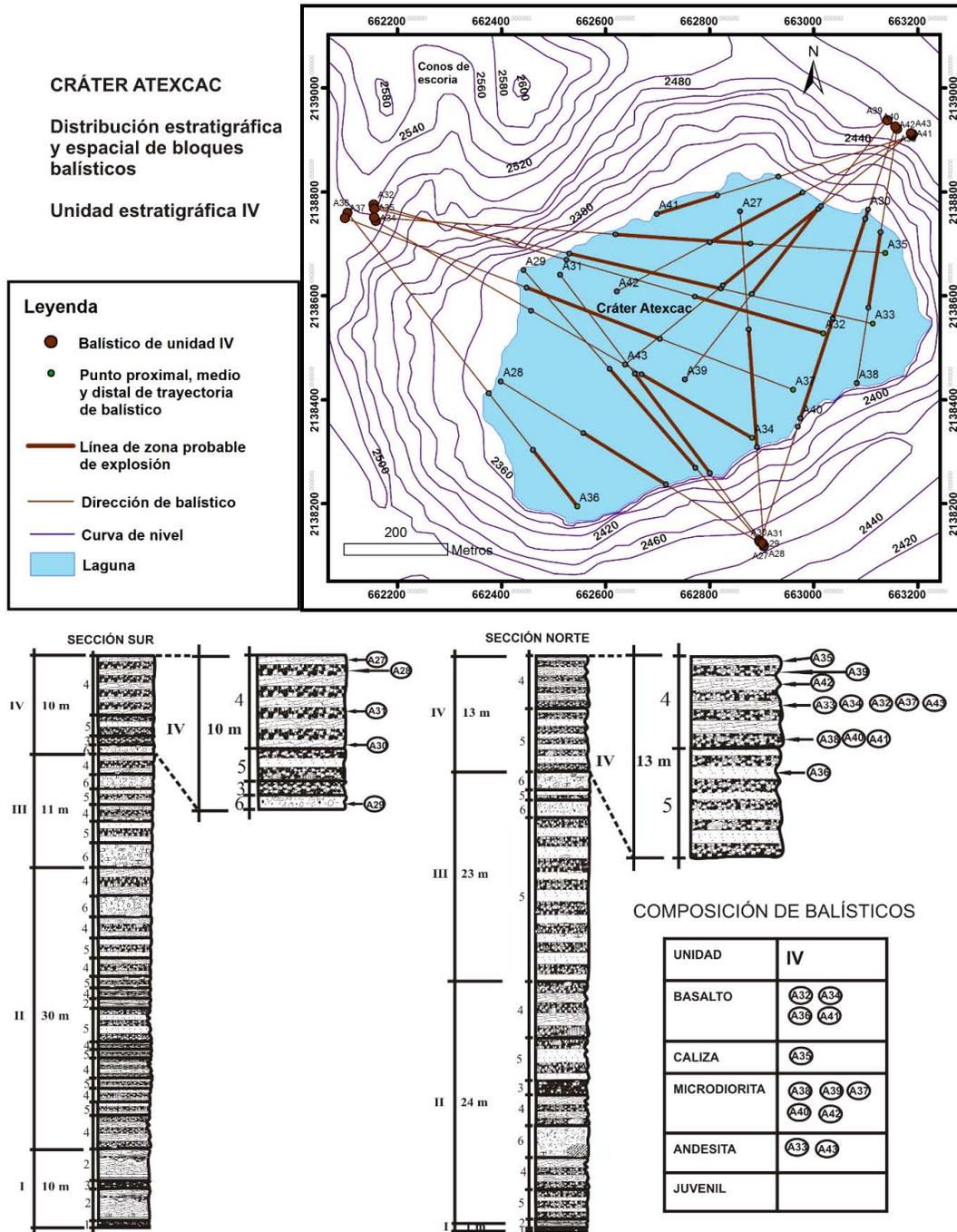


Figura (3.11).- Mapa de la distribución espacial y sección estratigráfica de los balísticos medidos que ocurrieron durante la formación de la unidad IV, así como sus respectivas composiciones. Se puede apreciar claramente las orientaciones caóticas y la alternancia, que podrían estar asociadas a las ubicaciones de los focos explosivos, durante la formación de la unidad estratigráfica IV. Las líneas delgadas color café indican las direcciones de los bloques, mientras que las líneas gruesas representan las probables zonas de explosión para cada fragmento balístico.

Los bloques balísticos medidos en la unidad IV, representan en este estudio, el más claro ejemplo para determinar zonas donde hubieron explosiones alternadas y simultáneas, las cuales generaron depósitos de caída y de DPDCs de la secuencia maar que formó el axalapazco Atexcac (Figura 3.11). La presencia de lapilli acrecional, material juvenil de grano fino y los líticos de las facies 3, 4, 5 y 6, dentro de esta unidad, en ambas secciones respectivamente, comparando con la unidad III, indican condiciones de mayor humedad y una fragmentación más eficiente. Estos bloques fueron fragmentos principalmente de basalto y microdiorita, con cantidades menores de caliza y andesita. Un rasgo importante que caracteriza la parte superior de esta unidad, es la presencia de bombas tipo coliflor, presentes alrededor de las capas superiores del cráter, intercaladas con lapilli acrecional; sugiriendo que esas bombas sufrieron un enfriamiento exterior (Fisher y Schmincke, 1984; Rosseel et al., 2006) y/o ocurrieron explosiones vulcanianas (Fisher y Schmincke, 1984).

3.5 Discusión

3.5.1 Definición de fases eruptivas

Para agrupar los bloques balísticos originados durante las diferentes explosiones que formaron la secuencia maar del volcán Atexcac, consideramos líneas de probable explosión para cada bloque balístico, de acuerdo a la configuración mostrada en las Figuras 3.10, 3.11 y 3.12. Con esta información tratamos de inferir zonas de explosión, delimitadas por círculos, los cuales fueron definidos después de agrupar varias probables zonas de explosión cercanas, relaciones de corte de la morfología del cráter y el nivel estratigráfico de cada clasto balístico. La Tabla 3.2 muestra los bloques balísticos correspondientes a cada fase explosiva y la morfología resultante después de cada fase, como se muestra en la Figura 3.12. El diámetro de cada zona de explosiones (círculos) es lo suficientemente grande para absorber los posibles errores de medición en campo de la orientación de los balísticos.

3.5.2 Interpretación de facies y evolución de focos explosivos

Fase eruptiva 1

La capa laminada, basal, incipiente (~3 cm de espesor) de líticos de la facies 1, indica que la actividad eruptiva inició en el sector suroeste del cráter actual con una erupción freática (Carrasco-Núñez, 2007); la cual fue seguida por una columna eruptiva efímera, originada posiblemente por el ascenso de un cuerpo de magma que alcanzó la superficie y provocó pulsos explosivos magmáticos (Valentine et al., 2015b), que fueron acompañados de pequeñas cantidades de líticos de las rocas subyacentes de basalto, caliza y de un cono cinerítico pre-existente, en el inicio de los depósitos de la secuencia formadora del maar.

Es muy probable que las explosiones anteriores fracturaron el acuífero local y promovieron las primeras interacciones explosivas entre el dique alimentador y el agua del acuífero local (Zimanowski et al, 1997a). Algunas de esas explosiones fueron contenidas en

el sustrato y no erupieron material alguno (Graettinger et al., 2015a), pero generaron escombros en una diatrema inicial (protodiatrema; Valentine & White, 2012).

Tabla (3.2).- Composición, unidad, tipo de facies y fase explosiva en la que ocurrió cada uno de los bloques balísticos considerados en este estudio.

Número	Composición	Unidad estratigráfica	Tipo de facies	Fase explosiva
A01	Basalto	I	2	1
A02	Basalto	I	2	1
A03	Andesita	I	2	1
A04	Basalto	I	2	1
A05	Basalto	I	2	1
A06	Microdiorita	I	3	1
A07	Basalto	I	2	1
A08	Microdiorita	I	2	1
A09	Microdiorita	I	2	1
A10	Caliza	I	2	1
A11	Basalto	I	2	1
A12	Basalto	II	4	2
A13	Microdiorita	II	4	2
A14	Caliza	II	4	2
A15	Microdiorita	II	4	2
A16	Caliza	II	5	2
A17	Microdiorita	II	4	2
A18	Basalto	II	5	2
A19	Microdiorita	II	4	2
A20	Caliza	II	4	2
A21	Microdiorita	II	5	2
A22	Basalto	II	4	2
A23	Microdiorita	II	6	2
A24	Andesita	II	4	3
A25	Caliza	II	4	3
A26	Andesita	II	4	3
A27	Microdiorita	IV	4	3
A28	Caliza	IV	4	3
A29	Microdiorita	IV	6	3
A30	Andesita	IV	5	3
A31	Caliza	IV	4	3
A32	Basalto	IV	4	3
A33	Juvenil	IV	4	3
A34	Basalto	IV	4	3
A35	Caliza	IV	4	3
A36	Basalto	IV	5	3
A37	Andesita	IV	4	3
A38	Microdiorita	IV	4	3
A39	Microdiorita	IV	4	3
A40	Microdiorita	IV	4	3
A41	Basalto	IV	4	3
A42	Microdiorita	IV	4	3
A43	Juvenil	IV	4	3

Las explosiones continuaron a diferentes niveles de profundidad en la diatrema en formación (Valentine & White, 2012), y posteriormente en el sector suroeste del cráter,

ocurrieron explosiones freatomagmáticas a profundidades someras, pero suficientes (mayores a la POE, Graettinger et al., 2015a) para generar depósitos de caída de pequeñas columnas eruptivas y de ceniza con estratificación cruzada y planar, de grano fino a muy fino, típicos de DPDCs, intercalados con bloques balísticos con composiciones de basalto (A1, A2 y A4) y andesita (A3) de las facies 2 de la parte inferior de la unidad I.

Los espesores mayores de los depósitos dominados por posibles eventos de DPDCs de las facies 2 en el sector suroeste del cráter, comparados con el mínimo espesor de la única facies 2 del sector noreste, podrían confirmar la ubicación de la fuente explosiva, localizándose más hacia el suroeste del cráter (Graettinger et al., 2015a). Las direcciones de los primeros bloques balísticos basálticos de la fase explosiva 1 (A1, A2 y A4), sugieren dos focos explosivos alternados y sub-superficiales que actuaron en las zonas suroeste y noroeste, produciendo los depósitos de las facies 2 de la parte inferior de la unidad I.

El material rico en juveniles, con tamaños de lapilli a bloques menores de las facies 3, junto con la orientación de un bloque balístico microdiorítico, muestran probables pulsos magmáticos explosivos que ocurrieron en el sector sureste del cráter, a niveles relativamente más someros que los eventos previos, por un dique que alcanzó la superficie (Valentine et al., 2014). Una nueva inyección de magma basáltico generó interacciones explosivas con el agua del acuífero local, produciendo depósitos de DPDCs de grano más grueso en las facies de la parte superior de la unidad I, comparando con las facies 2 de la parte inferior de la misma unidad. Lo anterior puede asociarse con cambios en la resistencia original de la roca encajonante subyacente (Valentine et al., 2015b). La orientación y composición basáltica de los bloques balísticos A5 y A7, indican que las explosiones ocurrieron a profundidades someras, en un acuífero fracturado que permitió fragmentación menos eficiente y presumiblemente magmática, depositando material que llenó canales de las facies 2 de la parte inferior de la unidad I, y que las explosiones ocurrieron en diferentes epicentros en los sectores sureste y suroeste del cráter, como lo sugiere la orientación de los bloques balísticos de caliza (A10) y microdiorita (A8 y A9). En la parte final de formación de la facies 2 inferior de la unidad I, las explosiones que depositaron capas de DPDCs pudieron haber migrado hacia el centro del cráter, como lo sugiere la orientación del bloque balístico A11. Los depósitos de mayor espesor que formaron la unidad I en el sector sur del cráter, comparados con los del sector norte, podrían sugerir que las DPDCs ocurridas durante el emplazamiento de las facies 2, fueron preferencialmente originadas desde el área suroeste. Después de esos eventos explosivos, la morfología del cráter cambió como se muestra en la Figura 3.12.

Fase eruptiva 2

Posterior a las primeras explosiones de la unidad estratigráfica I, que claramente fueron dominadas por depósitos de DPDCs, la erupción cubrió una región más grande casi en el mismo sitio de las explosiones de la fase eruptiva 1, pero extendiéndose hacia el sector

noreste, como lo muestran las brechas y las capas con estratificación cruzada de las facies 4 inferiores en la parte basal de la unidad II. La intercalación de esas capas y las diversas composiciones de los bloques balísticos (basáltica, caliza y microdiorítica) de las facies 4, pueden indicar que las explosiones de la fase explosiva 2 ocurrieron a diferentes profundidades y que hubo, ya sea disponibilidad intermitente de agua o de magma (Valentine et al., 2015b), lo cual produjo capas de ceniza con estratificación cruzada, con lapilli acrecional, intercaladas con brechas de caída. Sin embargo, esto puede deberse también a explosiones intradiatrema, en varios niveles de la misma, cuyos productos fueron finalmente eruptados a través de explosiones cercanas a la superficie (Valentine & White, 2012). Dichas brechas podrían ser asociadas con eventos, tales que el agua del acuífero local no fue la suficiente para inducir interacciones explosivas con algún cuerpo de magma ascendente. Los depósitos de los eventos explosivos de la fase explosiva 2 no están presentes en la sección norte, tal vez debido a la lejanía a la fuente. Cuando las DPDCs y los eventos de caída finalizaron, la erupción evolucionó a un comportamiento magmático, como lo sugiere la intercalación de capas de brechas de lapilli grueso juvenil y las capas de ceniza de caída. A este nivel estratigráfico, los focos explosivos migraron hacia el sector sureste del cráter y podrían haber ocurrido a diferentes profundidades (Ross & White, 2006; Valentine et al., 2014; White & Ross, 2011); esas explosiones produjeron la primer facies 5 de la parte inferior de la unidad II en el sector norte del cráter. La erupción continuó a un comportamiento intermitente magmático-freatomagmático caracterizado por la alternancia de focos explosivos localizados en los sectores norte, sur y noroeste del cráter. Esta fase eruptiva 2, incluye facies 4 y 5 en el sector sur con diferentes espesores y la presencia de bloques microdioríticos, basálticos y de caliza, podría significar que las explosiones ocurrieron a diferentes profundidades con intermitente flujo de magma o disponibilidad de agua subterránea (Valentine et al., 2015b), produciéndose interacciones explosivas agua/magma temporales, identificadas en las capas de ceniza con estratificación cruzada de las facies 4. En la misma fase eruptiva 2, las explosiones causaron el depósito de la brecha de la primera facies 6, caracterizada por contener grandes bloques microdioríticos, en los sectores sur y norte, lo que indica que la fragmentación fue menos eficiente. Después de la alternancia rítmica de las facies 4 y 5 en las partes inferior y media de la unidad II, un nuevo cuerpo de magma interactuó con el acuífero, produciendo capas con estratificación cruzada y planares (facies 2). El comportamiento freatomagmático intermitente de las explosiones continuó durante esta fase eruptiva 2, produciendo depósitos intercalados de brechas gruesas de lapilli grueso y capas con estratificación cruzada (facies 4) y brechas con ceniza fina de caída (facies 5) en los sectores sur y norte del cráter. La morfología adquirida por el cráter se muestra en la Figura 3.12.

Aunque no se tienen datos de los proyectiles balísticos de la unidad estratigráfica III, de los sectores sur y norte, podemos inferir que las diferencias entre tipos y espesores de facies, pueden indicar que algunas explosiones fueron más próximas a la zona sur del cráter. La presencia de brechas con megabloques (facies 6) en ambos sectores (sur y norte)

intercaladas con capas de ceniza con lapilli acrecional y ceniza juvenil, sugiere fases explosivas alternadas de eventos freatomagmáticos y magmáticos. Esos eventos explosivos pudieron haber fracturado el acuífero, permitiendo interacción intermitente subsecuente de cuerpos de magma con agua subterránea, generando después, ya sea brechas y ceniza con estratificación cruzada (facies 4) o brechas y ceniza masiva (facies 5), suceso tal vez asociado a la apertura de nuevas fuentes explosivas. Adicionalmente, dichos eventos produjeron abundantes bloques balísticos de las facies 6, principalmente de composición basáltica, caliza y microdiorítica. Los grandes espesores de facies 4 y 5, de las partes media e inferior de la unidad III de la sección norte, podría sugerir una fuente explosiva cercana (Graettinger et al., 2015a).

Fase eruptiva 3

La última fase explosiva de la secuencia maar incluyó facies deposicionales 6 en el sector sur del cráter con impactos causados por bloques balísticos, principalmente de composición microdiorítica, lo cual sugiere la ocurrencia de eventos freatomagmáticos someros, originados desde zonas donde diques intrusieron en rocas calizas, produciendo fragmentos que fueron gradualmente ascendiendo en el sistema conducto-cráter, como un resultado de mezcla vertical de escombros expulsados y colapso de las paredes del cráter (Valentine & White, 2012; Valentine et al., 2014; Valentine et al., 2015).

La erupción continuó con un evento probablemente magmático, caracterizado por la depositación de una brecha masiva de material juvenil (facies 3); cuya fuente de este evento explosivo pudo haber estado localizada cercana al sector sur, como lo indica la presencia de dicha capa sólo en el sector sur.

Las explosiones evolucionaron espacialmente a lo largo de varios focos, principalmente localizados en los sectores sur, norte y noreste del cráter y produjeron capas intercaladas de brechas de lapilli grueso con ceniza masiva (facies 5). Estas últimas facies 5 tienen los mayores espesores en el sector norte y pueden haber ocurrido muy cercanas al foco explosivo de la fuente, como lo indican las direcciones y las zonas probables de explosión de la fase eruptiva 3. Dichos diferentes pulsos explosivos generaron abundantes bloques balísticos andesíticos (A30), basálticos (A36 y A41) y microdioríticos (A38 y A40), quizás derivados de explosiones de diferentes profundidades, lo que podría sugerir explosiones intradiatrema (Valentine y White, 2012; Valentine et al., 2015), fracturando el acuífero local para permitir que un nuevo cuerpo de magma basáltico ascendente interactuara con el acuífero local, lo cual a su vez produjo la depositación de capas de caída y de DPDCs (facies 4) en los sectores sur y norte del cráter. La localización de los focos explosivos fue aparentemente simultánea en todas las regiones del cráter con diversas composiciones de los bloques balísticos (basáltica, andesítica, microdiorítica, caliza y material juvenil). En la parte superior de las facies 4 de la secuencia maar existe abundante lapilli acrecional y frecuentes

huellas de impacto balístico, que indican condiciones de humedad y una nueva interacción con el acuífero.

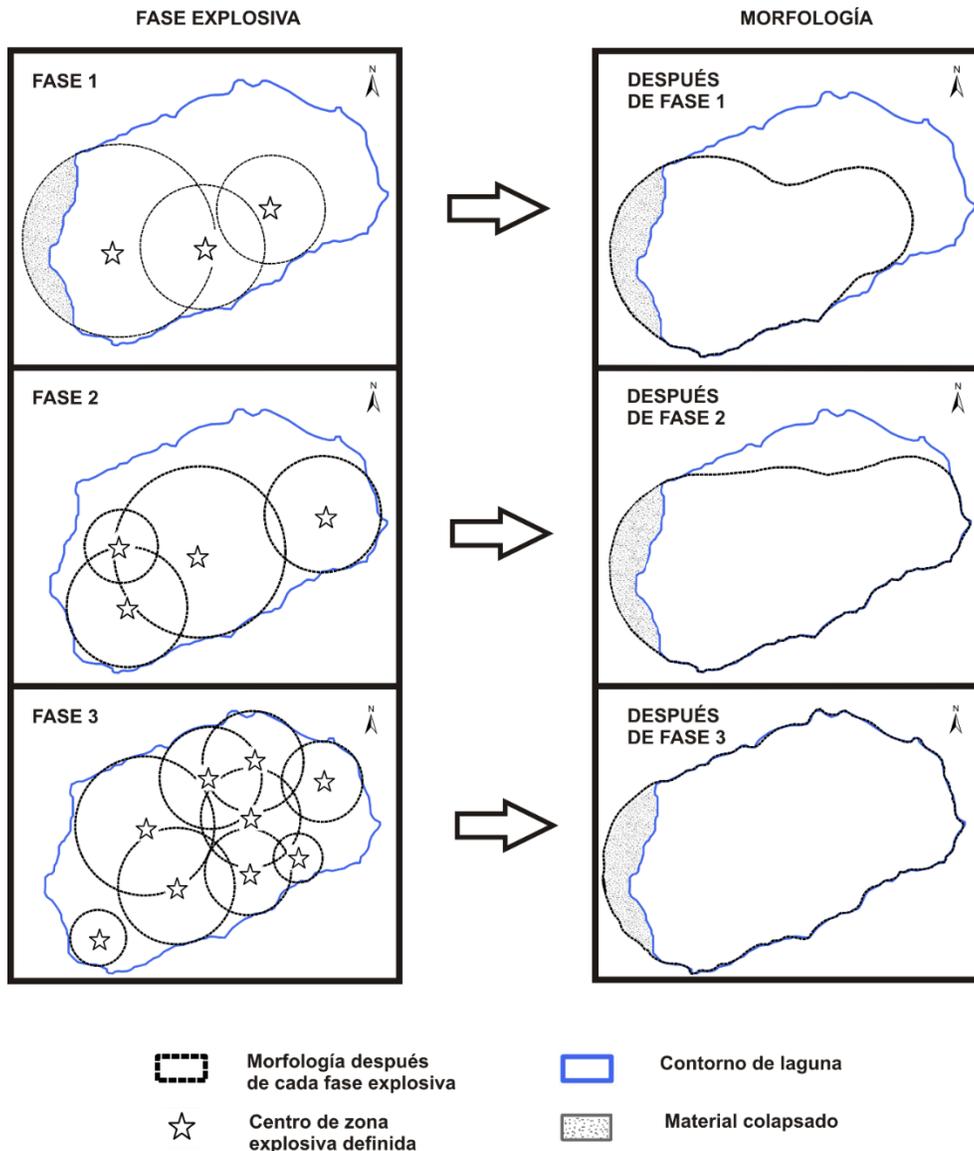


Figura (3.12).- Esquema que muestra la relación entre cada fase eruptiva y la morfología resultante del cráter. Las explosiones de la fase 1 estuvieron localizadas principalmente en la zona suroeste del cráter interno; la fase 2 causó la ampliación del cráter hacia el noreste y la fase eruptiva final (fase 3), prácticamente originó la morfología actual del axalapazco Atexcac.

Las direcciones mostradas de los bloques balísticos muestran que sus probables fuentes indican simultáneos focos explosivos. Otro aspecto característico de mencionar es la gran variedad de diferentes litologías de los bloques presentes durante esta fase eruptiva (más microdiorita que basalto y caliza, pero también algunos de andesita y material juvenil), lo que podría soportar la idea de que los focos explosivos ocurrieron en distintos sitios al mismo tiempo y posiblemente a diferentes profundidades, de acuerdo al modelo relativamente

reciente propuesto por Valentine & White (2012); en contraste con el modelo tradicional propuesto por Lorenz (1973, 1986). La morfología adquirida por el cráter, después de la fase eruptiva 3, es básicamente la morfología actual, pero la erosión y posiblemente la lluvia, removieron depósitos de materiales piroclásticos que con el tiempo colapsaron y cubrieron el sector oeste del cráter interno, y finalmente disminuyendo la cuenca de la laguna.

3.6 Conclusiones

Las facies deposicionales identificadas en la columna estratigráfica del axalapazco Atexcac indican que la secuencia maar fue formada por explosiones freáticas, magmáticas y freatomagmáticas con interacción intermitente de cuerpos de magma ascendente con el acuífero local, debido a fluctuaciones en la disponibilidad del agua subterránea y/o del magma (Valentine et al., 2015b) y esto generó diferentes condiciones de humedad y de estilos eruptivos, durante las fases explosivas. El análisis de las facies deposicionales indica que las explosiones iniciales ocurrieron con condiciones de mucha humedad (presencia de lapilli acrecional), seguidas por un descenso en la disponibilidad de agua subterránea con la emisión de enormes bloques balísticos, principalmente de composición microdiorítica y en la fase final, una nueva inyección de magma basáltico fue combinada con esporádicas explosiones húmedas con presencia abundante de lapilli acrecional. La orientación de los bloques balísticos y las zonas de explosión resultante sugieren que las explosiones iniciaron en el sector suroeste, migraron hacia el noreste, y después ocurrió un comportamiento con una tendencia más caótica, en algunas ocasiones con bocas eruptivas simultáneas. Esta migración está lejos de ser sistemática, mostrando la ocurrencia de explosiones simultáneas desde diferentes zonas y tal vez desde diferentes profundidades.

Para explicar la evolución de la morfología del cráter se proponen tres fases eruptivas. Una fase eruptiva inicial probablemente asociada con el desarrollo de la diatrema (Valentine & White, 2012; Ross et al., 2013), cuyas explosiones ocurrieron principalmente a lo largo del sector suroeste del cráter interno, seguidas por la fase eruptiva 2, que causó la ampliación del cráter hacia el noreste, y una fase eruptiva final con focos simultáneos y probablemente alternados, produciendo depósitos de facies y bloques balísticos de varias composiciones, lo que refleja una mezcla vertical antes de que esos bloques fueron expulsados (Valentine & White, 2012; Valentine et al., 2014), lo cual en general, originó la morfología actual del cráter.

La forma elongada del cráter actual del axalapazco Atexcac podría ser asociado a migración lateral de epicentros explosivos (Valentine et al., 2015) y se asume que la secuencia maar fue formada como resultado de múltiples explosiones sub-superficiales, localizadas a diferentes profundidades (White & Ross, 2011; Kereszturi & Németh, 2012; Valentine & White, 2012; Ross et al., 2013; Valentine et al., 2014, 2015). Aunque no se puede apreciar una migración sistemática, es evidente una migración espacial y temporal de los focos explosivos como control principal de la morfología del cráter.

El estudio de balísticos puede complementar el análisis de facies deposicionales y ser una herramienta útil para examinar la evolución de la morfología de un volcán tipo maar como Atexcac, y otros centros eruptivos en los cuales haya habido una migración y/o alternancia de focos explosivos.

IV. ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE FRAGMENTOS JUVENILES DEL AXALAPAZCO ATEXCAC: IMPLICACIONES PARA EL TIPO Y RÉGIMEN DE FRAGMENTACIÓN

4.1 Estudios morfológicos cualitativos y cuantitativos de fragmentos volcánicos

La información que puede proveer el análisis morfológico de fragmentos volcánicos puede estar relacionada con los procesos de fragmentación del magma (Heiken, 1972, 1974; Self & Sparks, 1978; Sheridan & Marshall, 1983; Wohletz, 1983; Wohletz & Sheridan, 1983; Wohletz et al., 1995; Dellino & La Volpe, 1995, 1996; Büttner et al., 1999; Zimanowski et al., 2003; Maria & Carey, 2007; Németh, 2010; Jordan et al., 2014), así como con los mecanismos que subsecuentemente modifican la forma de las partículas, como son los de transporte (Dellino & La Volpe, 1995; Maria & Carey, 2007) y los deposicionales (Self & Sparks, 1978; Wohletz & Krinsley, 1982; Sohn, 1996).

La discriminación de fragmentos magmáticos y freatomagmáticos ha atraído la atención de investigadores desde hace algunas décadas. Algunos estudios de este tipo tuvieron un enfoque meramente cualitativo, ya que estuvieron basados sólo en la apreciación visual de los rasgos texturales (Heiken, 1972; Sheridan & Marshall, 1983; Wohletz, 1983; Cioni et al., 1992). Más recientemente se han realizado análisis cuantitativos, utilizando metodologías como: análisis multivariante (Dellino & La Volpe, 1995, 1996, Dellino et al., 2001), fractales (Dellino & Liotino, 2002; Maria & Carey, 2007; Németh, 2010; Rausch, 2015), descomposición de árbol cuádruple (Ersoy et al., 2006), sólo por mencionar algunas.

La presencia de algunas “estructuras de referencia” fue utilizada para inferir los procesos de la dinámica de formación de depósitos que contenían fragmentos magmáticos o freatomagmáticos (Heiken, 1972, 1974). La presencia de grietas de hidratación y clastos con formas de bloque y/o equidimensionales, fue evidencia suficiente para asociar fragmentación por actividad freatomagmática. La abundancia de vesículas y clastos elongados, sugirió fragmentación por exsolución de gases (Dellino & La Volpe, 1995).

Los estudios más recientes (White & Valentine, 2016) han mostrado que las “huellas” de la dinámica de fragmentación, durante la interacción agua/magma en un explosión freatomagmática, sólo son conservadas por un rango estrecho de tamaños de partículas (< 130 μm) que representa alrededor del 33% del peso (Zimanowski et al., 1997a; Büttner et al., 2002). Es decir, el magma que se encuentra alrededor del foco explosivo o del sitio de la expansión, puede ser fragmentado sin contribuir a la explosión o a la expansión, de manera que las texturas internas de esos fragmentos no llevan información del mecanismo de la explosión (White & Valentine, 2016). Por lo que la forma de los clastos juveniles podrían tener poca relación con los procesos de fragmentación del magma, durante la explosión que produjo la capa de donde provienen dichos fragmentos (Valentine & White, 2012). Aún con estas limitantes para la discriminación de clastos juveniles, provenientes de los dos diferentes

mecanismos de fragmentación (magmática y freatomagmática), se pueden hacer algunas inferencias que indiquen dicha distinción, basándonos principalmente en el grado de redondeo de los clastos juveniles (Valentine et al., 2015b).

4.2 Metodología

Para realizar la discriminación de fragmentos magmáticos y freatomagmáticos se siguió parte de la metodología utilizada por Dellino & La Volpe (1996). Específicamente, se formó una matriz integrada por cuatro parámetros morfológicos de fragmentos juveniles de diferentes niveles estratigráficos y se utilizó el análisis multivariante para discriminar fragmentos magmáticos y freatomagmáticos, después de obtener la geometría de los fragmentos.

En el análisis morfológico de clastos del axalapazco Atexcac se utilizaron fragmentos con tamaños de lapilli (0 y -1 ϕ) y de ceniza gruesa (3 ϕ), seleccionados en los seis diferentes tipos de facies. La metodología para obtener la geometría, tanto para los tamaños de lapilli, como para los de ceniza, se explica detalladamente en secciones posteriores (4.2.2 y 4.2.3.). En la Tabla 4.1 se muestra el tipo de horizonte y la facies correspondiente de donde se seleccionaron las muestras de lapilli y ceniza. En la Figura 4.1 se muestra la posición estratigráfica de las muestras seleccionadas, de lapilli y ceniza. Los clastos de lapilli y ceniza que fueron clasificados como “gruesos”, fueron seleccionados en las muestras de los depósitos de caída de las facies 1 y 3, y en brechas de las facies 4 ,5 y 6, y las muestras de “finos” (señaladas con un asterisco en las Tablas 4.2 y 4.3), fueron seleccionadas en capas de ceniza con estratificación cruzada contenidas en las facies 4. Los tipos de facies mencionados en la Tabla 4.1 son descritos detalladamente en la sección 3.3.1.

El tratamiento inicial incluyó un lavado previo, tanto para las poblaciones de lapilli, como para los fragmentos de ceniza, el cual consistió en sumergir los clastos en vasos de precipitados que contenían agua desionizada, se introdujeron los vasos con su contenido en un equipo de vibración ultrasónica durante períodos de 10-15 minutos. Posteriormente, las muestras se sometieron a un proceso de secado en un horno eléctrico durante un lapso de 24 horas. Después se realizó la separación de los fragmentos juveniles del resto de componentes (basaltos, andesitas, calizas, etc.) con la ayuda de un microscopio binocular. Sólo en el caso de la separación de fragmentos juveniles de ceniza, se utilizó alcohol etílico para sumergir los clastos en un crisol de cerámica, para facilitar su manejo, durante la separación en el microscopio.

4.2.1 Definición de parámetros morfológicos

Siguiendo parte de la metodología de Dellino & La Volpe (1996) y Büttner et al (2002), se determinaron los parámetros de forma de los fragmentos de lapilli y ceniza: compacidad, elongación, circularidad y rectangularidad. El propósito del análisis de dichos

parámetros es asociar el comportamiento morfológico a los mecanismos del régimen de fragmentación del magma (frágil y dúctil) y los procesos de mezcla y reciclaje de fragmentos juveniles, ocurridos en los volcanes maar-diatrema (Valentine & White, 2012).

Los parámetros de forma considerados de este estudio morfológico son lo que a continuación se describen:

Compacidad

Se obtiene como la relación entre el área que ocupa el fragmento o partícula y el producto de su largo por ancho, a través de la expresión:

$$\text{Compacidad} = \frac{\text{área de la partícula}}{\text{ancho} \times \text{alto}}$$

El ancho se considera como la distancia que existe entre el punto más alejado a la derecha y el punto más alejado a la izquierda, del contorno de la partícula. De la misma forma, el alto de la partícula se considera como la distancia entre el punto más alejado hacia abajo y el punto más alejado hacia arriba. El ancho y alto, representan las dimensiones del rectángulo circunscrito por la partícula. Es decir, la compacidad representa la relación entre el área de la misma partícula y la de su mínimo rectángulo circunscrito. Dicho de otra forma, la compacidad es un parámetro que representa numéricamente qué tanto llena una partícula, el área de su mínimo rectángulo circunscrito.

La compacidad es muy sensible a cambios en el área de la partícula. Una partícula con sección circular o elíptica tendrá circularidad aproximada de 0.78, que representa la relación entre el área de un círculo o la elipse y el área de su cuadrado circunscrito o de su rectángulo circunscrito, respectivamente. Lo anterior significa que la compacidad se mantiene constante para figuras redondas aunque tengan diferencias en el grado de elongación. Un valor menor a 0.78 es asociado a partículas más cóncavas que el círculo o la elipse. En general, la compacidad es un buen indicador de cambios en la forma general de la partícula, es decir, aunque sea mayor o menor el grado de irregularidad, el valor de la compacidad básicamente no cambiará (ver figura 4.2).

Elongación

El parámetro de forma elongación se obtiene con la relación entre el máximo segmento y el promedio de los segmentos perpendiculares, de acuerdo a la expresión:

$$\text{Elongación} = \frac{\text{Máximo segmento}}{\text{Promedio de segmentos perpendiculares}}$$

El máximo segmento es el segmento con mayor longitud de un objeto. El promedio de segmentos se obtiene como el promedio de las cuerdas perpendiculares al máximo

segmento. Los objetos elongados tienen valores mayores a 1, entre más elongada sea una partícula, el valor de la elongación se alejará más de 1. La elongación no es sensible al grado de irregularidad del contorno de una partícula y sólo refleja el grado de alargamiento de un cuerpo, de manera que dos figuras pueden tener el mismo valor de elongación y tener diferencias en el grado de irregularidad del contorno.

Tabla (4.1).- Tipos de facies deposicionales y tipo de horizontes donde fueron seleccionadas las muestras de lapilli (0 y -1 ϕ) y ceniza (3 ϕ), utilizadas en el estudio morfológico. Las muestras clasificadas como finos son las que llevan el asterisco (*).

Muestra	Facies deposicionales					
	1	2	3	4	5	6
AT-05-a	caída					
AT-05-e			brecha			
AT-05-e*		Ceniza, estratificación cruzada				
AT-05-h				brecha		
AT-05-h*				Ceniza, estratificación cruzada		
AT-05-i					brecha	
AT-05-j*				Ceniza, estratificación cruzada		
AT-06-a					brecha	
AT-06-d				brecha		
AT-06-g*				Ceniza, estratificación cruzada		
AT-06-i						brecha
AT-06-j*				Ceniza, estratificación cruzada		
AT-06-l				brecha		
AT-06-l*				Ceniza, estratificación cruzada		
AT-06-m*				Ceniza, estratificación cruzada		
AT-06-n				brecha		
AT-06-o*				Ceniza, estratificación cruzada		
AT-06-q				brecha		

Circularidad

Se obtiene con la relación que compara el perímetro de un fragmento con el perímetro de un círculo de igual área que el fragmento. Se obtiene con la expresión:

$$Circularidad = \frac{\text{Perímetro de la partícula}}{\text{Perímetro del círculo con la misma área que la partícula}}$$

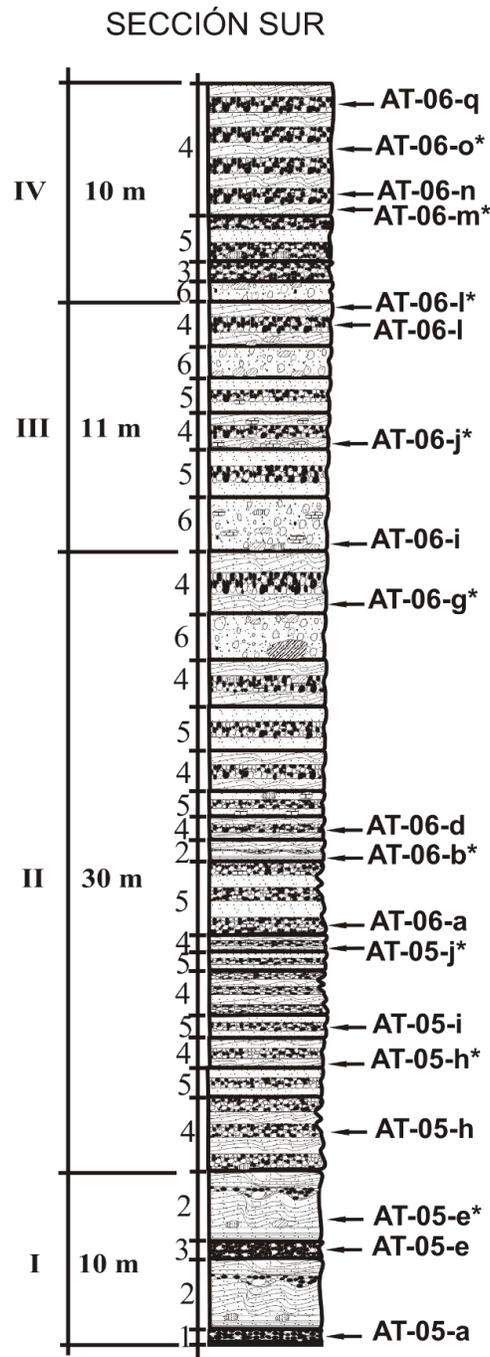


Figura (4.1).- Ubicación estratigráfica de muestras seleccionadas para análisis morfológico de fragmentos con tamaños de lapilli (0 y -1ϕ) y ceniza (3ϕ). Las muestras de lapilli y ceniza, clasificadas como fragmentos gruesos, fueron seleccionadas en depósitos de caída de la facies 1 y en brechas de facies 4, 5 y 6, y las muestras de ceniza y lapilli, clasificadas como finos, fueron seleccionadas en capas de ceniza con estratificación cruzada en las facies 4.

El círculo es la figura plana con mayor área encerrada y el menor perímetro. La circularidad es un parámetro efectivo para medir la redondez de un fragmento (Dellino & La Volpe, 1996), es decir, mide numéricamente qué tanto se aproxima una figura al contorno de un círculo. Esto significa que entre más redondeada sea una figura, tendrá un valor de circularidad más cercano a la unidad, es decir, su perímetro se irá aproximando cada vez más al del círculo, conservando la misma área. La circularidad es sensible, tanto a la forma general de la partícula, como al grado de irregularidad de su contorno. Dado que se pueden formar figuras, cada vez más irregulares, con la misma área, el perímetro irá aumentando conforme aumente la sinuosidad del contorno de la partícula, que se reflejará en un aumento del valor de la circularidad, alejándose cada vez más de la unidad. El valor mínimo de la circularidad es 1 y corresponde a una partícula esférica, y este valor irá en aumento con el incremento de las irregularidades que presenten diferentes partículas.

Rectangularidad

La rectangularidad es un parámetro que compara el perímetro de una partícula y su mínimo rectángulo circunscrito y se obtiene con la relación:

$$\text{Rectangularidad} = \frac{\text{Perímetro de la partícula}}{2(\text{ancho}) + 2(\text{alto})}$$

El denominador de la expresión anterior es igual al perímetro del mínimo rectángulo circunscrito por la partícula. Entre más irregular sea el contorno de una partícula, mayor es el valor de la rectangularidad y cada vez se aleja más de 1. Dado que la compacidad es un parámetro que compara el área de una partícula con el área de su rectángulo circunscrito, se puede deducir que tiende a ser muy sensible a la manera en cómo está distribuida dicha área en el objeto. La circularidad y rectangularidad por su parte, dependen del perímetro, por lo tanto, manifestarán cualquier irregularidad que se tenga en el contorno de la partícula. La elongación es un parámetro que no necesita una explicación de su habilidad para describir un objeto (Dellino & La Volpe, 2006).

La Figura 4.2 presenta las figuras sintéticas utilizadas por Büttner et al. (2002) como comparativo de su estudio morfológico de fragmentos experimentales y naturales del volcán La Fossa (en Italia), producidos durante interacciones explosivas agua/magma. En dicha figura se puede apreciar que los parámetros adimensionales de la circularidad y rectangularidad son más sensibles a los cambios en el contorno de una figura, y por su parte la compacidad y elongación, son más sensibles a la forma general de la partícula. De tal manera que las variaciones en la forma general de la partícula se reflejarán mejor en los parámetros de compacidad y elongación, y los cambios en el contorno serán mejor reflejados en los parámetros de la circularidad y rectangularidad.

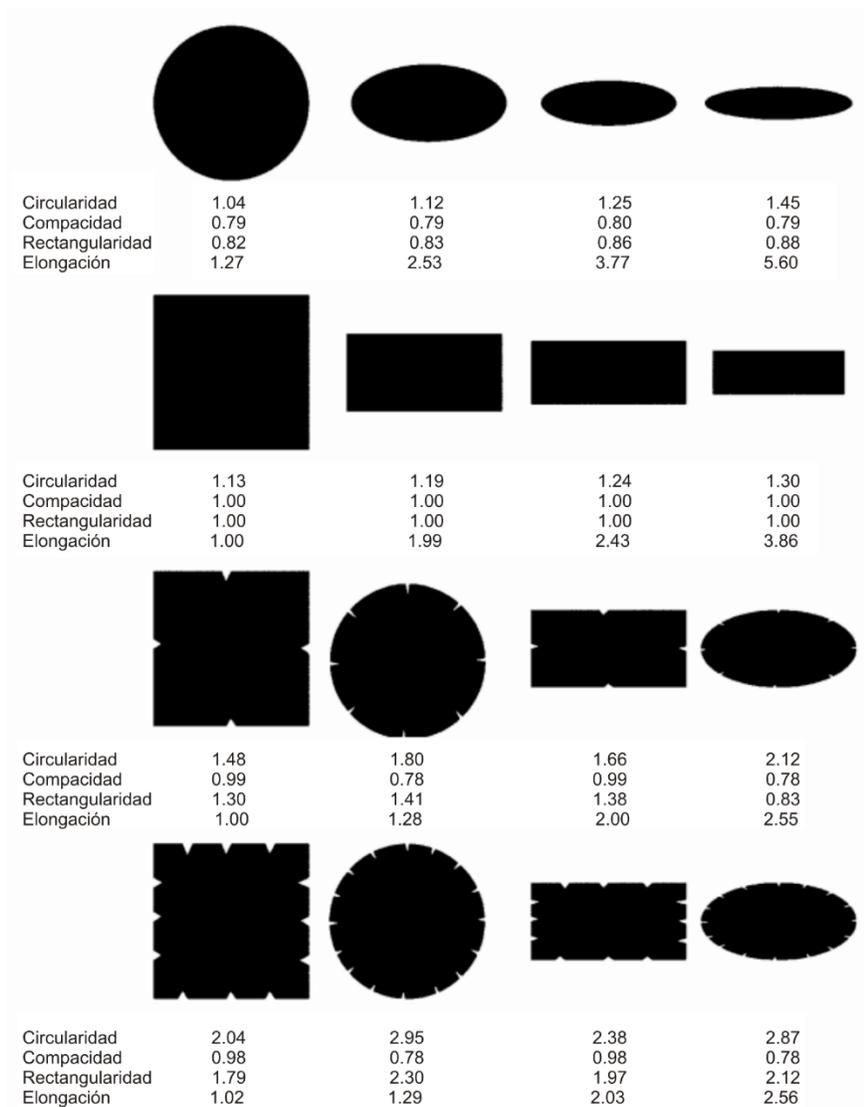


Figura (4.2).- Valores de parámetros morfológicos para figuras sintéticas (modificado de Büttner et al., 2002).

4.2.2 Población de fragmentos tamaño lapilli

Para determinar la geometría de fragmentos juveniles tamaño lapilli se siguió la metodología de Montenegro-Ríos et al. (2013), desarrollada inicialmente para analizar procesos sedimentarios. Esta consiste en obtener imágenes con una cámara fotográfica, previamente montada en un pedestal, colocando los fragmentos (en este caso se colocaron grupos de hasta 24-26 clastos juveniles) sobre un papel color verde, de acuerdo a la configuración que se muestra en la Figura 4.3 y enfocando un reflector para producir una sombra de los fragmentos en el papel, para poder captar los tres ejes principales de cada fragmento, así como definir el contorno de cada clasto. De cada muestra se seleccionaron entre 25 y 100 fragmentos juveniles. Las imágenes así obtenidas se procesaron con el software diseñado por Montenegro-Ríos et al. (2013), aplicando el método de las sombras;

un método para la obtención de los tres ejes o dimensiones de un fragmento. El método consiste básicamente en obtener las dos dimensiones que se captan en planta y la tercera dimensión, a través de la sombra de la partícula. Para mayor detalle sobre esta técnica, consultar el trabajo de Montenegro-Ríos et al. (2013). Con el uso de la hoja de cálculo Excel, posteriormente se determinaron los parámetros morfológicos mencionados en la sección 4.2.1, para cada uno de los clastos juveniles de las muestras seleccionadas (Figura 4.1).

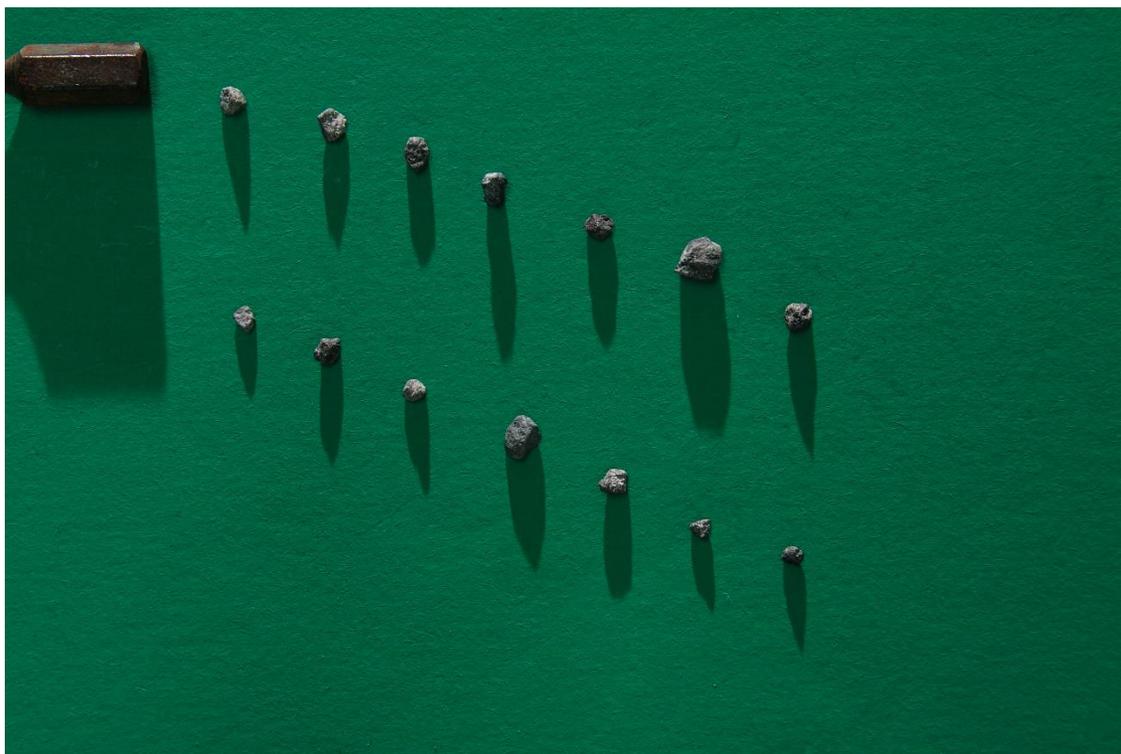


Figura (4.3).- Colocación de fragmentos de lapilli juvenil (-1 y 0 ϕ) en cada una de las imágenes obtenidas para la determinación de los tres ejes o dimensiones de cada partícula, siguiendo la metodología de Montenegro-Ríos et al. (2013). El objeto metálico (punta de un desarmador) mide 6 mm de ancho. El objeto metálico se utilizó para calibrar el software.

Siguiendo la metodología de Dellino & La Volpe (1996) se procesaron cada uno de los parámetros morfológicos de los fragmentos juveniles, aplicando análisis factorial para describir una cantidad considerable de clastos juveniles tamaño lapilli (0 y -1 ϕ). Fueron analizados 930 fragmentos con tamaño de 0 ϕ y 1295 con tamaño de -1 ϕ de las 19 muestras indicadas en la columna estratigráfica de la Figura 4.1.

El análisis factorial es una técnica estadística multivariante que sirve para discriminar grandes cantidades de información, sintetizando las interrelaciones de un conjunto de variables correlacionadas, a través de variables aleatorias inobservables llamadas *factores comunes* o simplemente *factores*, de forma que las covarianzas o correlaciones son explicadas por dichos factores. El análisis factorial es, por tanto, una técnica de reducción de

la dimensionalidad de los datos. Su propósito consiste en buscar el número mínimo de dimensiones (número mínimo de factores) capaces de explicar el máximo de información (varianza) contenida en los datos. El modelo de análisis factorial está dado por las ecuaciones:

Sujetos	Variables			
	X_1	X_2	...	X_p
1	X11	X12	...	X1p
2	X21	X22	...	X2p
...			
n	Xn1	Xn2	...	Xnp

$$X_1 = a_{11}F_1 + a_{12}F_2 + \dots + a_{1k}F_k + u_1$$

$$X_2 = a_{21}F_1 + a_{22}F_2 + \dots + a_{2k}F_k + u_2$$

.....

$$X_p = a_{p1}F_1 + a_{p2}F_2 + \dots + a_{pk}F_k + u_p$$

Donde F_1, \dots, F_k ($k < p$) son los factores comunes, u_1, \dots, u_p los factores únicos o específicos, $\{a_{ij}; i=1, \dots, p; j=1, \dots, k\}$ son las cargas factoriales. En este caso los *sujetos* están representados por las muestras de juveniles y las *variables* son los parámetros morfológicos usados (circularidad, elongación, compacidad y rectangularidad). Los factores comunes (F_1, \dots, F_k) representan la estructura subyacente de una matriz de datos.

Tabla (4.2).- Resumen de cargas factoriales, puntuaciones factoriales, así como los eigenvalores y su varianza acumulada expresada, utilizados por estadística para el cálculo de los factores F_1 y F_2 que se muestran en la gráfica de la Figura (4.8), correspondientes a los tamaños de lapilli de las muestras de fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac.

	Carga factorial 1	Carga factorial 2	Puntuación factorial 1	Puntuación factorial 2	Eigenvalor 1	Eigenvalor 2
Circularidad	0.352800	0.699905	0.187201	0.566365	-	-
Elongación	0.091949	-0.779498	0.048789	-0.630772	-	-
Compacidad	-0.967206	-0.140447	-0.513215	-0.113650	-	-
Rectangularidad	-0.903435	0.344346	-0.479377	0.278646	-	-
Valor absoluto	-	-	-	-	1.885	1.236
Varianza acumulada (%)	-	-	-	-	59.12	90.01

El número de factores necesario para explicar una cierta cantidad de varianza de los datos estará definido por el número mayor a la unidad, de eigenvalores de la matriz de correlaciones de los datos originales. En este estudio se determinaron dos factores F_1 y F_2 , que fueron suficientes para incluir alrededor de un 90% de la varianza para clastos tamaño lapilli y de un 95 % para fragmentos de ceniza. Los factores F_1 y F_2 (factores comunes) fueron calculados a través del software estadística, versión 8.0 (Steyn & Ellis, 2009). La Tabla

4.2 muestra las cargas factoriales y puntuaciones factoriales calculadas por statistica, así como la varianza acumulada explicada por cada uno de los factores.

4.2.3 Población de fragmentos tamaño ceniza

Para complementar el estudio morfológico de fragmentos juveniles se utilizaron 290 clastos de ceniza gruesa (3 ϕ). Después del lavado previo mencionado en la sección 4.2, se prepararon cada una de las muestras para la obtención de imágenes a través de un microscopio electrónico de barrido. Las imágenes así obtenidas se procesaron con ayuda del software Adobe Photoshop (2015) para remarcar los contornos de las partículas y obtener imágenes binarias. Las imágenes binarias de los contornos de los fragmentos fueron procesadas con el programa ImagePRO para obtener los dos ejes principales de cada fragmento de ceniza. Una vez teniendo los dos ejes, con la ayuda de la hoja de cálculo Excel, se determinaron los mismos cuatro parámetros que se usaron en las poblaciones de fragmentos de lapilli, como son: circularidad, elongación, compacidad y rectangularidad.

Tabla (4.3).- Resumen de cargas factoriales, puntuaciones factoriales, así como los eigenvalores y su varianza acumulada expresada, utilizados por statistica para el cálculo de los factores F_1 y F_2 que se muestran en la gráfica de la Figura (4.8), correspondientes a los tamaños de ceniza de las muestras de fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac.

	Carga factorial 1	Carga factorial 2	Puntuación factorial 1	Puntuación factorial 2	Eigenvalor 1	Eigenvalor 2
Circularidad	0.992033	0.073981	0.397799	0.056173	-	-
Elongación	0.946707	-0.003705	0.379624	-0.002813	-	-
Compacidad	-0.633037	0.744406	-0.253844	0.565222	-	-
Rectangularidad	0.461177	0.870280	0.184929	0.660798	-	-
Valor absoluto	-	-	-	-	2.493803	1.317015
Varianza acumulada (%)	-	-	-	-	62.34508	95.27046

En una forma similar a la utilizada para fragmentos de lapilli, a través del programa statistica, se extrajeron los factores F_1 y F_2 para la población de fragmentos de ceniza. Las cargas factoriales, puntuaciones factoriales y eigenvalores correspondientes, utilizados por el programa statistica, se muestran en la Tabla (4.3). Los resultados de los factores comunes (F_1 y F_2) para ambas poblaciones de fragmentos (lapilli y ceniza), se presentan en la gráfica de la Figura 4.6, en la cual, se localizaron los resultados de los factores, colocando el umbral de discriminación y los fragmentos utilizados por Dellino & La Volpe (1996) para zonificar las regiones de fragmentación magmática e hidromagmática.

4.3 Discusión

El axalapazco Atexcac fue formado a partir de fluctuaciones en la profundidad de las explosiones (Valentine et al., 2014), en el flujo de magma y/o agua (Valentine et al., 2015b), lo que ocasionó explosiones predominantemente de tipo magmático y freatomagmático (Carrasco-Núñez et al., 2007), que pudieron haber sido producidas desde bocas eruptivas

alternadas (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015). La hipótesis de trabajo está basada en los siguientes argumentos: en el análisis de facies realizado para la secuencia maar formadora de este volcán, se distinguen la facies 1, integrada predominantemente por un horizonte, clasificado por Carrasco-Núñez et al. (2007) como depósito de caída, y las brechas contenidas en las facies 4, 5 y 6, que se propone provienen de un mismo proceso de fragmentación, el cual se sugiere estuvo asociado a explosiones relacionadas con exsolución de volátiles (magmáticas), probablemente debido a que en este caso el cuerpo magmático (dique), alcanzó la superficie sin apreciable interacción con agua del acuífero local, produciéndose una pequeña columna eruptiva (Valentine et al., 2015b). Este proceso habría causado una fragmentación apreciable que a su vez originó la emisión de fragmentos juveniles provenientes de dichas facies, que fueron denominados “gruesos” en este estudio. El tipo de fragmentos, que en este estudio se denominaron como “finos”, provienen de capas con estratificación cruzada, principalmente localizadas en las facies 2 y 4, cuyos depósitos se asume que fueron producidos por explosiones originadas a diferentes niveles de profundidad y en diferentes ubicaciones laterales (Valentine & White, 2012; Graettinger et al., 2015b). Tomando en cuenta que los fragmentos juveniles (gruesos) que fueron originados por explosiones (estrombolianas) de un supuesto dique magmático que alcanzó la superficie, estuvieron sometidos a un régimen de fragmentación más dúctil, se esperaría obtener valores de parámetros morfológicos que indiquen morfologías contornos más fluidales y elongados. Esto principalmente debido a que en este último caso, el magma se comporta como un líquido y la tensión superficial representa un papel muy importante (Fisher & Schmincke, 1984; Mastin, 2007). Para el caso de los clastos (finos) generados a partir de explosiones subsuperficiales, originadas durante la interacción explosiva del dique magmático con agua del acuífero y que alcanzaron la superficie después un proceso “paso a paso” (Valentine & White, 2012), se puede deducir que la morfología esperada debería ser más variada, integrada con fragmentos cuya forma refleje fragmentación bajo un régimen dúctil, representada por formas fluidales y elongadas, y fragmentación frágil, asociada a morfologías convolutas y equidimensionales, típicas de interacción explosiva agua/magma (Sheridan & Wohletz, 1983). Estas últimas partículas ascendieron mediante un mecanismo de explosiones internas de la diatrema (jets; White & Ross, 2011). Aunque también se pueden originar depósitos, cuyas explosiones hayan tenido influencia de los dos mecanismos de fragmentación mencionados (Wohletz, 1983; Valentine et al., 2015b) o que ocurran explosiones desde dos fuentes eruptivas distintas en forma simultánea (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015; Valentine et al., 2015b). Los parámetros morfológicos de cada muestra reflejan la alternancia de los dos mecanismos, probablemente ocasionada por fluctuaciones en el flujo de agua o en el flujo de magma (Valentine et al., 2015b) en la zona del axalapazco Atexcac, a través de inyecciones periódicas de magma (Carrasco-Núñez et al., 2007). Los dos mecanismos de fragmentación se manifestaron, de manera general, en forma similar para las dos poblaciones de fragmentos de lapilli y ceniza. En las secciones 4.3.1 y 4.3.2 se detallan de manera particular, las fluctuaciones ocurridas en cada tipo de población de clastos.

4.3.1 Población de fragmentos tamaño lapilli

La población de fragmentos de lapilli juvenil, muestra algunas tendencias generales en los valores de los parámetros morfológicos, con variaciones en la desviación estándar, a lo largo de la columna estratigráfica del axialapazco Atexcac (Tabla 4.4). Por ejemplo, el rango de valores promedio en la circularidad va desde 1.06 a 1.14 para fragmentos “finos” y de 1.22 a 1.49 para fragmentos gruesos, correspondiendo el valor de 1.06 a una forma semiesférica y el 1.49 a un elipsoide irregular. Por su parte, los valores promedio de elongación tuvieron un rango desde 1.40 a 2.66 para fragmentos finos y de 1.78 a 3.29 para clastos gruesos. En cambio, la compacidad muestra en general valores promedio mayores para los fragmentos finos, resultando un rango de 0.82 a 0.94 y de 0.64 a 0.77 para clastos gruesos, cuyo valor de 0.64 está representado por una forma cóncava muy irregular y el de 0.94 pertenece a una morfología equidimensional, con una irregularidad menor en su contorno.

Tabla (4.4).- Promedio y desviación estándar de los cuatro parámetros de forma calculados para cada una de las muestras usadas en el análisis morfológico, correspondientes a la población con tamaños de lapilli. Las claves con asterisco (*), representan muestras de fragmentos finos. Circ.= circularidad, Elong.= elongación. Comp.= compacidad, Rect.= rectangularidad.

Muestra	Promedio				Desviación Estándar			
	Circ.	Elong.	Comp.	Rect.	Circ.	Elong.	Comp.	Rect.
AT-05-a	1.39	1.99	0.64	1.18	0.01	0.19	0.08	0.03
AT-05-e	1.49	2.81	0.73	1.21	0.02	0.07	0.07	0.01
AT-05-e*	1.14	1.57	0.94	1.01	0.10	0.30	0.10	0.05
AT-05-h	1.51	2.61	0.72	1.24	0.02	0.11	0.08	0.02
AT-05-h*	1.07	1.56	0.86	1.11	0.04	0.25	0.12	0.04
AT-05-i	1.31	2.39	0.69	1.32	0.03	0.27	0.14	0.41
AT-05-j*	1.07	1.92	0.90	1.16	0.03	0.40	0.18	0.06
AT-06-a	1.24	3.29	0.64	1.34	0.09	0.31	0.11	0.51
AT-06-b*	1.09	1.74	0.82	1.14	0.05	0.15	0.08	0.03
AT-06-d	1.36	2.28	0.70	1.29	0.02	0.41	0.41	0.18
AT-06-g*	1.11	1.64	0.91	1.01	0.04	0.23	0.09	0.08
AT-06-i	1.24	1.90	0.77	1.27	0.02	0.36	0.11	0.04
AT-06-j*	1.07	1.47	0.88	1.01	0.03	0.15	0.07	0.05
AT-06-l	1.22	2.13	0.66	1.25	0.01	0.11	0.01	0.01
AT-06-l*	1.10	1.66	0.78	0.82	0.04	0.50	0.14	0.09
AT-06-m*	1.09	1.40	0.85	0.92	0.04	0.60	0.15	0.11
AT-06-n	1.26	1.78	0.76	1.34	0.01	0.12	0.10	0.03
AT-06-o*	1.06	1.46	0.86	1.06	0.03	0.12	0.06	0.03
AT-06-q	1.32	2.45	0.72	1.38	0.05	0.80	0.14	0.08

La rectangularidad muestra un comportamiento similar a la circularidad, dado que los valores promedio de fragmentos finos se presentan con un rango de 0.82 a 1.16 para finos y de 1.18 a 1.38, para clastos gruesos. El valor de 0.82 se asocia a formas esféricas y el de 1.38

a una morfología tipo bloque con un contorno poco irregular. La Figura 4.5 muestra una amplia variación de morfologías adoptadas por los clastos finos, que van desde formas semiesféricas y elipsoidales con diferentes grados de elongación, hasta formas aproximadamente equidimensionales (rectangulares) con diferentes grados de irregularidad en el contorno. Es evidente que alrededor de las vesículas se muestran superficies más o menos planas, que podrían ser el resultado de las interacciones explosivas, bajo un enfriamiento súbito (Sheridan & Wohletz, 1983). En cambio, los fragmentos gruesos presentan morfologías con tendencia fluidales con contornos suaves. Sólo una mínima parte de estos últimos, presenta algunas irregularidades en el contorno.

La descripción anterior indica que los fragmentos gruesos, que provienen de brechas (material de caída) de los depósitos de las facies 1, 4 y 5, en general, presentan morfologías fluidales y elongadas, lo que sugiere que fueron generados probablemente por explosiones estrombolianas que ocurrieron a profundidades someras (Valentine et al., 2014), de tal manera que el magma que generó dichos fragmentos estuvo predominantemente sometido a esfuerzos tensionales (Mastin, 2007), debido a que el cuerpo magmático alcanzó la superficie (Valentine et al., 2015b). Los espesores de las capas que presentan las brechas que contienen a los fragmentos gruesos, podrían estar asociados a la cercanía de la fuente, es decir, un mayor espesor indicaría una fuente explosiva cercana (Graettinger et al., 2015a). En contraste, los fragmentos finos que provienen de depósitos con estratificación cruzada de las facies 2 y 4, por su parte, presentan figuras con contornos más angulosos (figuras equidimensionales o tipo bloque; Morrisey et al., 2000) o morfologías convolutas (tipo coliflor; Sheridan & Wohletz, 1983), debido a interacciones agua magma principalmente. Aunque estas formas podrían haber sido modificadas sustancialmente y tener un complejo historial desde su origen y ascenso en la diatrema, por medio de múltiples explosiones (Ross & White, 2011; Valentine & White, 2012), hasta su depósito en el anillo de tefra (Graettinger et al., 2015a), incluyendo los mecanismos de transporte (Dellino & La Volpe, 1996), integrado por un complejo conjunto de mecanismos que promueven su desgaste por fricción, para obtener finalmente contornos de materiales más redondeados (Valentine et al., 2015b). Es posible que las diferencias en la desviación estándar presentadas por los clastos finos (mostradas en la Tabla 4.4) están asociadas a cambios en el mecanismo de transporte de las partículas (Dellino & La Volpe, 1996), principalmente porque en este caso los fragmentos son generados por DPDCs que viajan mayor distancia desde la fuente (Graettinger et al., 2015a), mediante un flujo turbulento que provoca choques en las partículas (Fisher & Waters, 1970; Waters & Fisher, 1971).

Basándose en las formas sintéticas de la Figura 4.2 y en los valores de los parámetros morfológicos de la Tabla 4.4, los fragmentos juveniles de la muestra AT-05-e*, estarían asociados a formas que corresponden a fragmentos equidimensionales tipo bloque y de acuerdo a la interpretación y resultados de los trabajos experimentales de Büttner et al. (2002) y Zimanowski et al. (1997a), esto podría sugerir que esta muestra reunió la mayor proporción

de partículas “activas”, durante los procesos de mezcla de la diatrema (Valentine & White, 2012) y mediante varias explosiones, ocurridas a diferentes profundidades, pero cada vez más someras, finalmente fueron expulsadas a la atmósfera por una explosión subsuperficial (Valentine & White, 2012; Valentine et al., 2014, 2015a, b).

La circularidad y rectangularidad son parámetros morfológicos, cuyos valores son sensibles a los cambios en la irregularidad del contorno de una figura y los valores de la elongación y compacidad, se ven mayormente afectados con variaciones en la forma general de la partícula (Dellino & La Volpe, 1996). La Figura 4.4 muestra valores significativamente similares de los cuatro parámetros morfológicos para los dos tipos de fragmentos, pero una pequeña diferencia en los valores de la circularidad y rectangularidad, es asociada a un cambio importante en la morfología, principalmente, en el contorno. A esto se debe agregar, que una cierta proporción de los fragmentos finos podrían haber sido redondeados durante los procesos mencionados en párrafos anteriores, es decir, los valores originales de los parámetros morfológicos de dichos fragmentos podrían haber sido modificados y aparentar tener morfologías más características de fragmentación dúctil (Dellino & La Volpe, 1996; Büttner et al., 2002).

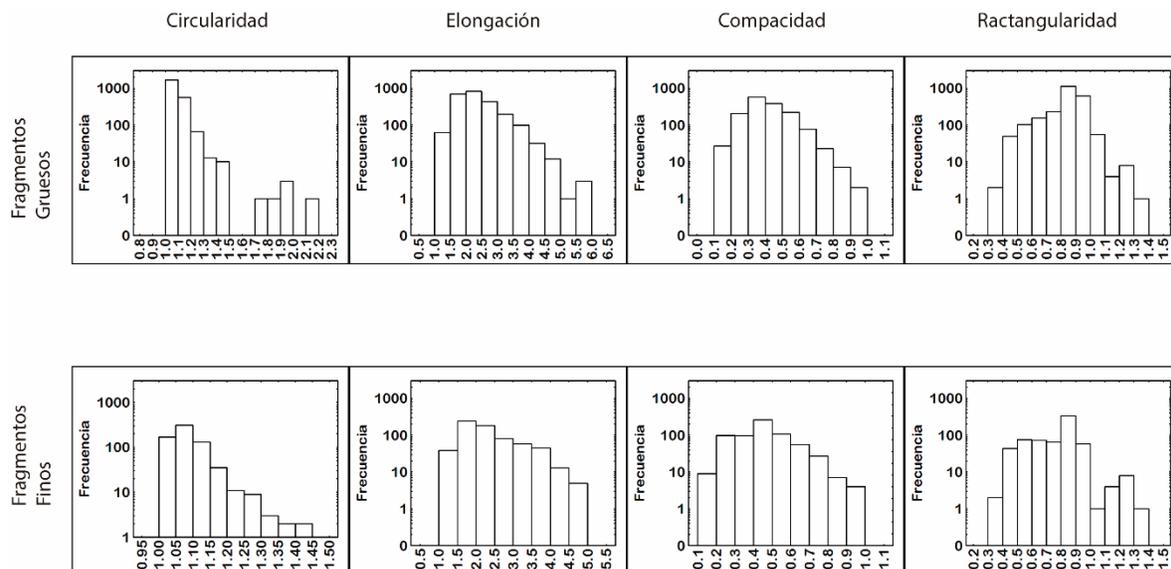


Figura (4.4).- Distribución de frecuencias de los valores adimensionales de los parámetros morfológicos para fragmentos gruesos y finos de lapilli juvenil del axialapazco Atexcac. La escala horizontal es lineal y la escala vertical es logarítmica de base 10, para todos los histogramas de la figura.

La elongación no es un parámetro sensible a las irregularidades que presente un fragmento en su contorno, sino más bien, puede presentar la evidencia de la forma general de la partícula derivada de las condiciones dominantes en el régimen de fragmentación, en el momento de la explosión o el pulso que generó dicha población de fragmentos. Büttner et al. (2002), asociaron las formas alargadas de fragmentos del volcán Vulcano (Italia) a un régimen de esfuerzos en el modo dúctil, es decir, principalmente los fragmentos formados en

condiciones donde el control principal son los esfuerzos generados en el magma por la tensión superficial. La elongación de los fragmentos del axalapazco Atexcac muestra valores ligeramente mayores para la población de clastos denominados como gruesos, lo cual indica que hay una mayor tendencia de morfologías fluidales adquiridas por el magma, después de dejar la boca eruptiva (Heiken, 1972; Büttner et al., 2002).

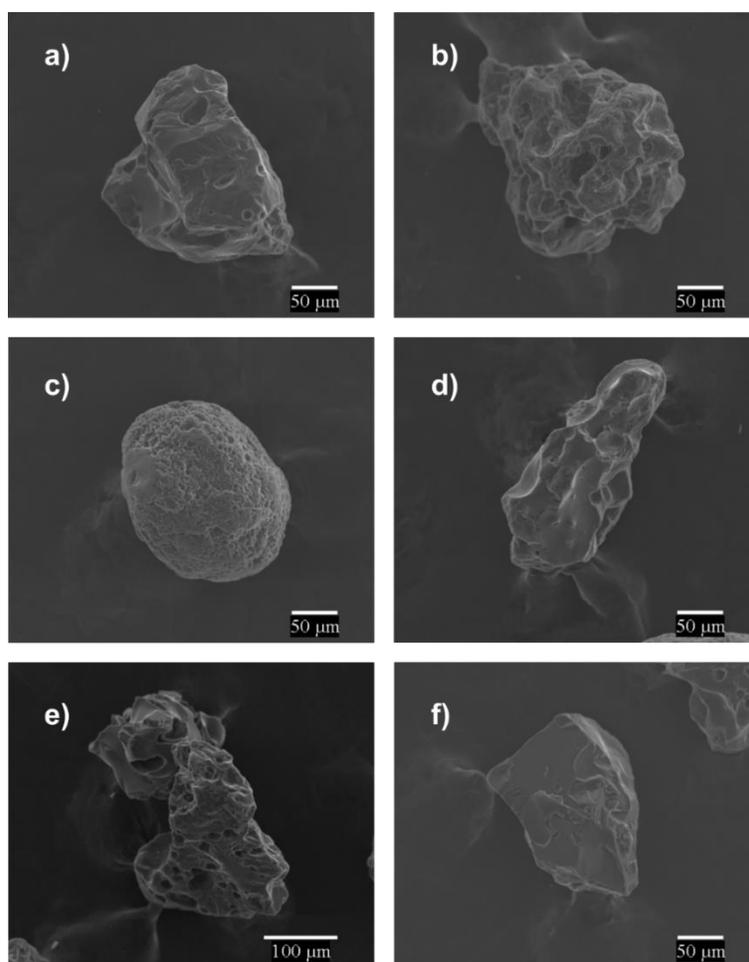


Figura (4.5).- Imágenes SEM de fragmentos de ceniza gruesa, denominados en este estudio como “finos” y tipificados en la literatura como freatomagmáticos (Sheridan & Wohletz, 1983; Wohletz, 1983; Morrissey et al., 2000): (a) fragmento tipo placa, (b) fragmento con morfología convoluta, (c) clasto semiesférico, (d) fragmento con morfología fusiforme, (e) clasto vesicular, y (f) fragmento con morfología tipo bloque.

Se debe notar en la Figura 4.4 que los promedios y desviaciones estándar de los cuatro parámetros morfológicos muestran valores muy similares para los dos tipos de fragmentos, con valores ligeramente mayores de tres de cuatro de los parámetros morfológicos, para el caso de los fragmentos gruesos.

4.3.2 Población de fragmentos tamaño ceniza

La morfología de fragmentos de ceniza de magmas de baja viscosidad, está gobernada principalmente por un régimen de esfuerzos derivados de la tensión superficial (Mastin, 2007) durante la fragmentación (fragmentación magmática; Fisher & Schmincke, 1984) y los efectos de la fricción con el aire, cuando los clastos dejan la boca eruptiva, presentando una tendencia mayor a formas alargadas y fluidales, aunque en este caso, en el axalapazco Atexcac, las formas fluidas de los clastos gruesos también pueden deberse a una disminución en la viscosidad (Zimanowski et al., 1997b; Houghton & Gonnermann, 2008), asociada a una disminución en la cantidad de microlitos y/o cristales (Spera, 2000).

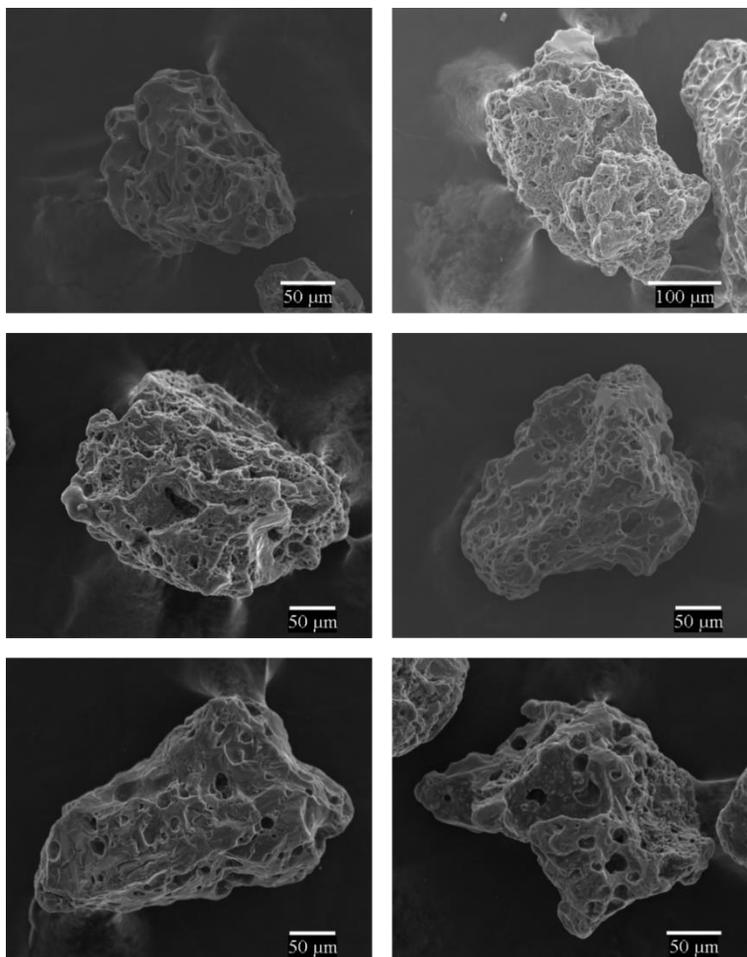


Figura (4.6).- Imágenes SEM de fragmentos de ceniza gruesa, clasificados en este estudio como gruesos y asociados a procesos de fragmentación magmática. Los fragmentos aparentemente muestran morfologías típicas de erupciones tipo estrombolianas con bordes redondeados y formas fluidas irregulares (Cioni et al., 1992; Mastin, 2007).

Para el caso de los fragmentos de ceniza, ocurridos durante las erupciones freatomagmáticas, la morfología de los clastos es afectada por un mecanismo de esfuerzos, controlado por el enfriamiento súbito de magma por agua externa, resultando mayormente, formas tipo bloque (Heiken, 1972). En este último caso, la vesicularidad juega un rol menor

en la morfología resultante. La morfología de fragmentos de ceniza, derivada de explosiones freatomagmáticas “húmedas” y “secas”, no varía con la cantidad de agua que participe en la interacción explosiva con el magma y las formas que son más comunes de encontrar son equidimensionales, tipo bloque y angulosas (Büttner et al., 1999).

Aunque la textura de los clastos de ceniza, gruesos y finos, del axalapazco Atexcac refleja los contrastes en las Figuras 4.5 y 4.6, en cuanto a vesicularidad externa y morfología de la partícula, los parámetros morfológicos de circularidad y rectangularidad no muestran cambios muy significativos en la Figura 4.4. En las secciones 4.3.3 y 5.5 se mencionan las diferencias de estos dos aspectos de manera más detallada. Uno de los procesos que puede afectar considerablemente el contorno de una partícula, es el mecanismo de transporte (Mele et al., 2011), por lo tanto, una corriente de densidad piroclástica es más eficiente para suavizar o redondear un fragmento.

Si los clastos de ceniza del axalapazco Atexcac tienen, en general, valores similares de los dos parámetros que reflejan mayormente la irregularidad de una partícula (circularidad y rectangularidad), para fragmentos gruesos y finos, esto podría significar que los clastos de ceniza estuvieron sometidos a procesos de abrasión más intensos, comparando con los mismos parámetros morfológicos de la población de lapilli, debido probablemente a que durante el transporte, las DPDCs modifican más los bordes o irregularidades de los clastos de menores tamaños. Una opción alterna podría sugerir que los valores de los parámetros morfológicos en realidad reflejan los mecanismos de mezcla y reciclaje de material juvenil, durante la formación de la diatrema (Valentine & White, 2012; Valentine et al., 2014, 2015a, b) del axalapazco Atexcac.

Considerando que los valores promedio de la circularidad y rectangularidad, son sensiblemente más altos para partículas gruesas (magmáticas), se podría asumir que estos fragmentos son más irregulares. Como se puede apreciar en las Figuras (4.5) y (4.6), los clastos gruesos (magmáticos) tienen una mayor vesicularidad externa, comparada con la que muestran los fragmentos finos (freatomagmáticos). Lo anterior se puede reflejar en la irregularidad de los fragmentos, mostrando parámetros de circularidad y rectangularidad, mayores en partículas de origen magmático, probablemente asociado a ruptura de vesículas existentes, ubicadas en las paredes del fragmento (Dellino & La Volpe, 1995; Dellino & Liotino, 2002).

En el capítulo V de este trabajo se mostrará que la vesicularidad real, entre partículas gruesas (magmáticas) y finas (freatomagmáticas), muestra un patrón distintivo que permite discriminar dichos clastos. Las Figuras 4.5 y 4.6 muestran diferencias en la vesicularidad externa. Mientras que en los fragmentos finos (freatomagmáticos), la vesicularidad externa es casi nula (Wohltez, 1983), en los clastos gruesos (magmáticos), el aumento es evidente (Mastin, 2007). Esto podría asociarse a un efecto de inhibición de vesicularidad (Fisher &

Schmincke, 1984) externa, debido a la contracción que sufre el magma durante la fragmentación cuando es súbitamente enfriado por agua.

4.3.3 Mecanismos y régimen de fragmentación

La Figura 4.7 muestra los productos de rectangularidad por compacidad y circularidad por elongación de los fragmentos juveniles, finos (freatomagmáticos) y gruesos (magmáticos), para tamaños de lapilli de partículas del axalapazco Atexcac.

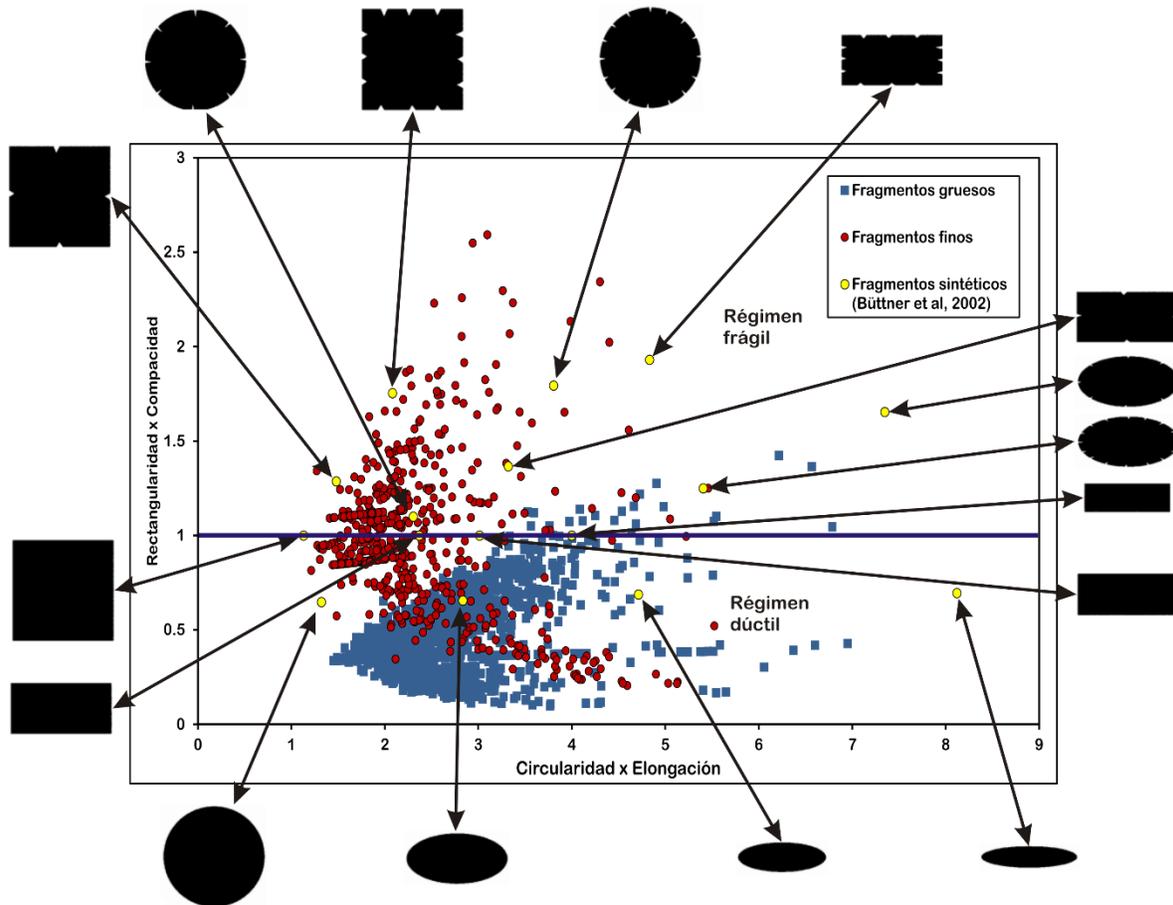


Figura (4.7).- Esquema de discriminación que muestra los dos tipos de régimen de fragmentación que se presentaron durante las explosiones que dieron lugar a la formación de fragmentos de lapilli de material juvenil del axalapazco Atexcac. Se insertaron las figuras sintéticas o hipotéticas (círculos amarillos) propuestas por Büttner et al (2002) para tener un comparativo con las formas que resultaron en los juveniles del axalapazco Atexcac. Especialmente se puede notar que los fragmentos finos estuvieron sometidos a los dos regímenes de fragmentación, frágil y dúctil, característicos de interacciones explosivas agua/magma (Zimanowski et al., 1997b; Büttner et al., 2002).

Büttner et al (2002) propusieron que un valor de rectangularidad x compacidad cercano a 1.0, representa el umbral que discrimina la existencia de alguno de los dos tipos de régimen de fragmentación. Se puede notar en la Figura 4.7 que los fragmentos juveniles gruesos (magmáticos) estuvieron sometidos predominantemente al régimen de fragmentación

dúctil, en el cual el magma se comporta como un líquido y la morfología resultante de los clastos tiende a adoptar contornos redondeados y formas generales esféricas (o semiesféricas) o elongadas. Cuando el magma alcanza un valor crítico de esfuerzo, se presenta el tipo de fragmentación frágil, y si el valor del esfuerzo está por debajo de dicho umbral, la consecuencia es un modo de fragmentación dúctil (Zimanowski et al., 1997b). La localización de fragmentos gruesos en la zona de modo dúctil (Figura 4.7), sugiere que dicho mecanismo estuvo presente durante las diferentes etapas explosivas que originaron los depósitos de clastos gruesos. Esto debido a que durante la fragmentación magmática, el contenido de cristales y microlitos juega un rol clave, específicamente tratándose de magmas basálticos, como es el caso del axalapazco Atexcac. Cuando el magma basáltico es relativamente pobre en microlitos y cristales, se espera que fragmente por vía inercial (fragmentación dúctil), donde la expansión de las burbujas de gas durante la decompresión provoca esfuerzos tensionales y la ruptura del magma líquido (Zimanowski et al., 1997b; Houghton & Gonnermann, 2008). Los fragmentos gruesos que fueron localizados con un valor de rectangularidad x compacidad menor a 0.5, en la zona dúctil, corresponden a partículas cóncavas, y las de la parte más al fondo en esta misma zona, corresponden a partículas cóncavas más irregulares que las anteriores. Estas morfologías de fragmentos gruesos podrían reflejar la importancia del rol que juegan los esfuerzos tensionales en el magma, lográndose así formas de partículas muy alargadas (Fisher & Schmincke, 1984), y las variaciones en el contorno de dichas partículas, especialmente las localizadas en el fondo de la zona dúctil, podrían sugerir cambios en la vesicularidad, sobre todo la de los clastos con una cantidad importante de vesículas cercanas a las paredes de la partícula (Cashman et al., 2000).

Los fragmentos juveniles finos resultaron con una presencia de alrededor del 39% en la zona de fragmentación frágil y un 61% en la zona respectiva dúctil. Estos resultados son coherentes con los desarrollos experimentales que se han llevado a cabo bajo condiciones de laboratorio, en los cuales se han logrado interacciones explosivas de fundidos artificiales (Zimanowski et al, 1997a, b) o naturales (Büttner et al, 2002). En su análisis experimental Büttner et al, (2002), mostraron que sólo aproximadamente un 33% de las partículas conservan rasgos efectivos de la interacción explosiva agua/magma (partículas activas) y el resto (partículas pasivas), tiende a fragmentar en el modo dúctil (Németh, 2010). Sin embargo, es posible que los fragmentos finos hayan sufrido un complejo proceso de abrasión, derivado de los mecanismos de mezcla y colapso de las paredes del cráter/diatrema (Valentine & White, 2012), ocasionando cierto grado de redondez en el contorno de algunas de las partículas activas originales y como consecuencia en la Figura 4.7, sean desplazadas más abajo en la gráfica, para localizarse finalmente en la zona de fragmentación dúctil. Por ejemplo los fragmentos tipo bloque y equidimensionales (ver Figura 4.5) tienden a tener bordes angulosos, que podrían ser redondeados por los procesos de mezcla y reciclado de la diatrema (Valentine et al., 2014, 2015a).

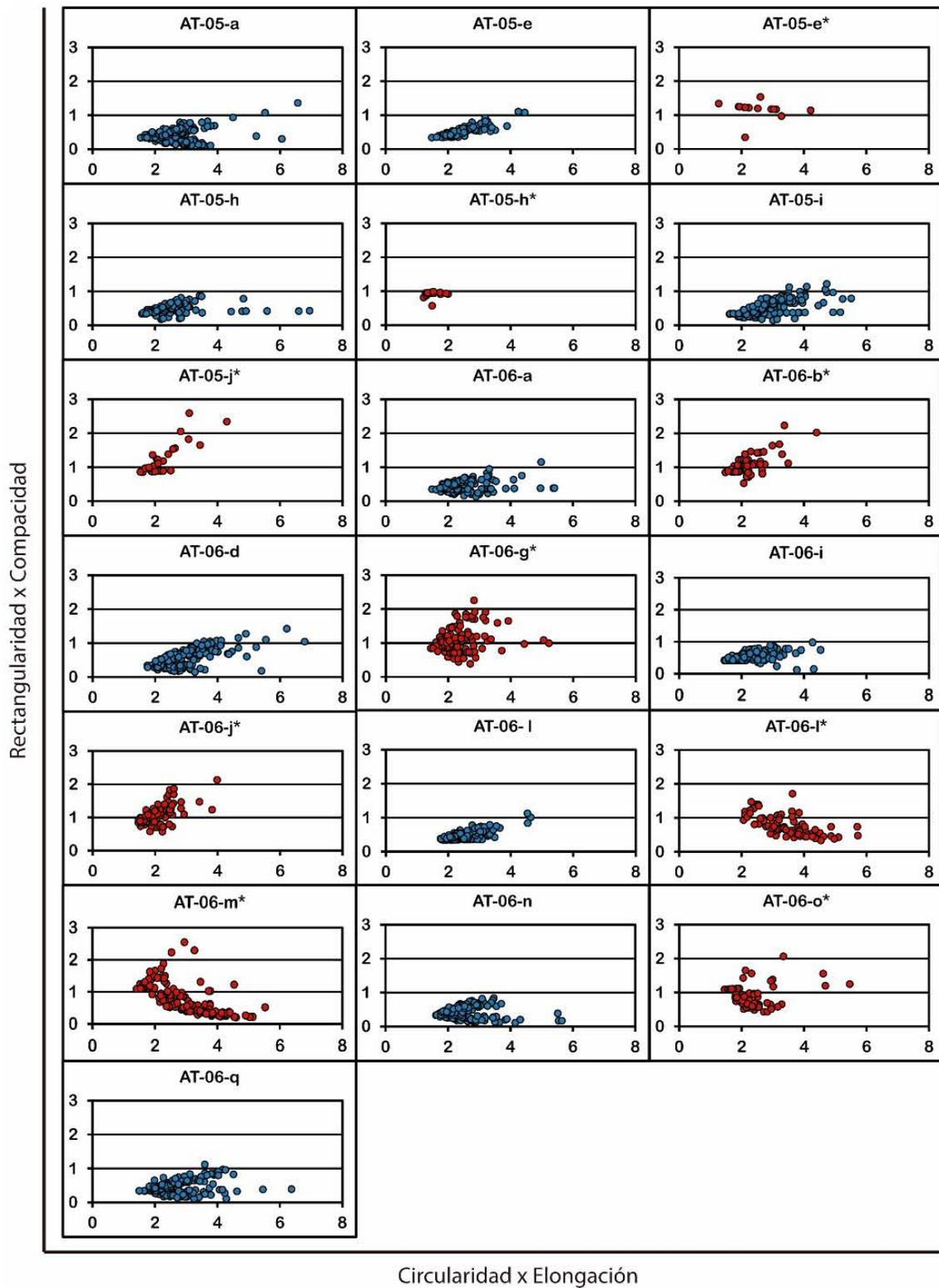


Figura (4.8).- Comportamiento del régimen de fragmentación, dúctil y frágil, de los fragmentos gruesos y finos, de cada una de las muestras consideradas (ver Figura 4.1). Los fragmentos gruesos están representados por los círculos de color azul y los finos (muestras con asterisco) por círculos de color rojo.

La Figura 4.8 muestra la variación morfológica de los clastos gruesos y finos, en el mismo orden estratigráfico, tal y como se muestra en la Figura 4.1. En general, los fragmentos gruesos resultaron con valores de rectangularidad x compacidad menores a 1.0, es decir, bajo un régimen de fragmentación dúctil (Büttner et al., 2002); en contraste, los finos, aparecen por debajo y arriba del 1.0, indicando en este último caso, que los dos tipos de régimen (frágil y dúctil) estuvieron asociados a la formación de fragmentos finos. Los contrastes morfológicos, comparando los fragmentos gruesos, muestreados en brechas de depósitos de caída, con los fragmentos finos, que fueron seleccionados en depósitos de facies con estratificación cruzada, denotan las fluctuaciones en el flujo de magma y/o agua (Valentine et al., 2015b), durante las explosiones que dieron lugar a los dos tipos de fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac. Los clastos juveniles gruesos de las muestras AT-05-a y AT-05-e, corresponden respectivamente a facies 1 y facies 3, catalogadas en este estudio como facies derivadas por depósitos de caída, resultaron morfológicamente muy similares, que sugiere que los mecanismos de fragmentación tuvieron algunas similitudes, pero las explosiones que generaron ambos depósitos podrían haber tenido diferencias en la profundidad del foco explosivo. En particular, la cantidad de clastos seleccionados fue menor a otras muestras, la muestra AT-05-e* resultó con la mayor parte de sus fragmentos juveniles finos en la zona de fragmentación frágil, que como se mencionó en la sección 4.3.1, esta muestra reunió una mayoría de fragmentos equidimensionales, típicas partículas activas de interacciones explosivas agua/magma. Es notable que las muestras AT-06-l*, AT-06-m* y AT-06-o* contienen fragmentos juveniles finos, con una mayoría de ellos en la zona de fragmentación dúctil, lo que podría ser un reflejo de un complejo mecanismo de mezcla de fragmentos entre finos y gruesos, por efecto de diferentes mecanismos de fragmentación y desde bocas eruptivas simultáneas (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015). Las variaciones de tipo de régimen de fragmentación, de frágil a dúctil y viceversa, sugieren las fluctuaciones en la disponibilidad local de agua del acuífero de Atexcac (Carrasco-Núñez et al., 2007).

En su estudio Büttner et al (2002) utilizaron parámetros morfológicos de clastos juveniles provenientes de depósitos de DPDCs de La Fossa (un cono activo de la Isla Vulcano, Italia) para discriminar entre los dos tipos de régimen de fragmentación del magma, frágil o dúctil. Dellino & La Volpe (1996), hicieron lo propio para discriminar, a partir de parámetros morfológicos de fragmentos juveniles del cono de pómez Monte Pilato, la fragmentación magmática de la fragmentación resultante por interacción agua/magma. Los parámetros morfológicos utilizados por Büttner et al (2002) y Dellino & La Volpe (1996) son los mismos que se usan en este estudio. En los análisis de Büttner et al (2002) y Dellino & La Volpe (1996), los fragmentos juveniles provienen de mecanismos eruptivos, principalmente desde la misma boca eruptiva, los cuales se asume que los clastos no estuvieron sometidos a los procesos de mezcla vertical y reciclado. Estas condiciones son diferentes a las que prevalecieron durante la formación del volcán Atexcac, en las que durante su formación, los procesos de mezcla, reciclado y colapso, ocurridos dentro de la diatrema, son procesos inherentes a la formación de un volcán tipo maar-diatrema (Valentine & White,

2012). Los procesos de la diatrema, aunados a un posible mecanismo de abrasión durante el transporte de partículas derivadas de DPDCs, podrían explicar el grado de redondeo que podrían haber sufrido algunos fragmentos finos del axalapazco Atexcac, especialmente los clastos finos provenientes de las muestras AT-06-b* y AT-06-g*, que pertenecen a las partes media y superior, respectivamente, de la unidad II, los de las muestras AT-06-j* y AT-06-l*, que pertenecen a las partes media y superior de la unidad III, y los de la muestra AT-06-m*, ubicada en la unidad IV, de la columna estratigráfica de la sección sur. Además de los procesos complejos ocurridos en la diatrema de Atexcac existe la posibilidad que los fragmentos finos de las muestras recientemente mencionadas, hayan sido mezclados desde bocas eruptivas simultáneas, y tal vez no todos los fragmentos finos de estas muestras sean fragmentos primarios, sino más bien reciclados gruesos.

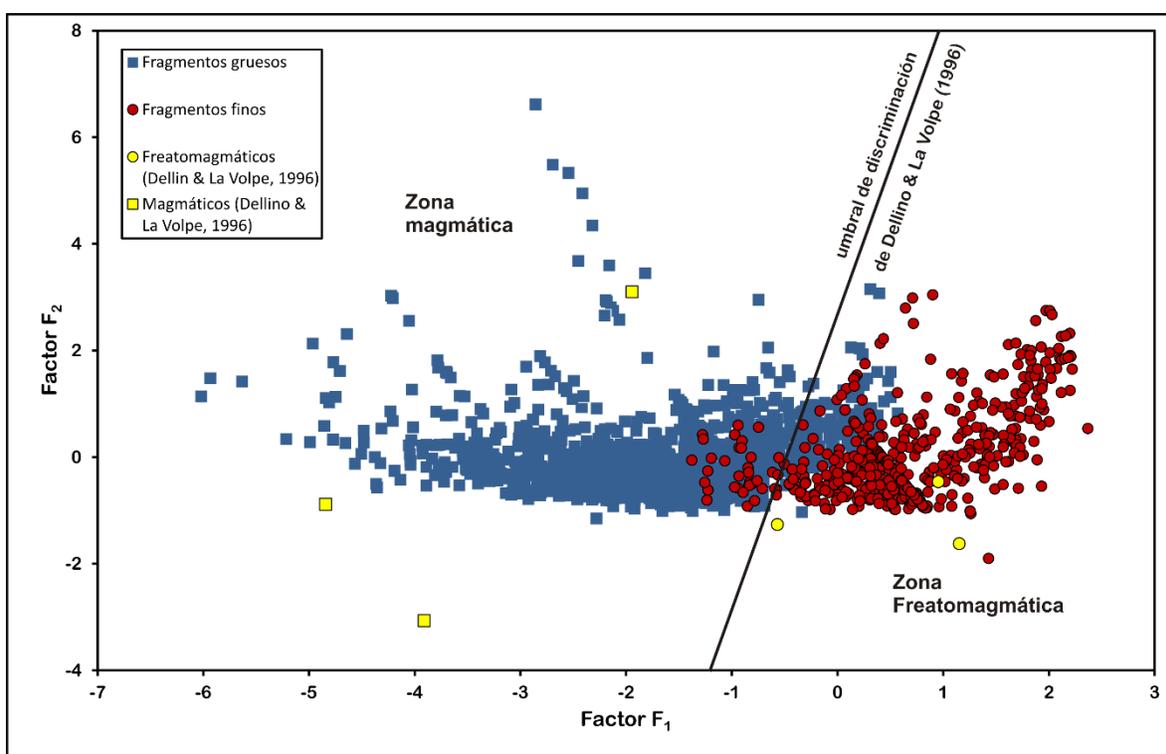


Figura (4.9).- Diagrama que muestra la dispersión de fragmentos gruesos y finos del axalapazco Atexcac. Los factores F_1 y F_2 son adimensionales. Los fragmentos gruesos se indican con un cuadrado color azul oscuro y los finos se señalan con círculos de color rojo. Además se insertaron para comparación, los tres fragmentos freatomagmáticos (círculos amarillos) y tres magmáticos (triángulos grises) representativos, que fueron seleccionados y clasificados por Dellino & La Volpe (1996), para explicar la correlación entre la morfología y el régimen de fragmentación, así como la línea que representa el umbral de discriminación.

La Figura 4.9 muestra la línea de discriminación para clastos magmáticos y freatomagmáticos, determinada por Dellino & La Volpe (1996). Los resultados de la ubicación de los fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac en la Figura 4.9 son consistentes con los mecanismos del tipo de régimen de fragmentación mencionados (en párrafos anteriores de esta misma sección, es decir, frágil y dúctil) y ubican a los fragmentos

gruesos (magmáticos) en las dos zonas y a los finos, en su mayoría, en la zona correspondiente a la zona freatomagmática, lo que indicaría una probable mezcla de partículas gruesas y finas durante la depositación de dicho material juvenil en el axialapazco Atexcac, originada por la ocurrencia de explosiones desde bocas eruptivas simultáneas (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015), con mecanismos eruptivos distintos (por ejemplo: explosiones estrombolianas y freatomagmáticas; Valentine et al., 2015b). Una idea secundaria es fundamentada por el hecho de que los clastos finos contienen partículas de los dos regímenes de fragmentación, dúctil y frágil, y los correspondientes a un mecanismo dúctil, morfológicamente aparentan ser magmáticos. Además, los fragmentos finos contienen una porción de fragmentos originados mediante un régimen de fragmentación dúctil, que en este caso resultaron representar un 61% del total de dichos fragmentos y que son asociados, a la parte del magma que se encuentra alrededor del foco explosivo de la interacción agua/magma (Büttner et al., 2002), de tal manera que estos fragmentos no reflejan la dinámica de la explosión y son torneados aparte, afuera de la boca eruptiva para producir una lluvia de partículas elongadas, con formas esféricas o elipsoidales (White & Valentine, 2016).

4.4 Conclusiones

Los clastos gruesos, provenientes de brechas de caída, resultaron con contornos más irregulares que los fragmentos finos, asumiendo que estos últimos son derivados en general de interacción explosiva agua/magma, y los primeros en general por fragmentación consecuente de exsolución de volátiles magmáticos. Las poblaciones de lapilli y ceniza, utilizadas en este estudio, muestran algunas diferencias en los valores de los parámetros morfológicos, para los clastos gruesos (magmáticos) y finos (freatomagmáticos), específicamente, los que indican mayormente afectaciones en la irregularidad (circularidad y rectangularidad). Mientras que los fragmentos de lapilli resultaron con diferencias considerables en los parámetros de circularidad y rectangularidad, los clastos de ceniza muestran variaciones texturales importantes. Los valores mayores de irregularidad de clastos magmáticos sugieren esfuerzos dominantes en el magma de tipo tensionales y morfologías resultantes por explosiones de un cuerpo de magma que alcanzó la superficie (Valentine et al., 2015), produciendo formas de fragmentos con tendencias fluidales (Mastin, 2007). Se infiere además que los clastos gruesos, originados por explosiones magmáticas (estrombolianas) ocurrieron a profundidades someras, mucho menores que la POE y los espesores que presentan las brechas que contienen dichos fragmentos, podrían estar asociados a la cercanía o lejanía de la fuente explosiva (Graettinger et al., 2015a).

Durante la formación de la diatrema (Valentine & White, 2012) y el anillo de materiales (Graettinger et al., 2015a) del axialapazco Atexcac, podrían haber ocurrido procesos que afectaron significativamente los fragmentos juveniles finos (freatomagmáticos), que se infiere, provienen de depósitos de DPDCs que modificaron la

morfología original de los mismos, resultando en formas más redondeadas en su contorno, desplazando su ubicación hacia la zona de fragmentación dúctil. Lo anterior es soportado por la idea de que este tipo de fragmentos tuvieron una historia compleja, desde su origen en la diatrema (Valentine & White, 2012) a través de explosiones en varios niveles (White & Ross, 2011), hasta su depósito en el anillo de tefra (Graettinger et al., 2015a). La fracción de clastos finos que se ubica dentro de la zona de fragmentación frágil, probablemente pertenece a la fracción de partículas activas, clasificadas como las partículas que participan directamente en la interacción explosiva agua/magma, y por consiguiente conservan la huella morfológica (partículas equidimensionales o tipo bloque) de la explosión freatomagmática (Büttner et al., 2002; White & Valentine, 2016).

Otro proceso que podría haber tenido influencia, aunque mínima, en la formación de fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac, es la posible mezcla de fragmentos en los depósitos, por explosiones desde bocas eruptivas simultáneas (Carrasco-Núñez et al., 2007; López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015) con estilos diferentes de actividad (por ejemplo, estromboliana y freatomagmática; Valentine et al, 2015b), aunque se requerirían más estudios para descartar o corroborar esta idea.

Los resultados de este capítulo podrían soportar las hipótesis de los mecanismos de reciclaje de fragmentos juveniles del modelo de Valentine & White (2012), que ocurren durante las etapas de formación de la estructura de la diatrema de un volcán maar-diatrema (Valentine, 2014) y de la mezcla de dicho material juvenil (clastos magmáticos y freatomagmáticos) en un mismo depósito (Valentine, 2015b). Este proceso podría haberse acentuado, precisamente por la morfología desarrollada por cráter del volcán Atexcac, es decir, es probable que la forma semi-elíptica del cráter, no sea el resultado de la ocurrencia sistemática de explosiones, sino más bien, la manifestación espacial de explosiones caóticas desde bocas eruptivas simultáneas o alternadas, que finalmente generaron mezclas de clastos juveniles magmáticos y freatomagmáticos en los depósitos de la secuencia maar de Atexcac.

El hecho de que en la mayoría de los clastos gruesos (de composición basáltica; Carrasco-Núñez et al., 2007) del axalapazco Atexcac hayan dominado los mecanismos de fragmentación a través de un régimen dúctil, podría ser un indicativo de que los procesos de vesiculación tuvieron una participación importante, para lograr esfuerzos de cizalla significativos, como lo que ocurre en erupciones magmáticas estrombolianas, cuando el magma se acelera por efecto del crecimiento de burbujas de gas, resultando en formas de fragmentos piroclásticos fluidales y elongados. En contraste con los fragmentos magmáticos altos contenidos de sílice, donde la aceleración del magma, derivada por efecto de los la nucleación y crecimiento de burbujas, produce tasas muy altas de esfuerzos de cizalla a que es sometido el magma, resultando un régimen de fragmentación del magma en el modo frágil (Cashman et al., 2000).

Las interacciones agua/magma se vieron reflejadas, en general, en un aparente patrón uniforme de ubicación de los clastos gruesos en la zona correspondiente al régimen dúctil y a los finos, respectivamente, en la zona del régimen de fragmentación frágil. Lo anterior, propone la idea de que los fragmentos gruesos, que provienen de brechas de las facies 1, 3, 4, 5 y 6, fueron formados a través de procesos predominantemente magmáticos. Por su parte, los fragmentos finos, seleccionados en depósitos con estratificación cruzada de las facies 2 y 4, fueron el producto resultante de mecanismos de interacciones explosivas, ocurridas cuando los diferentes cuerpos magma ascendentes, interactuaron explosivamente con el agua del acuífero del axialapazco Atexcac.

V. ANÁLISIS VESICULAR DE FRAGMENTOS DEL AXALAPAZCO ATEXCAC: IMPLICACIONES EN LOS PROCESOS DEL CONDUCTO

5.1 Introducción

Entre los mecanismos que afectan la viscosidad del magma (Wallace & Anderson, 2000), asociados a los distintos procesos que generan las erupciones volcánicas, así como su duración e intensidad, se encuentran los procesos de vesiculación, es decir, la formación y crecimiento de burbujas de gas del magma (Sparks, 1978; Houghton & Wilson, 1989; Wallace & Anderson, 2000; Oppenheimer et al., 2003). Se conoce como vesiculación al proceso mediante el cual ocurre la separación de la fase de gas (exsolución), que inicia después de la supersaturación en volátiles del magma. En ese proceso ocurre la nucleación o formación de pequeñas burbujas estables de gas, para continuar con el crecimiento de las burbujas y finalmente la ruptura o fragmentación del magma, que da lugar a una erupción volcánica. Los mecanismos a través de los cuales puede iniciar la formación de burbujas son dos (Figura 5.1; Cashman et al., 2000): (a) nucleación homogénea, que ocurre cuando los núcleos de gas (burbujas) inician su formación en niveles superiores al de la superficie de saturación, y (b) nucleación heterogénea, en la cual, coinciden las superficies de saturación y exsolución. En ambos casos, el crecimiento de burbujas sucederá, desde la exsolución hasta la fragmentación.

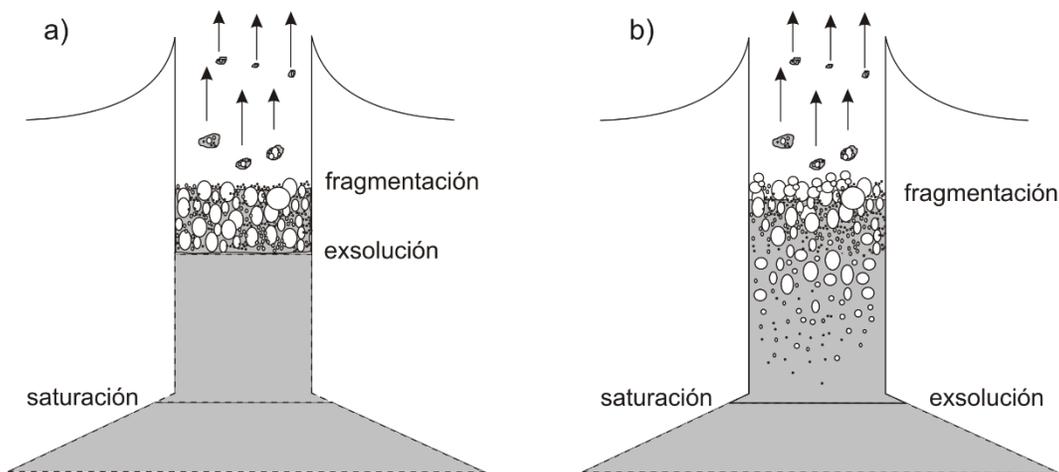


Figura (5.1).- Ilustración esquemática que muestra los dos mecanismos de nucleación de burbujas. (a) Localización de los niveles de saturación, exsolución y fragmentación, durante la nucleación homogénea de burbujas de gas, y (b) ubicación de los niveles de saturación, exsolución y fragmentación durante la nucleación heterogénea (modificada de Cashman et al., 2000).

Los procesos asociados a la dinámica de ascenso del magma en un conducto volcánico pueden estudiarse mediante el análisis de las vesículas preservadas en los piroclastos emitidos durante las erupciones volcánicas (Houghton & Wilson, 1989; Toramaru, 2006; Polacci et al., 2001, 2003, 2006, 2009). A lo largo de las últimas décadas se han utilizado la

vesicularidad (Houghton & Wilson, 1989; Mangan et al, 1993) y las distribuciones de tamaños de vesículas (Mangan et al., 1993; Polacci et al., 2001, 2006, 2009), para inferir los procesos asociados a la dinámica de ascenso del magma, incluyendo la intensidad de la erupción (Polacci et al., 2006) o la explosividad de la erupción (Mueller et al., 2011). Para realizar el análisis vesicular se han propuesto modelos teóricos (Manga et al., 1998; Blower et al., 2001), a través de mediciones 2D en piroclastos juveniles (Mangan & Cashman, 1996) o a través de técnicas 3D, basadas en análisis con equipo de microtomografía de rayos X (Polacci et al., 2006, 2009). Una técnica utilizada para realizar inferencias de vesicularidad en 3D, basada en la obtención de imágenes 2D de láminas delgadas, es la conversión estereológica (Higgins & Roberge, 2003; Higgins, 2006).

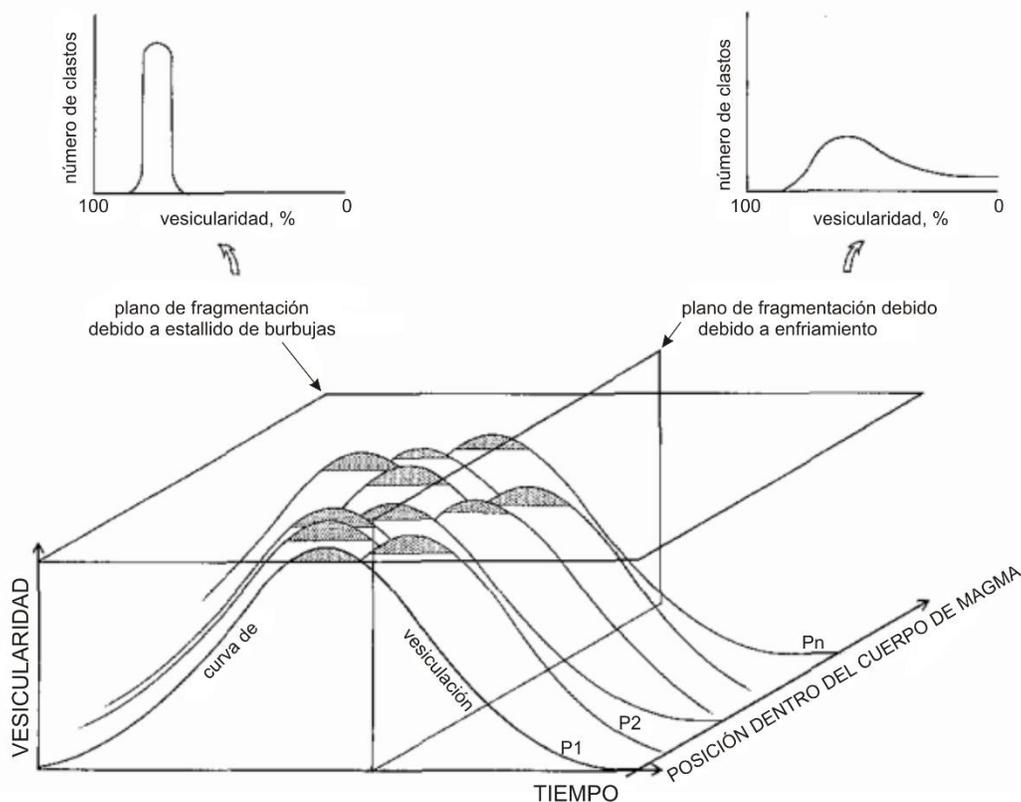


Figura (5.2).- Diagrama esquemático que muestra los controles de los diferentes tiempos de vesiculación y los mecanismos de fragmentación. La fragmentación causada por ruptura de burbujas, ocurre cuando la vesicularidad alcanza el máximo valor, y la fragmentación causada por interacción agua/magma, que ocurre en algún instante de la curva de vesicularidad del magma (modificado de Houghton & Wilson, 1989).

Existen tres procesos por los cuales la vesiculación del magma puede interrumpirse (Houghton & Wilson, 1989): (1) degasificación progresiva no explosiva del magma, que conduce a la erupción en forma efusiva de flujos de lava o domos de lava, (2) fragmentación por ruptura de vesículas, que generará una erupción magmática (“explosividad magmática” de Kokelaar, 1986), y (3) por interacción con agua externa que enfría y fragmenta el magma, produciéndose una erupción freatomagmática (explosividad por vapor de Kokelaar, 1986).

La exsolución de volátiles o la explosividad por vapor, pueden ser la causa aislada de una erupción explosiva o porque ambos mecanismos actúan simultáneamente (Houghton & Wilson, 1989).

La fragmentación de magmas de alta viscosidad y tasa de erupción elevadas (en el orden de $10^3 - 10^7 \text{ m}^3/\text{s}$; Wilson & Walker, 1985), que ocurre por estallido de burbujas (magnética), puede ocurrir cuando el magma alcanza el “pico” de la curva de vesiculación, resultando en una colección de clastos con vesicularidad más o menos uniforme. En estas condiciones la velocidad de ascenso del magma es significativamente más rápida que la velocidad de ascenso de las burbujas. Para magmas de baja viscosidad, la tasa de descarga es generalmente mucho más baja (del orden de $0.1 - 10^2 \text{ m}^3/\text{s}$) y la tasa de elevación de burbujas es apreciablemente más rápida que la velocidad de ascenso del magma, resultando en la segregación de gases magmáticos a niveles poco profundos, en cantidades muy grandes (Vergniolle & Jaupart, 1986), generando una población de clastos con vesicularidades influenciadas por tres parámetros: la tasa de ascenso de las burbujas de gas a través del magma, la tasa de ascenso del magma a través del conducto y la tasa de descarga (Houghton & Wilson, 1989). El índice de vesicularidad propuesto por Houghton & Wilson (1989), incluye seis clases de acuerdo a la siguiente clasificación:

Tabla (5.1).- Clasificación propuesta de características de la vesiculación.

% de vesicularidad (ϕ)	Descripción
0 – 5	No vesicular
5 – 20	Vesicularidad incipiente
20 – 40	Pobrementemente vesicular
40 – 60	Moderadamente vesicular
60 – 80	Altamente vesicular
>80	Extremadamente vesicular

Durante las explosiones freatomagmáticas la fragmentación puede ocurrir en algún punto del tiempo de vesiculación, por lo tanto la vesicularidad del material juvenil reflejará qué tan avanzada y qué tan homogénea fue la vesiculación en el momento de la ruptura del magma; lo que puede resultar en una población de clastos con un amplio rango de vesicularidad, si el mecanismo de vesiculación fue heterogéneo, en tiempo y espacio. Las poblaciones con vesicularidad homogénea, pueden suceder cuando la fragmentación ocurrió antes o después del pico de la vesicularidad (Figura 6.2; Houghton & Wilson, 1989).

En el presente capítulo se pretenden realizar inferencias asociadas a los procesos derivados de los mecanismos de vesiculación, ocurridos durante el ascenso del magma, desde su nucleación hasta la fragmentación, considerando los dos tipos generales de fragmentos (gruesos y finos, ver el capítulo IV para más detalle), producidos durante las diferentes etapas de formación del axalapazco Atexcac, haciendo énfasis en los procesos ocurridos durante el ascenso del magma a través del conducto, realizando inferencias a través del análisis de vesículas de fragmentos juveniles.

La hipótesis de trabajo planteada para este capítulo está fundamentada en el supuesto de que las interacciones explosivas entre el agua del acuífero y los cuerpos de magma ascendente, en la zona de Atexcac, se manifestaron en los rasgos texturales de la vesicularidad de los fragmentos juveniles, a través de las explosiones que dieron lugar a la formación de este volcán. Se infiere que los clastos finos resulten con valores del índice de vesicularidad (ϕ ; Houghton & Wilson, 1989) menores que los respectivos valores para los fragmentos gruesos, dado que los clastos finos fueron seleccionados en depósitos de facies que muestran estratificación cruzada, y los fragmentos gruesos provienen de brechas de caída. Además, se deben corroborar los valores más altos del índice de vesicularidad que muestran los fragmentos gruesos de ceniza en las imágenes de la Figura 4.6, comparados con los valores que aparentemente muestran los clastos finos de la Figura 4.5.

5.2 Dinámica de crecimiento de burbujas en el magma

Las propiedades físicas del magma, relevantes al crecimiento de las burbujas de gas son la densidad, la tensión superficial, la viscosidad y los coeficientes de solubilidad y difusión del gas en el magma (Sparks, 1978). Son tres los principales mecanismos que se combinan y controlan el crecimiento de burbujas a partir de un magma en proceso de vesiculación (Parfitt & Wilson, 2008; L'Heureux, 2007): (1) por decompresión, (2) por difusión, y (3) por coalescencia. A continuación se describe cada uno de estos mecanismos.

(1) Por decompresión (Sparks, 1978; Proussevitch & Sahagian, 1996; Parfitt & Wilson, 2008): ocurre por cambios en la presión en la presión hidrostática, los cuales se producen cuando las burbujas ascienden, de tal forma que el magma superyacente es removido debido a una erupción o es forzado a elevarse por efecto de convección térmica. El crecimiento debido a decompresión ocurre simultáneamente con transferencia de masa y su contribución debe considerarse en todas las etapas de la exsolución de gas del magma. Cerca de la superficie, donde la presión es baja, el crecimiento decompresional viene a ser comparable en magnitud y ocasionalmente dominante, sobre el crecimiento por difusión (Sparks, 1978).

(2) Por difusión (Oppenheimer, 2003; Parfitt & Wilson, 2008): el crecimiento de burbujas de gas debido a difusión involucra la migración de moléculas de algún volátil disuelto en el magma que rodea las burbujas (Parfitt & Wilson, 2008) y es controlado por la tasa a la que los volátiles en el fundido pueden difundirse a través de las burbujas y por las fuerzas viscosas opositoras (Dingwell, 1998; Oppenheimer, 2003). Cerca de una burbuja, los volátiles se agotan cuando la viscosidad aumenta dramáticamente y los mecanismos de difusión de las gotas de gas es más complicada para participar en el crecimiento de la burbuja. El número de Peclet (Pe), definido como la relación entre la escala característica de tiempo de difusión y la relajación viscosa, es decir $Pe = \tau_d / \tau_\eta$, donde τ_d se calcula como $\tau_d = r^2 / D$, de donde r es el radio de la burbuja y D es el coeficiente de difusión del volátil en el fundido, y τ_η se calcula como $\tau_\eta = \eta / \Delta P$, de donde η es la viscosidad dinámica del fundido y ΔP es la

presión de sobresaturación (Dingwell, 1998). Para $Pe \leq 1$, aplicable a fundidos intermedios y silícicos, la resistencia viscosa domina, resultando en la sobrepresión de la burbuja (Dingwell, 1998; Oppenheimer, 2003). Para $Pe > 1$ la tasa de crecimiento de las burbujas es controlada por difusión del agua de la interfase fundido-burbujas (Dingwell, 1998).

Parfitt & Wilson (2008) mencionan que el crecimiento de las burbujas en el magma, derivado por decompresión obedece a la Ley de Boyle, la cual establece que el producto de la presión (P) del gas por el volumen (V) ocupado por el mismo, es una constante, es decir:

$$PV = \text{constante} \text{ o también } P_1V_1 = P_2V_2 \quad (5.1)$$

Donde los subíndices 1 y 2, representan las condiciones iniciales y finales. De tal forma que si se considera que una burbuja crece sólo por decompresión, a partir de una profundidad de 200m hasta alcanzar la superficie, la presión inicial es

$$P_1 = \rho gh \quad (5.2)$$

Donde $g = 9.81m s^{-2}$, $\rho = 2800kg m^{-3}$ y $h = 200m$, por lo que la presión inicial P_1 es 5.5 MPa. La presión en la superficie (atmosférica en general) es de alrededor de 0.1 MPa, sustituyendo en la ecuación 5.1 nos queda que

$$V_2 = \left(\frac{5.5MPa}{0.1MPa}\right)V_1 \text{ o también } V_2 = 55V_1 \quad (5.3)$$

Donde V_2 es el volumen final de la burbuja de gas y V_1 , el volumen inicial. Como en ambos casos el volumen de una burbuja esférica es $V = 4/3\pi r^3$ y eliminando $4/3\pi$, nos queda la expresión como:

$$r_2 = \sqrt[3]{55}r_1 = 3.8r_1 \quad (5.4)$$

De lo anterior se puede establecer, que el radio de una burbuja que inicia su crecimiento a una profundidad de 200 m, crecerá por efecto de decompresión, alrededor de cuatro veces. Si el radio de las burbujas que se forman a una profundidad de alrededor de 220 m, bajo la superficie, crece por difusión y decompresión (Parfitt & Wilson, 2008), cuando estas alcancen la superficie, el radio habrá crecido algunas 1000 veces (Sparks, 1978), esto significa, que para este caso, el mecanismo dominante de crecimiento es la difusión (Parfitt & Wilson, 2008). Sin embargo, para burbujas que inician su crecimiento a mayor profundidad, el efecto de decompresión hará que el radio de las burbujas se incremente en un factor mayor a cuatro (Parfitt & Wilson, 2008).

(3) Por coalescencia (Parfitt & Wilson, 2008): después de su formación, la subsecuente evolución de las burbujas y su rol dependen de su flotabilidad y de la reología y transporte del magma en el conducto volcánico. Si las burbujas son formadas por efecto de

decompresión y difusión, su tamaño podría ser insuficiente para que se muevan a través del magma. Si el magma asciende, las burbujas crecen y la vesicularidad del magma se incrementa y por lo tanto las burbujas pueden interactuar y coalescer, que con fracciones altas de volumen de gas pueden desarrollar espumas inestables y reducir la energía superficial y gravitacional por colapso. El rompimiento de las paredes de las burbujas es promovida por adelgazamiento cuando las fuerzas capilares y gravitacionales drenan fundido que queda en los espacios entre burbujas adyacentes. Las fuerzas de capilaridad dominan sobre las gravitatorias cuando la vesicularidad excede 74% (Mader, 1998). Una vez que las burbujas han coalescido, las nuevas burbujas más grandes tienden a relajarse y ganan una forma esférica (Oppenheimer, 2003).

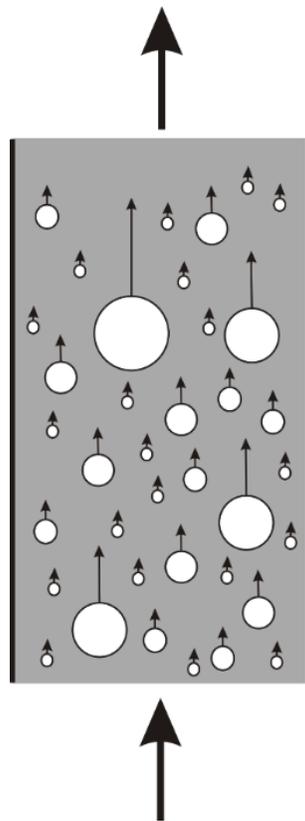


Figura (5.3).- Esquema que muestra la distribución típica de tamaños de burbujas dentro de un magma en ascenso. Las burbujas más grandes son las primeras en formarse y a mayor profundidad bajo la superficie y han crecido por difusión y decompresión; las burbujas más pequeñas son las de reciente nucleación. La longitud de las flechas en cada burbuja refleja la velocidad relativa de ascenso de las burbujas a través del magma (adaptado de Parfitt & Wilson, 2008).

En el ascenso del magma, la coalescencia es el proceso a través del cual las burbujas pueden crecer, aunque es especialmente más significativa en ciertas circunstancias, tales como en las erupciones Estrombolianas o Vulcanianas (Parfitt & Wilson, 2008). La viscosidad es un factor que afecta notablemente la velocidad de ascenso de las burbujas de gas y por consiguiente a la coalescencia. La velocidad relativa de ascenso de las burbujas depende de

su flotabilidad, y esta última a su vez, depende de su tamaño, por lo tanto, las burbujas más grandes pueden ascender a mayores velocidades (ver Figura 5.3; Parfitt & Wilson, 2008). En su ascenso más rápido, las burbujas más grandes pueden rebasar a las más pequeñas. Cuando esto sucede hay dos posibilidades: si la burbuja pequeña no está suficientemente cerca de la burbuja grande, la burbuja pequeña es arrastrada por el magma que se mueve de un lado a otro y de arriba hacia abajo, y deja que pase la más grande; si la burbuja pequeña está justamente cerca de la burbuja grande, puede ser succionada por la más grande y formar una nueva burbuja, que incluso se moverá más rápido y podrá absorber otra burbuja pequeña y volver a crecer. Este proceso de coalescencia puede ser tan recurrente que la burbuja puede llegar a crecer hasta formar enormes “paquetes de gas” que pueden llenar el ancho de un dique o conducto (Vergnolle & Mangan, 2000; Houghton & Gonnerman, 2008). Para que sea posible la formación de enormes burbujas de gas, la tasa de ascenso debe ser baja relativa a la velocidad de elevación de las burbujas (Houghton & Gonnermann, 2008).

5.3 Distribución de tamaños de vesículas

La distribución de tamaños de burbujas puede revelar procesos del conducto que no pueden ser observables de manera directa, tales como el flujo de magma en la cámara magmática y en el conducto, los eventos de nucleación y la historia de lotes o parcelas de magma, a través de los procesos de la erupción, inclusive los mecanismos durante los flujos de lava en la superficie (Sahagian et al, 1989; Cashman et al., 1994; Proussevitch et al, 1993; Marsh, 1998). Dichas distribuciones de tamaños pueden seguir un modelo unimodal, polimodal, exponencial o una ley potencial (Blower et al., 2002; Gaonac’h et al., 2003; Higgins, 2006). Una distribución *unimodal* es producida por eventos de nucleación instantánea (Higgins, 2006), separados temporalmente y probablemente siguiendo un mecanismo de nucleación heterogénea (Blower et al., 2002). Sparks & Brazier (1982) reportaron tres picos discretos (o fases de vesiculación) y propusieron que el pico más grande fue originado por nucleación desde la cámara magmática, el pico intermedio es atribuido a nucleación durante el ascenso del magma en el conducto y el pico menor no representa una población separada de burbujas, sino más bien se trata de la ruptura de las mismas burbujas, ocurrida durante la última etapa del ascenso del magma en el conducto (Whitman & Sparks, 1986). Una distribución de tamaños de burbujas polimodal probablemente se forma durante varios eventos de nucleación instantánea (Higgins, 2006).

Tanto una distribución de tamaños de burbujas exponencial (Marsh, 1988) como una distribución de ley potencial (Gaonac’h et al, 1996a), puede originarse de la misma forma, a través de nucleación y crecimiento continuo bajo condiciones de un estado estable (Mangan & Cashman, 1996; Higgins, 2006). Aunque el estado estable de nucleación y crecimiento puede ser alterado por un mecanismo llamado “*Maduración de Ostwald*”, que consiste en el *engrosamiento* de las burbujas, debido a que las burbujas más pequeñas tienen mayor presión interna de gas que las de mayor tamaño, de tal manera que el gas es transferido por difusión,

de las burbujas pequeñas a las burbujas más grandes, a través del magma (Mangan & Cashman, 1996; Blower et al., 2002; Higgins, 2006).

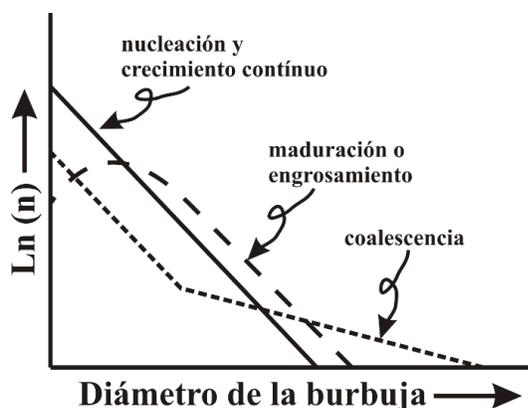


Figura (5.4). Diagrama del logaritmo natural del número de burbujas $[Ln(n)]$ versus diámetro de la burbuja de gas, en el que se muestran las distintas formas de las distribuciones de tamaños de las burbujas incluidas en el modelo de Marsh (1988). Los procesos que pueden causar la desviación de un proceso de nucleación y crecimiento continuo (línea sólida continuo en la gráfica), son la coalescencia (línea con punteado fino en la gráfica) o la maduración de Ostwald (línea con punteado grueso en la gráfica) (modificado de Mangan & Cashman, 1996).

Cuando el magma basáltico se encuentra en condiciones cercanas a la superficie (comparando con las condiciones en la cámara magmática), los mecanismos de crecimiento de burbujas, y por consiguiente la densidad en número y la distribución de tamaños, se ven muy poco afectados por la decompresión (Blower et al., 2002; Gaonac’h et al., 2005), resultando más importantes los procesos de coalescencia, de manera tal que pueden formarse distribuciones de tamaños de burbujas, cuya relación de volumen entre burbujas muy grandes y burbujas pequeñas, puede alcanzar valores de 10^7 y las burbujas con tamaños mayores, pueden contribuir a la mayoría de la vesicularidad de un fragmento volcánico (Gaonac’h et al., 1996a). Un amplio rango de tamaños de burbujas puede ser explicado por una ley potencial (Blower et al., 2002):

$$N(V) \propto V^{-B-1}$$

donde $N(V)$ es la densidad en número de burbujas, V es el volumen de la burbuja y B es un parámetro adimensional. El modelo menciona dos regímenes: se asume que las burbujas pequeñas crecen por difusión y no son afectadas por coalescencia, entonces el exponente $B \approx 0$, mientras que para burbujas de tamaño medio a grande, se infiere que crecen por un régimen de coalescencia y $B \approx 1$. Para $B < 1$, la vesicularidad es dominada por contribuciones de burbujas grandes. Para $B < 0$, la distribución en número de burbujas, así misma es dominada por burbujas grandes. El régimen $0 \leq B \leq 1$, tiene un gran número de burbujas pequeñas que dominan la distribución en número, y al mismo tiempo contiene una proporción

importante de burbujas muy grandes que contribuyen predominantemente a la vesicularidad total (Gaonac'h et al., 1996a).

Proussevitch et al. (2007) propusieron que todas las distribuciones de tamaños de burbujas conocidas (log normal, logística, de Weibull y exponencial) se pueden considerar como una familia logarítmica de distribuciones estadísticas y que una distribución de ley potencial no es una función de distribución estadística, si no que más bien representa una aproximación a la región superior de una distribución logística, cuyo tamaño es mucho más grande que el que presenta la ley potencial. En general las distribuciones logarítmicas pueden presentar los dos rasgos siguientes: (a) el rango de volúmenes entre burbujas pequeñas y grandes cubre al menos 6 órdenes de magnitud, y (b) la densidad de la distribución varía entre cuatro órdenes de magnitud.

Al comparar las poblaciones de vesículas de diferentes fragmentos, una distribución de vesículas con tamaños más grandes, puede indicar eventos de nucleación a profundidades mayores, y una distribución con tamaños de vesículas más pequeñas, podría indicar eventos de nucleación a profundidades más someras (Colucci et al., 2013). Pero también, la tasa de ascenso de magma puede influir en los tamaños finales de las vesículas, resultando estas con tamaños mayores cuando el magma asciende a través del conducto, en forma más lenta, y por el contrario, si el magma asciende muy rápido, la población resultante de vesículas tendrá tamaños menores (Houghton & Gonnermann, 2008). Aunque la densidad en número de burbujas no cambia con el crecimiento de las burbujas (Gardner & Denis, 2004), dicho valor de densidad puede ser sensiblemente afectado por eventos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996 a, 2005). La densidad en número de vesículas nos puede sugerir la intensidad de una erupción y puede ser utilizada para inferir los mecanismos de degasificación del magma durante la erupción (Polacci et al., 2006).

5.4 Metodología

Para realizar el análisis vesicular de los clastos del axalapazco Atexcac, fueron utilizados 24 fragmentos juveniles con tamaños de 0 y -1 phi, que de acuerdo a lo presentado en el capítulo anterior (capítulo IV), dichos fragmentos muestran rasgos característicos que permiten clasificarlos como “magmáticos” y “freatomagmáticos”. La Figura 5.6 muestra la posición estratigráfica de las muestras usadas. Los fragmentos juveniles magmáticos fueron colectados en un depósito de caída de la facies 1 y en brechas de facies 4 y 5 (ver descripción de facies en la sección 3.3.1 de este trabajo). Los fragmentos juveniles freatomagmáticos fueron seleccionados en capas con estratificación cruzada de las facies 2 y 4.

Los clastos seleccionados se sometieron a un proceso de lavado, previamente descrito en la sección 5.2 de este trabajo. Posteriormente se analizaron cada uno de los fragmentos juveniles a través de un equipo de microtomografía computarizada (micro CT) de rayos X, modelo Xradia Zeiss Versa 510, que forma parte de los equipos del Laboratorio Universitario

de Microtomografía de Rayos X (LUMIR) del Centro de Geociencias, campus Juriquilla de la UNAM. El procesamiento aplicado consistió en la obtención de 1600 proyecciones de cada fragmento, después de colocar el fragmento en una base giratoria, ubicada entre la fuente de rayos X y una cámara CCD, que registra cada una de las imágenes obtenidas. Las 1600 imágenes de cada fragmento se obtuvieron al hacer rotar 360° sobre su propio eje al fragmento. El equipo de tomografía fue calibrado para detectar un tamaño mínimo de vesículas de 5 micras. La información se envía a una computadora PC, para su procesamiento a través de los softwares AVIZO FIRE y Excel. Un post-procesamiento fue realizado con el software STATISTICA (versión 8.0). La edición de figuras fue realizada con los softwares Adobe Illustrator (versión 2015) y CorelDRAW X4.

Para realizar conteos de vesículas, específicamente las distribuciones de tamaños, se utilizó el diámetro equivalente (Figuras 5.7, 5.8 y 5.10b, Tablas 5.2 y 5.3), que corresponde al diámetro de una esfera, cuyo volumen es el mismo que el que tiene la vesícula.

5.4.1 Morfología de vesículas

Los parámetros utilizados para estudiar la evolución en la morfología de las vesículas del axalapazco Atexcac fueron obtenidos a partir de mediciones en el espacio tridimensional (3D), de cada uno de los fragmentos, es decir, a través de un eje horizontal, un eje vertical y un eje ortogonal al plano de estos dos últimos. El proceso de obtención de cada uno de los ejes de cada fragmento fue detallado en la sección 5.4 de este capítulo. Cada uno de los parámetros es definido a continuación:

Esfericidad, es la relación entre el área superficial de una esfera (con el mismo volumen de la partícula) y el área superficial de la partícula. El valor de 1 se asigna a una esfera, por lo tanto, entre más alargado o irregular sea un cuerpo, el valor del parámetro de la esfericidad será cada vez menor que 1.

Un valor de esfericidad de cero corresponde a una forma infinitamente irregular o alargada. La esfera es el cuerpo geométrico que encierra el mayor volumen utilizando la menor área superficial, por lo que al incrementar el grado de desviación de un cuerpo con respecto a la esfera, su área superficial crecerá cada vez más y el valor de su esfericidad será inversamente proporcional.

$$Esfericidad = \frac{\text{área superficial de la esfera}}{\text{área superficial del cuerpo o partícula}}$$

Factor de forma Feret 3D, es el cociente obtenido entre el diámetro feret máximo (D) y el diámetro feret mínimo (d). Los diámetros feret son obtenidos en direcciones ortogonales (90°). Los diámetros feret, máximo y mínimo, representan el lado más grande y más corto del prisma rectangular circunscrito por el volumen de la vesícula. La expresión para obtener el factor de forma Feret 3D es:

$$\text{Factor Feret } 3D = \frac{D}{d}$$

Por lo anteriormente mencionado se puede deducir que el factor de forma Feret 3D representa la elongación de una vesícula, tomando en cuenta las tres dimensiones de la misma. Es decir, indica la cuántas veces el lado mayor (D) del prisma es más grande que el lado menor (d).

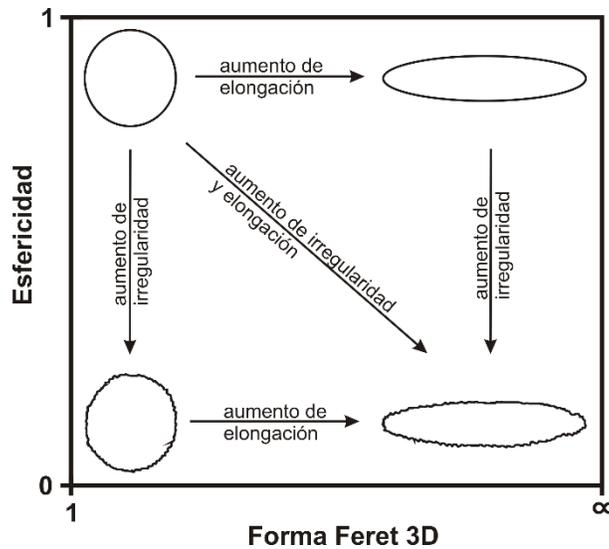


Figura (5.5).- Comportamiento de la morfología de las vesículas de acuerdo a los valores adquiridos por los parámetros adimensionales de la esfericidad y el factor de Forma Feret 3D.

La justificación de utilizar la esfericidad en este estudio es proveer un parámetro 3D que estime la irregularidad y elongación; es decir, la esfericidad disminuye por efecto de los cambios en la desviación del contorno superficial de una vesícula con respecto a una forma esférica. Como la esfericidad no distingue si la disminución corresponde a un aumento en la irregularidad o en la elongación, se propone utilizar el factor de forma Feret 3D que sólo mide el grado de elongación de las vesículas. El rango de valores de la esfericidad es de 0-1 (asignándose un valor de 1 para una morfología esférica y un valor cero para una forma infinitamente irregular o elongada) y el de la forma Feret 3D es ≥ 1 (correspondiendo un valor de 1.0 a una forma esférica y el infinito para una forma infinitamente elongada). Por lo tanto, si una vesícula presenta un valor de esfericidad cercano a cero y un valor de forma Feret 3D cercano a uno, en este caso se trata de una morfología irregular o sinuosa en su contorno, pero con una forma general cercana a la de una esfera. Por el contrario, si el valor de la esfericidad es muy cercano a cero y el factor de forma Feret 3D es varias unidades mayor a 1.0, la vesícula presentará una morfología elongada, y el grado de elongación estará en términos del valor del factor Feret 3D.

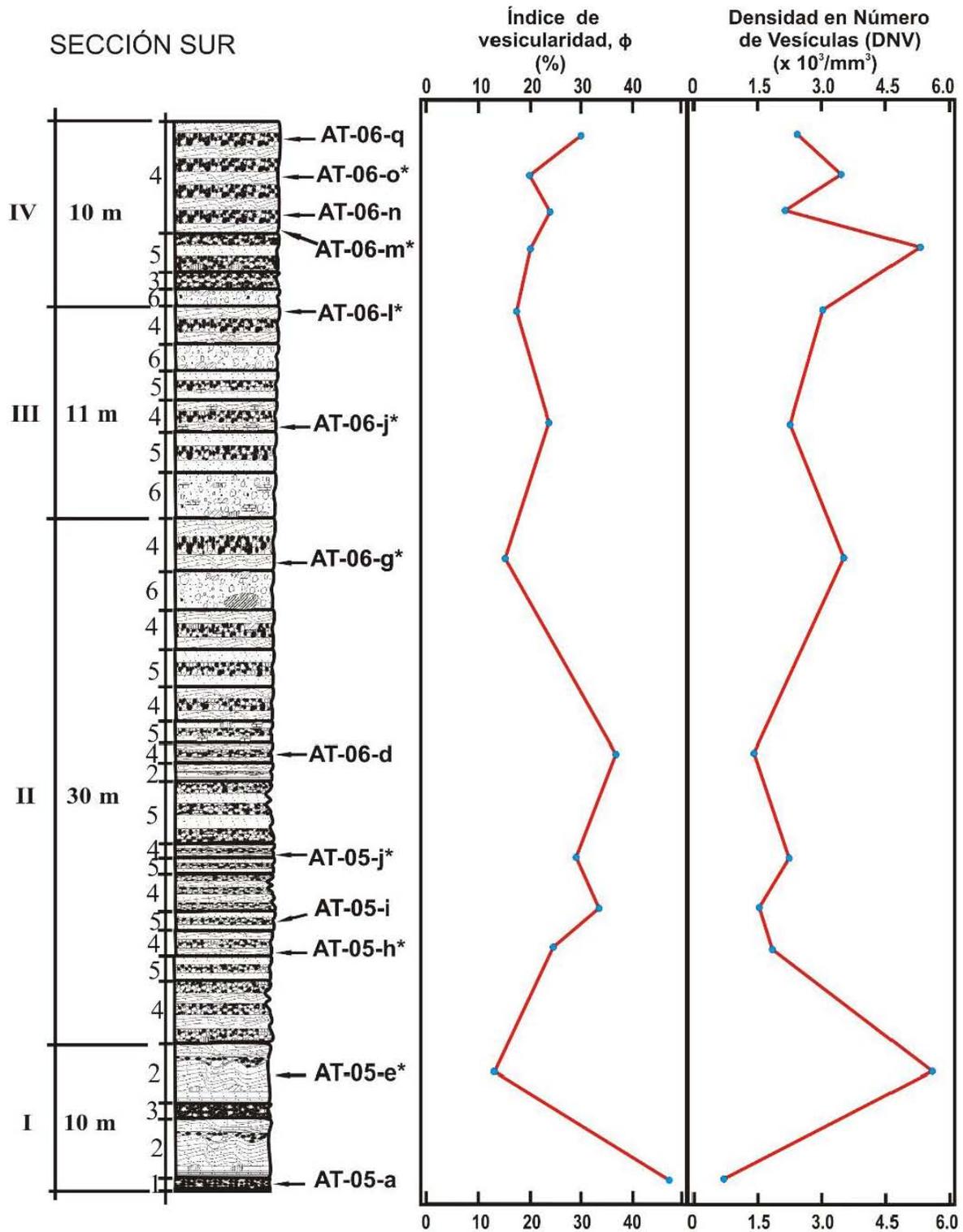


Figura (5.6).- Posición estratigráfica de las muestras de fragmentos juveniles (gruesos y finos) utilizadas en el análisis vesicular del axalapazco Atexcac. Las muestras en cuya clave aparece un asterisco (*) son muestras de fragmentos finos. Además se muestra la variación estratigráfica del índice de vesicularidad ϕ (% de vesicularidad) y de la Densidad en Número de Vesículas.

El análisis de la morfología de vesículas de fragmentos volcánicos puede aportar inferencias sobre los mecanismos de decompresión, difusión y coalescencia, a que fueron sometidas las burbujas del magma parental que originó dichos fragmentos (Polacci et al., 2006; Shea et al., 2010). Existen varios factores que controlan el que una burbuja de gas permanezca, desde su formación hasta, inclusive, después de la fragmentación, con una forma esférica simple o no, durante la escala de tiempo de relajación (Namiki & Manga, 2006). Si las burbujas no tienen suficiente tiempo para relajarse y minimizar su energía superficial, los esfuerzos de cizalla pueden causar burbujas elongadas y la coalescencia puede producir formas complejas polilobulares (Klug et al., 2002; Polacci et al., 2003). Así, el interjuego de los efectos de los esfuerzos de cizalla y la coalescencia pueden ser estudiados a través de un parámetro que mida la “redondez” de la vesícula, para determinar la cercanía de la forma de la misma a una esfera o a una elipse, y otro que estime la irregularidad del contorno de la vesícula (Shea et al., 2010).

5.5 Resultados

Los datos de la fracción de volátiles, la forma de las vesículas y la distribución de tamaños de las vesículas de gas en los piroclastos, pueden ofrecer inferencias sobre la historia de la degasificación (explosiva o no explosiva) del magma, antes de la erupción (Klug & Cashman, 1994; Polacci et al., 2003). La tasa de ascenso de magma en una erupción, relativa a la tasa de ascenso de las burbujas, es uno de los factores clave para el crecimiento de las burbujas de gas. Las erupciones estrombolianas se caracterizan por una baja tasa de ascenso de magma y una significativa interacción entre burbujas, resultando en coalescencia de burbujas, al grado de formar grandes burbujas de gas (> 1m de diámetro; Houghton & Gonnermann, 2008).

Las burbujas de gas del axalapazco Atexcac, representadas por las vesículas, alcanzaron menores valores de diámetro que los diámetros típicos de una erupción estromboliana, es decir, mientras que en erupciones del volcán Estromboli se han tenido vesículas hasta de 10mm (Lautze & Houghton, 2007), en Atexcac, las mayores burbujas apenas sobrepasan 1mm (ver Tabla 5.2). Esto sugiere que los mecanismos de coalescencia de las burbujas del magma que generaron las explosiones de la secuencia Atexcac, fueron menos efectivos.

De acuerdo a la clasificación de Houghton & Wilson (1989), el índice de vesicularidad presentado por los fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac tuvo un rango de 13.2% (vesicularidad incipiente) a 47.9 % (vesicularidad moderada), correspondiendo respectivamente, a la parte superior y la base de la columna estratigráfica, con una variación fluctuante desde la base a la parte superior de dicha columna, con un patrón general de valores, que sugiere inhibición de vesicularidad para clastos juveniles finos provenientes de depósitos de facies (2 y 4) con estratificación cruzada (ver Figura 5.6).

La Figura 5.6 muestra el patrón general de comportamiento del índice de vesicularidad (ϕ) y la Densidad en Número de Vesículas (DNV), a través de la columna estratigráfica y de las diferentes facies de depósito (brechas de caída y capas con estratificación cruzada). Es evidente un patrón general de aumento en los valores del índice de vesicularidad y una disminución en la DNV, correspondiente a las muestras de fragmentos juveniles gruesos, comparados con los valores de las muestras de los fragmentos finos. Se puede notar un cambio en el signo de la pendiente de los segmentos de recta que unen los puntos que representan los valores del índice de vesicularidad y la DNV.

Lo mencionado en el párrafo anterior se explica principalmente por la inhibición o disminución de la vesicularidad durante las interacciones explosivas agua/magma (Fisher & Schmincke, 1984), ocurridas durante los procesos que generaron los fragmentos juveniles finos del axalapazco Atexcac. Estas interacciones explosivas interrumpen los procesos de nucleación y crecimiento de las burbujas de gas de un cuerpo de magma ascendente, de tal forma que, el enfriamiento que provoca el agua, es capaz de inhibir la fracción de volátiles del magma (Fisher & Schmincke, 1984), excepto en los clastos más gruesos (Houghton & Wilson (1989). La contracción súbita que sufre el magma, durante la interacción explosiva, ocurre a través de un régimen de fragmentación frágil, por efecto de una tasa alta de transferencia de calor del magma al agua (Zimanowski, 1998).

Los fragmentos juveniles gruesos de la muestra AT-05-a, son caracterizados por presentar el mayor índice de vesicularidad (47.9 %) y la menor DNV ($0.72 \times 10^3/\text{mm}^3$) (ver Tabla 5.2). Por el contrario los juveniles finos de la muestra AT-05-e* resultaron con el menor valor del índice de vesicularidad (13.2) y la mayor DNV ($5.752 \times 10^3/\text{mm}^3$). Esto sugiere que los clastos juveniles de las muestras AT-05-a y AT-05-e*, representan respectivamente, las condiciones extremas de menor y mayor cantidad de agua del acuífero, de la zona de Atexcac, que interactuó con las primeras inyecciones de magma (Carrasco et al., 2007), durante la formación de la etapa inicial de este volcán, dado que las dos muestras pertenecen a la unidad estratigráfica I.

Las explosiones que dieron lugar a los fragmentos de las facies de las unidades estratigráficas II y III muestran cambios menos significativos, aunque permaneciendo el mismo patrón de comportamiento con aumento en la vesicularidad para clastos juveniles gruesos y la disminución respectiva para fragmentos finos. Un decaimiento similar al de la unidad I, pero con fluctuaciones menos pronunciadas, se puede observar en los valores del índice de vesicularidad de los fragmentos juveniles de las muestras AT-06-m* y AT-06-o*, rasgo distintivo en la parte superior de la unidad IV de la columna estratigráfica, que se podría asociar a una presencia importante de bombas de material juvenil tipo coliflor (ver Figura 3.6c), básicamente alrededor de la parte superior del anillo de materiales del axalapazco Atexcac (Carrasco-Núñez et al., 2007; López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015), que sugiere

un aumento en las condiciones de humedad de estos depósitos, comparando con las unidades II y III.

5.5.1 Distribución de tamaños y densidad en número de vesículas

La Densidad en Número de Vesículas (DNV), utilizada ampliamente en la literatura para explicar procesos como la intensidad de una erupción (Polacci et al., 2006), la tasa de decompresión del magma en el conducto y la altura de la columna eruptiva (Toramaru, 2006), o la permeabilidad del magma (Polacci et al., 2009), representa el número de vesículas por unidad de volumen de un piroclasto (Shea et al., 2010a).

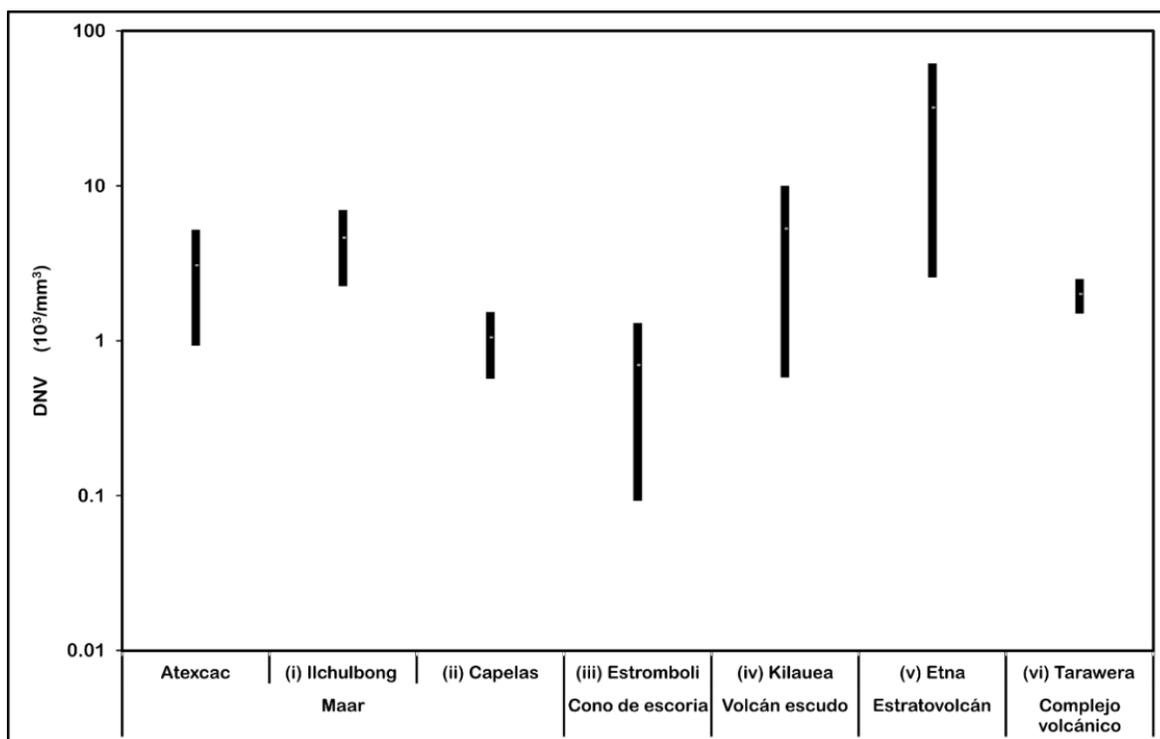


Figura (5.7).- Comparativo del rango de valores de la densidad en número de vesículas (DNV) del axalapazco Atexcac con otros volcanes. La escala vertical es logarítmica de base 10. Los datos de la DNV para cada una de las erupciones aparecen en la Tabla 5.1 (adaptada de Murtagh et al., 2010).

Los valores de la DNV en una erupción estromboliana, típicamente son del orden de $10^1 - 10^2 \text{ mm}^{-3}$ (Polacci et al., 2006, 2009) y en una erupción Hawaiana efusiva, dichos valores se presentan en el orden de $10^2 - 10^3/\text{mm}^3$ (Stovall et al., 2012). Las diferencias en el índice de vesicularidad (ϕ) entre los clastos de Atexcac, Ilchulbong y Capelas, podrían estar asociadas a diferentes tiempos de residencia del magma en el conducto en cada caso; es decir, es posible que el magma que produjo los piroclastos del cono de tobas Ilchulbong, con un índice de vesicularidad máximo de 69.8 %, comparado con valores respectivos de 47.9% y 33.08%, para los volcanes Atexcac y Capelas, haya tenido un mayor tiempo de residencia en el conducto (Sable et al., 2010). Los valores del índice de vesicularidad de los clastos de

Atexcac muestran una marcada diferencia (Tabla 5.2) comparadas con escoria típica de erupciones estrombolianas, cuyo índice de vesicularidad puede tener valores entre 24 – 71 % (Polacci et al., 2009), o inclusive, fragmentos generados durante erupciones hawaianas efusivas (textura de reticulita), cuyos valores pueden alcanzar 75 – 98 % (Mangan & Cashman, 1996).

Tabla (5.2).- Comparativo de los resultados del análisis vesicular del axalapazco Atexcac comparado con otras erupciones: (i) Ilchulbong (Murtagh et al., 2011), (ii) Capelas (Mattsson, 2010), (iii) Estromboli (Lautze & Houghton, 2007), (iv) Keanakako 'i (Mastin, 2004), (v) Etna (Sable et al., 2006), (vi) Tarawera (Sable et al., 2009).

Erupción	Muestra	Tipo de evento	Índice de vesicularidad, ϕ (%)	Densidad en número ($10^3/\text{mm}^3$)	Diámetro promedio (mm)	Rango de diámetros (mm)	Diámetro modal (mm)
Atexcac	AT-05-a	caída	47.9	0.72	0.013	0.006 - 1.334	0.006
	AT-05-e*	oleada	13.2	5.75	0.020	0.006 - 1.024	0.006
	AT-05-h*	oleada	24.5	1.77	0.021	0.006 - 1.158	0.006
	AT-05-i	caída	33.1	1.53	0.015	0.006 - 1.168	0.006
	AT-05-j*	oleada	29.4	2.31	0.016	0.006 - 1.120	0.006
	AT-06-d	caída	30.9	1.44	0.020	0.006 - 1.214	0.006
	AT-06-g*	oleada	21.2	3.60	0.020	0.006 - 0.748	0.007
	AT-06-j*	oleada	22.6	2.31	0.022	0.006 - 0.556	0.007
	AT-06-l*	oleada	19.8	3.04	0.026	0.006 - 0.585	0.006
	AT-06-m*	oleada	17.8	5.20	0.016	0.006 - 0.900	0.006
	AT-06-n	caída	23.9	2.26	0.026	0.006 - 0.524	0.006
AT-06-o*	oleada	14.8	3.37	0.023	0.006 - 0.770	0.006	
AT-06-q	caída	29.9	2.50	0.022	0.006 - 0.730	0.006	
Ilchulbong ⁽ⁱ⁾	IC 03		69.8	6.97	0.457	0.007 - 2.640	0.053
	IC 05		66.9	4.49	0.391	0.007 - 2.090	0.834
	IC 06		47.1	6.16	0.400	0.021 - 1.670	1.050
	IC 04		52.2	2.26	0.241	0.011 - 1.050	0.332
	IC 07		39.1	5.18	0.310	0.007 - 1.670	1.050
Capelas ⁽ⁱⁱ⁾	101	caída	33.08	0.57		0.025 - 1.00	
	100	oleada	25.83	1.53		0.025 - 0.63	
	104	caída	27.55	1.17		0.025 - 1.00	
	106	oleada	23.71	0.59		0.025 - 0.39	
	107	caída	28.19	1.46		0.025 - 1.00	
	110	oleada	29.39	1.25		0.025 - 0.39	
Estromboli ⁽ⁱⁱⁱ⁾	b1			0.42		0.02 - 10.00	
	c1			1.20		0.02 - 6.31	
	a1			0.33		0.04 - 6.31	
	c4			1.30		0.02 - 3.98	
	b7			0.093		0.06 - 10.00	
	c6			0.42		0.02 - 3.98	
Keanakako 'i ^(iv)	520b		41.6	5.61			
	517b		42.3	1.32			
	508f		43.5	1.48			
	502h		28.6	1.71			
	409b		37.2	1.44			
Etna 122 AC ^(v)	Early C mode			2.57		0.007 - 2.50	
	Peak C mode			34.20		0.007 - 2.50	
	Late C mode			17.10		0.007 - 1.58	
	Early E mode			8.07		0.007 - 3.16	
	Mid E mode			28.30		0.007 - 1.99	
	Late E mode			61.30		0.007 - 1.58	
Tarawera ^(vi)				1.5 - 2.5			

En general la densidad en número de vesículas de los clastos juveniles del axalapazco Atexcac muestra valores del orden de $10^3/\text{mm}^3$ (Tabla 5.2; Figura 5.7), comparables con las erupciones freatomagmáticas de los conos de tobas Ilchulbong (Murtagh et al., 2010), Capelas (Mattsson, 2010) y con la erupción Keanakako'i del Volcán Kilauea, considerada como freatomagmática por Mastin (2004), aunque pudo haber tenido una intensidad subpliniana (Mastin, 2004; Sable et al., 2006). Además, resulta del mismo orden de magnitud de algunas de las etapas plinianas (Early C mode, Early E mode) de las erupción del año 122 AC del volcán Etna (Sable et al., 2006) y del volcán Tarawera (Walker et al., 1984); incluso, sobrepasa los valores de la DNV del volcán Tarawera. El hecho de que el rango de valores de la DNV de los juveniles de Atexcac se traslapa con los valores menores de la DNV de la erupción del año 122 AC del volcán Etna y sobrepasa la DNV del Tarawera (Figura 5.7), no significa que la intensidad o tasa de descarga de magma de las explosiones que generaron el volcán Atexcac, sean similares. Más bien, esta peculiaridad podría estar asociada a una tasa de ascenso de magma similar entre las erupciones de Atexcac, Etna y Tarawera.

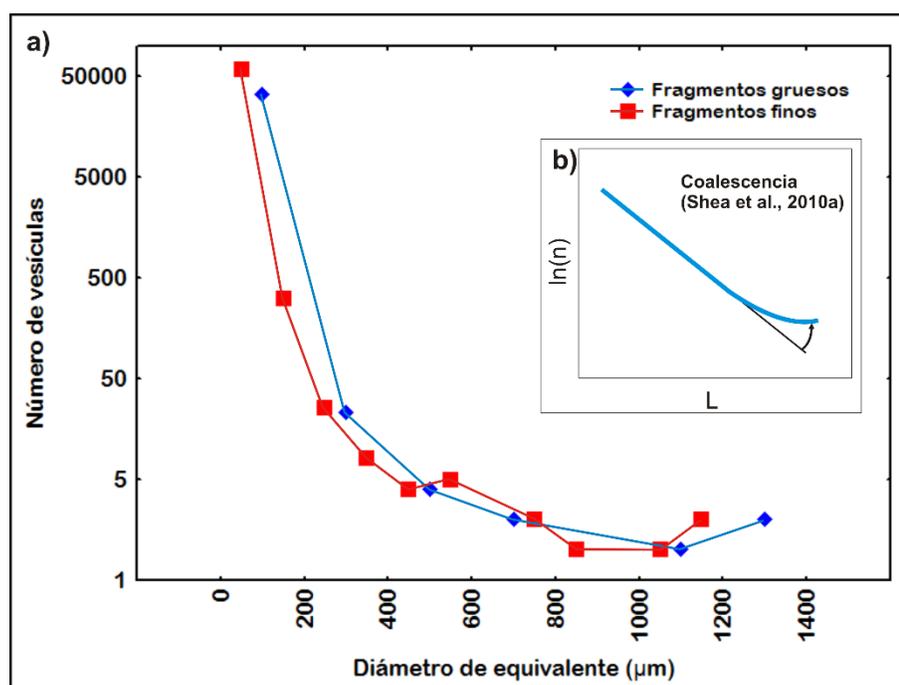


Figura (5.8).- a) Distribución exponencial (Blower et al., 2002) de tamaños de vesículas de los fragmentos, tanto gruesos como finos, del axalapazco Atexcac. De acuerdo a Shea et al. (2010a) una distribución exponencial es asociada a la ocurrencia de eventos de coalescencia. En la gráfica se puede notar que tanto fragmentos gruesos como finos presentaron eventos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996a, 2005), principalmente para las vesículas de los diámetros mayores. La escala vertical es logarítmica de base e. b) Modelo de Distribución de tamaños de vesículas con rasgos de coalescencia, en el cual $\ln(n)$ es el logaritmo natural del número de vesículas y "L" es el tamaño de la vesícula, expresado en una escala lineal (Shea et al., 2010a).

La tasa de descarga de magma para algunas de las etapas eruptivas de Atexcac podría tener un rango comparable con las erupciones paroxismales del volcán Estromboli (Polacci et al., 2006) o con las intensas erupciones del volcán Kilauea (Houghton & Gonnermann, 2008), cuya tasa de descarga de magma indica órdenes de magnitud respectivos de $10^4 - 10^6$ Kg/s.

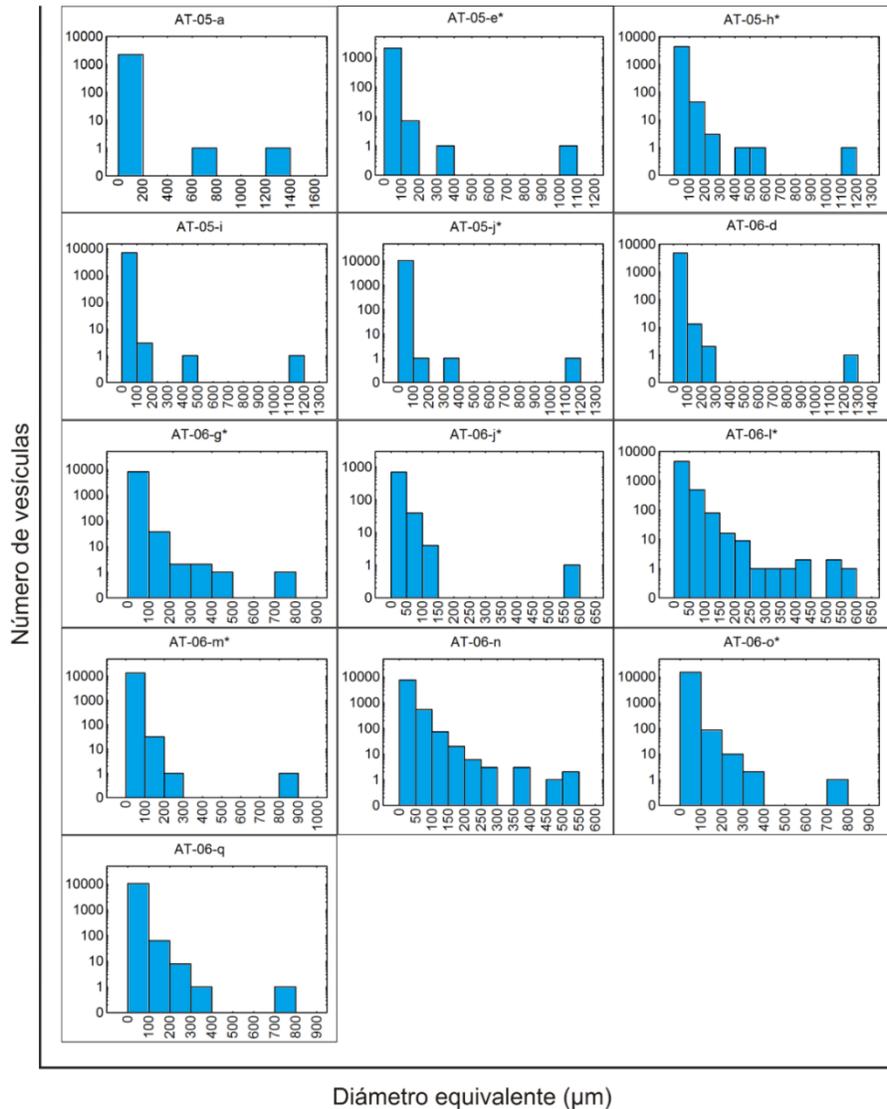


Figura (5.9).- Distribución de tamaños de vesículas de los fragmentos juveniles del axialapazco Atexcac. El diámetro equivalente, es el correspondiente al de una esfera con el mismo volumen que la vesícula. La posición estratigráfica de cada muestra es mostrada en la Figura 6.4. Se puede notar, que tanto los fragmentos clasificados en este estudio como gruesos y finos (los que tienen asterisco *), comparten un mecanismo marcado de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996a, 2005), dicho mecanismo es representado por las barras aisladas de los grupos de vesículas con diámetros mayores en cada muestra. La escala vertical en cada histograma es logarítmica de base 10. La unidad que viene especificada en cada histograma corresponde a la unidad estratigráfica de donde proviene la muestra de material juvenil.

Una densidad en número de vesículas mayor en Atexcac, comparando con erupciones estrombolianas, podría significar una mayor tasa de nucleación durante el ascenso del magma en Atexcac (Sable et al., 2006). La Figura 5.8 muestra una distribución exponencial de las vesículas de las muestras del axalapazco Atexcac. Una de las características de la distribución exponencial, clasificada en general como logarítmica por Proussevitch et al. (2007), es una densidad de población en la distribución de tamaños de vesículas con cuatro órdenes de magnitud.

Tabla (5.3).- Porcentajes relativos de clases de tamaños de vesículas de las muestras del axalapazco Atexcac. Su distribución gráfica se muestra en la Figura 5.8. Las muestras de donde provienen los fragmentos finos son las que tienen asterisco (*).

Diámetro equivalente (µm)	Frecuencia Relativa (%)												
	AT-05-a	AT-05-e*	AT-05-h*	AT-05-i	AT-05-j*	AT-06-d	AT-06-g*	AT-06-j*	AT-06-l*	AT-06-m*	AT-06-n	AT-06-o*	AT-06-q
0 - 20	43.94	75.55	65.54	59.76	85.68	50.25	70.33	61.92	49.48	77.94	48.12	67.32	56.58
20 - 40	25.57	19.47	23.89	27.5	13.04	25.08	23.02	27.45	30.2	17.96	37.32	25.44	16.13
40 - 60	10.40	3.25	6.14	11.88	1.04	13.23	4.28	7.00	12.92	3.05	9.55	4.68	14.50
60 - 80		0.95	2.31	0.63	0.12	10.71	1.26	1.88	3.64	0.58	2.71	1.33	11.48
80 - 100		0.39	0.96	0.16	0.09	0.40	0.59	1.08	1.58	0.22	0.97	0.58	0.64
100 - 200		0.38	1.02	0.04	0.01	0.27	0.45	0.54	1.85	0.23	1.15	0.56	0.58
200 - 300			0.07			0.03	0.02		0.19	0.01	0.11	0.07	0.07
300 - 400		0.01			0.01		0.03		0.04		0.03	0.01	0.01
400 - 500			0.02	0.02			0.01		0.04		0.01		
500 - 600			0.02					0.13	0.06		0.03		
600 - 700	10.05												
700 - 800							0.01					0.01	0.01
800 - 900										0.01			
900 - 1000													
1000 - 1100		0.01											
1100 - 1200			0.03	0.01	0.01								
1200 - 1300						0.03							
1300 - 1400	10.05												

Con base a lo anterior, los fragmentos juveniles del axalapazco Atexcac, en los dos diferentes tipos de fragmentos (gruesos y finos), muestran hasta cuatro órdenes de magnitud en la densidad de población de los tamaños de vesículas en las diferentes muestras (Figura 5.9), lo que indica un amplio rango de tamaños de burbujas, sugiriendo que el intervalo de nucleación se extendió a un nivel muy próximo al nivel de fragmentación del magma (Sable

et al., 2006). Considerando este mecanismo es muy posible que se hayan formado burbujas nuevas mediante un mecanismo de coalescencia, incluyendo burbujas muy grandes que hayan contribuido a la mayor parte de la vesicularidad del fragmento volcánico (Gaonac'h et al., 1996a). La Figura 5.9 muestra histogramas con clases inexistentes de tamaños de vesículas, básicamente en la mayoría de las muestras, lo que sugiere que no hay evidencia de un crecimiento y nucleación continua (Marsh, 1988; Mangan & Cashman, 1996; Blower et al., 2002), sino más bien, la presencia de eventos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996a, 2005).

La tasa de ascenso de magma también puede influir en los tamaños finales de las vesículas, resultando ésta con tamaños mayores cuando el magma asciende en forma más lenta a través del conducto. Polacci et al (2006) determinaron valores de la densidad en número de vesículas del orden de $10^0/\text{mm}^3$ y $10^1/\text{mm}^3$ para clastos de escoria de erupciones de baja intensidad de los volcanes Estromboli (Italia) y Villarica (Chile), respectivamente, valores del orden de $10^2/\text{mm}^3$ para fragmentos pómez de erupciones paroxismales del volcán Estromboli y del orden de $10^4/\text{mm}^3$ para clastos de pómez de la Ignimbrita Campanian (Campos Flégreos, Italia). Por el contrario, si el magma asciende muy rápido, la población resultante de vesículas tendrá tamaños menores, inhibiendo su crecimiento (Shea et al., 2006). Aunque la densidad en número de burbujas no cambia con el crecimiento de las burbujas (Gardner & Denis, 2004), dicho valor de densidad puede ser sensiblemente afectado por eventos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996 a, 2005). La densidad en número de vesículas puede sugerir la intensidad de una erupción y puede ser utilizada para inferir los mecanismos de degasificación del magma durante la erupción.

Al comparar las poblaciones de vesículas de diferentes fragmentos, una distribución de tamaños más grandes, puede indicar eventos de nucleación a profundidades mayores, y una distribución con tamaños de vesículas más pequeñas, podría indicar eventos de nucleación a profundidades más someras (Colucci et al., 2013).

La tabla 5.3 muestra que las vesículas de los fragmentos juveniles gruesos alcanzaron, en general, tamaños relativamente más grandes, comparando con los tamaños de las vesículas de los fragmentos juveniles finos. Mientras que los clastos juveniles gruesos muestran una menor cantidad porcentual de tamaños de vesículas, es decir, entre un 43.94 a 58.76% de las vesículas de dichos fragmentos tienen diámetros equivalentes de 0 a 20 micras; las vesículas de los fragmentos finos, alcanzaron tamaños menores, con diámetros equivalentes de 0 a 20 micras para un proporción de 49.48 a 85.68% de las vesículas. Lo anterior podría asociarse con la profundidad a la cual fueron generados los dos tipos de fragmentos, infiriendo que las explosiones que originaron los fragmentos gruesos pudieron haber ocurrido a profundidades básicamente superficiales, de tal forma que las burbujas de gas del magma tuvieron el tiempo suficiente para alcanzar mayores tamaños, mediante explosiones meramente magmáticas (Valentine et al., 2015b). Por otro lado, el crecimiento de las burbujas de gas de los

fragmentos finos pudo haber sido interrumpido por interacciones explosivas agua/magma (Houghton & Wilson, 1989), debido a la súbita contracción del magma cuando fue contactado por agua externa del acuífero (Fisher & Schmincke, 1984). Sin embargo, un proceso alterno que pudo haber ocasionado una alta proporción de burbujas de gas con tamaños menores, estaría representado por mecanismos de nucleación que se extendieron hasta el nivel de fragmentación (Sable et al., 2006), cuyas explosiones ocurrieron probablemente a profundidades menores a 100-200 m (Valentine & White, 2012).

5.5.2 Morfología de vesículas

La morfología de las vesículas puede reflejar los esfuerzos generados por el flujo de magma en el conducto, que sugiera los mecanismos originados en la dinámica de ascenso. Cuando las vesículas de los fragmentos muestran formas esféricas, esto indica la formación de núcleos y crecimiento de burbujas de gas a profundidades someras. Si las vesículas son alargadas o en forma de tubo, indican efecto de alargamiento por flujo vertical de magma (Heiken & Wohletz, 1991), como lo ocurrido en erupciones plinianas, donde el rápido flujo vertical de magma, a través del conducto, tiene una fuerte consecuencia en esfuerzos de cizalla, que se traducen en burbujas de gas del magma ascendente, en forma de tubo (Polacci et al., 2003).

Un efecto alterno que suele provocar cizalla (y elongación) en las burbujas, es la cercanía o contacto con las paredes del conducto, es decir, las burbujas en contacto o más cercanas a las paredes del conducto, estarán sometidas a mayores fuerzas de fricción, que se traducirán en un incremento de los esfuerzos de cizalla y por consiguiente, una mayor elongación (Shea et al., 2010). En el otro extremo del espectro de procesos a través del conducto, se encuentran las formas polilobulares de vesículas, donde los procesos de coalescencia son un factor importante (Sable et al., 2006). La coalescencia puede ocurrir y alcanzar etapas más avanzadas en erupciones de magma basáltico que en magma más silícicos, debido a la baja viscosidad de los fundidos basálticos (Herd & Pinkerton, 1997; Sable et al., 2006).

La Figura 5.10 muestra algunas de las formas que presentan las vesículas de los fragmentos gruesos y finos del axalapazco Atexcac, en la cual se pueden apreciar una mayoría de morfologías irregulares y con formas sinuosas (polilobulares), lo que indica que los mecanismos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996a, 2005) fueron dominantes durante los procesos de ascenso del magma que generó en las explosiones que generaron los depósitos del axalapazco Atexcac. Sin embargo, como se mencionará en párrafos posteriores de esta misma sección, la coalescencia tuvo un comportamiento similar para los dos tipos de fragmentos (gruesos y finos), sin embargo se presentaron diferencias en los valores de la elongación, resultando mayores valores del factor de Forma Feret 3D en los fragmentos gruesos. Una presencia recurrente de formas polilobulares e irregulares en el contorno de la mayoría de las vesículas sugiere que las burbujas de gas del magma huésped no tuvieron

suficiente tiempo para relajarse y adoptar morfologías esféricas, lo que se podría traducir en una disminución de la DNV inicial y un incremento del diámetro de las vesículas, pero a la vez manteniendo el mismo índice de vesicularidad (Sable et al., 2006).

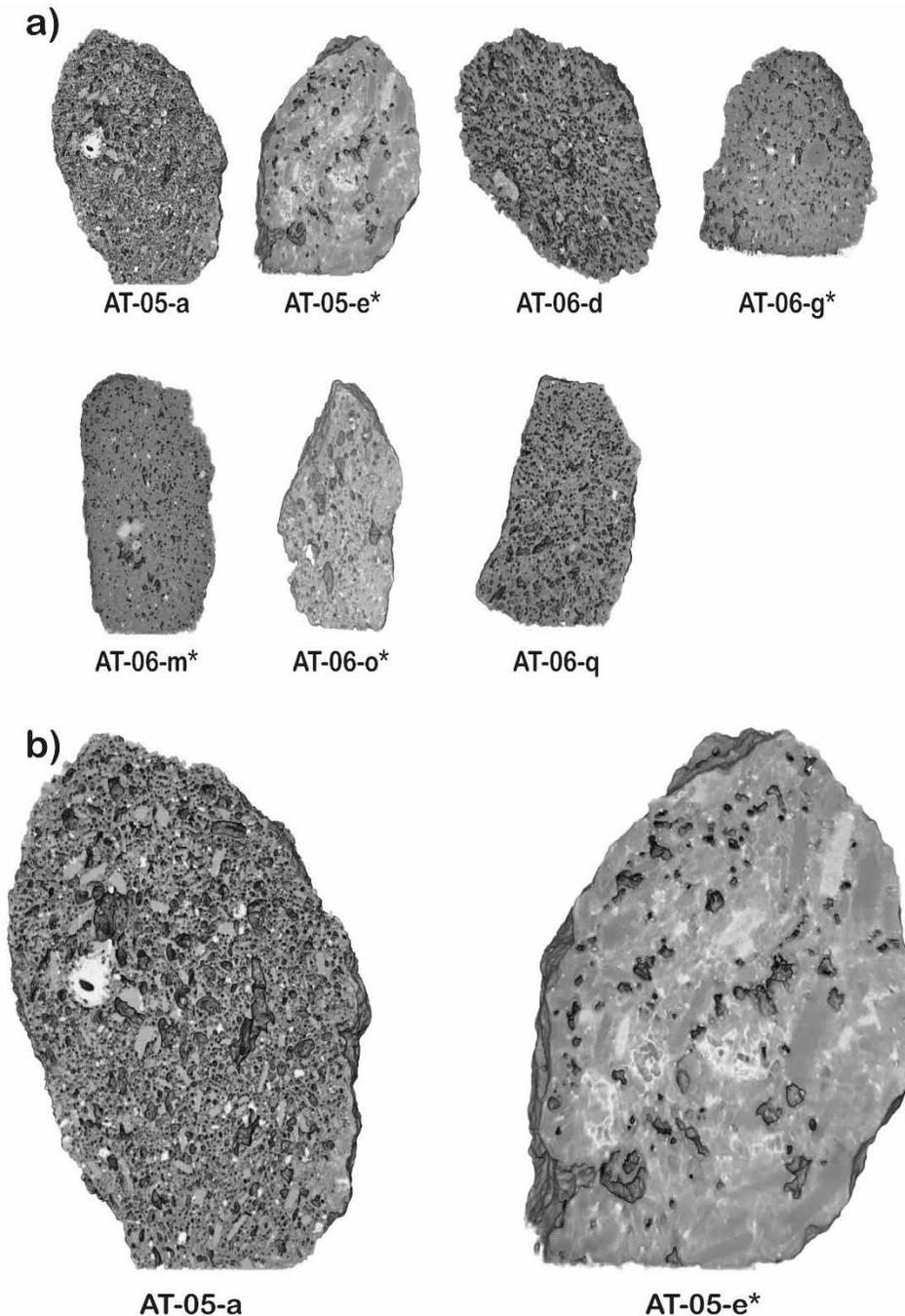
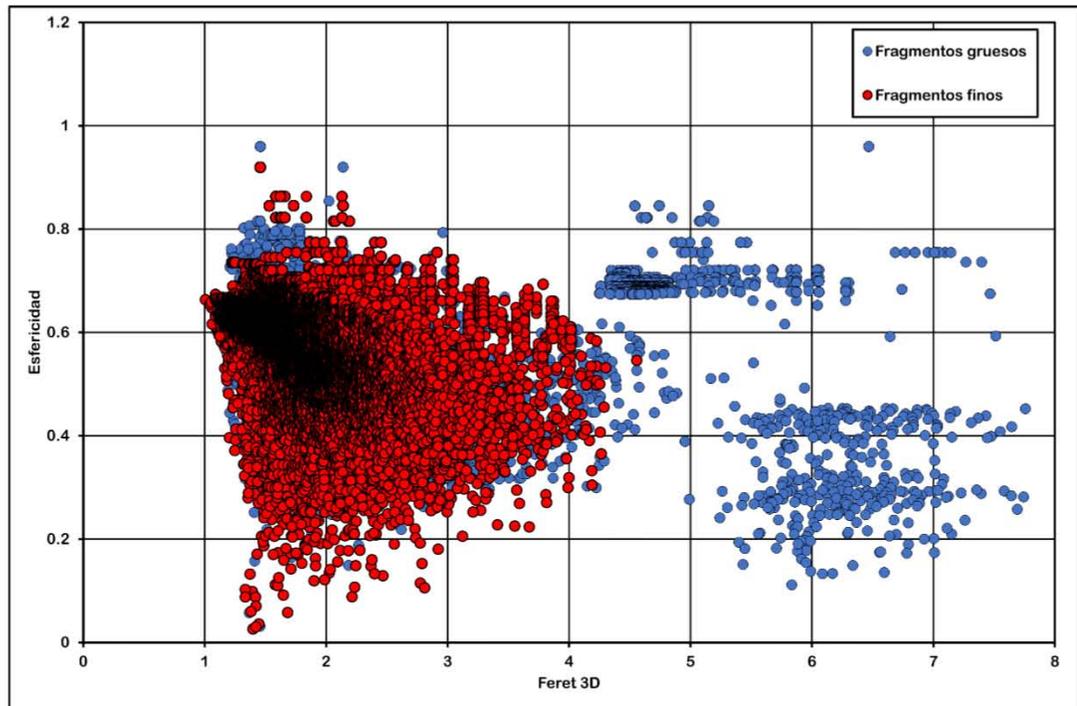


Figura (5.10).- a) Imágenes reconstruidas 3D de fragmentos juveniles gruesos y finos (los que tienen asterisco) del axalapazco Atexcac, seleccionados en las partes inferior, media y superior de la columna estratigráfica (ver ubicación de muestras de gruesos y finos en la Figura 5.5). b) Acercamiento a un fragmento magmático (AT-05-a) y un freatomagmático (AT-05-e*), en el cual se puede notar el contraste de un mayor índice de vesicularidad (ϕ), y en general, formas más elongadas de vesículas para el clasto magmático.

a)



b)

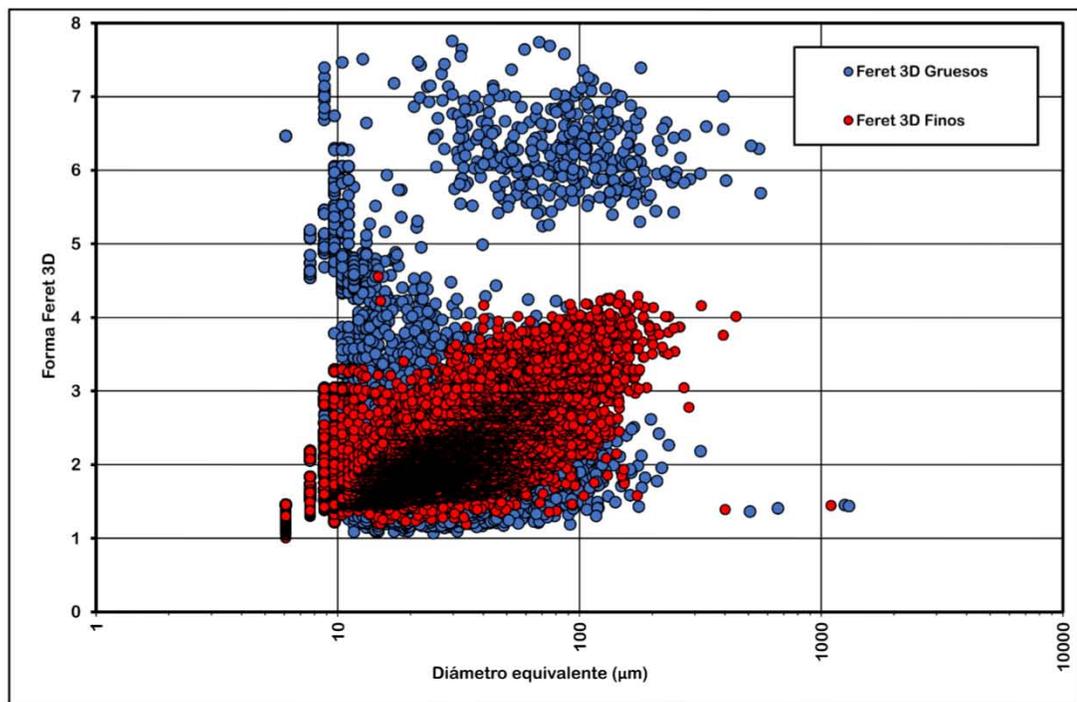


Figura (5.11).- a) Comportamiento del factor de Forma Feret 3D de fragmentos gruesos y finos con respecto al diámetro de la vesícula, b) Comparativo del factor de forma Feret versus esfericidad de las vesículas de los clastos juveniles gruesos y finos del axialapazco Atexcac.

Como en la mayoría de las muestras de juveniles del axialapazco Atexcac existe evidencia de procesos de coalescencia, básicamente para todos los diámetros de burbujas

(Figura 5.10) y en dichas muestras hay un porcentaje alto (> 80%) de burbujas de gas con diámetros menores a 100 μm , se puede asumir que el ascenso en el conducto estuvo caracterizado por inyecciones episódicas del magma, integrado por fases de rápido ascenso, representadas por múltiples eventos de nucleación (nucleación heterogénea; Cashman et al., 2000) durante el ascenso, y fases de ascenso lento, representadas por la interacción de burbujas de gas que finalmente ocasionaron coalescencia.

Las fases de ascenso rápido pudieron haber originado las poblaciones dominantes de burbujas con diámetros menores a 100 μm , caracterizadas por mecanismos de decompresión rápida del magma en el conducto (Lautze & Houghton, 2007). La presencia o ausencia de burbujas con morfología polilobular, podría sugerir un comportamiento fluctuante de la intensidad de las explosiones, cuyos picos de intensidad se asociarían con los incrementos en la densidad en número de vesículas (Polacci et al., 2009). La poca abundancia de vesículas interconectadas en los clastos de Atexcac, podría sugerir procesos de degasificación menos eficientes, debido a una condición de baja permeabilidad del magma (Sable et al., 2006).

La Figura 5.11a muestra una diferencia significativa en la morfología de vesículas de fragmentos gruesos y finos. Si se considera que algunas de las explosiones que produjeron los fragmentos gruesos ocurrieron en profundidades muy someras o inclusive superficiales (Valentine et al., 2015a) y que las explosiones que fragmentaron y produjeron los clastos finos ocurrieron a profundidades < 1km (Valentine & White, 2012; Valentine et al., 2014). Esto significaría que las burbujas de gas de los clastos gruesos podrían haber tenido un mayor tiempo de residencia en el conducto. Las formas irregulares (formas polilobulares) de las vesículas de clastos gruesos podrían explicarse por los mecanismos de coalescencia, asociados a un mayor tiempo de residencia del magma en el conducto, ocasionada por una baja tasa de ascenso del magma (Mangan et al., 1993; Polacci et al., 2009) y las formas elongadas de estos fragmentos podrían indicar incrementos en los esfuerzos de cizalla ejercidos sobre la burbujas, por el magma de alrededor (Ross & White, 2012). Las formas irregulares de vesículas de clastos finos podrían sugerir la ocurrencia de interacciones explosivas agua/magma muy someras (Graettinger et al., 2015a; Valentine et al., 2012, 2014), de tal manera, que el magma tuvo básicamente un tiempo de residencia similar al magma que originó los fragmentos gruesos; las formas elongadas podrían ser explicadas por incrementos en el esfuerzo de cizalla suministrado a las burbujas de gas durante el flujo en el ascenso del magma, de tal manera que las burbujas fueron fuertemente deformadas y no tuvieron tiempo para relajarse a formas esféricas (Ross & White, 2012). Los mecanismos de colapso dentro de la diatrema y la historia compleja del ascenso vertical de clastos freatomagmáticos (Valentine & White, 2012) de Atexcac, podrían haber incrementado los efectos de elongación, aportando esfuerzos adicionales de cizalla, así como el transporte turbulento durante el viaje de una corriente de densidad diluida, o inclusive el impacto con el terreno (Lautze & Houghton, 2007), pudieron haber tenido algún efecto.

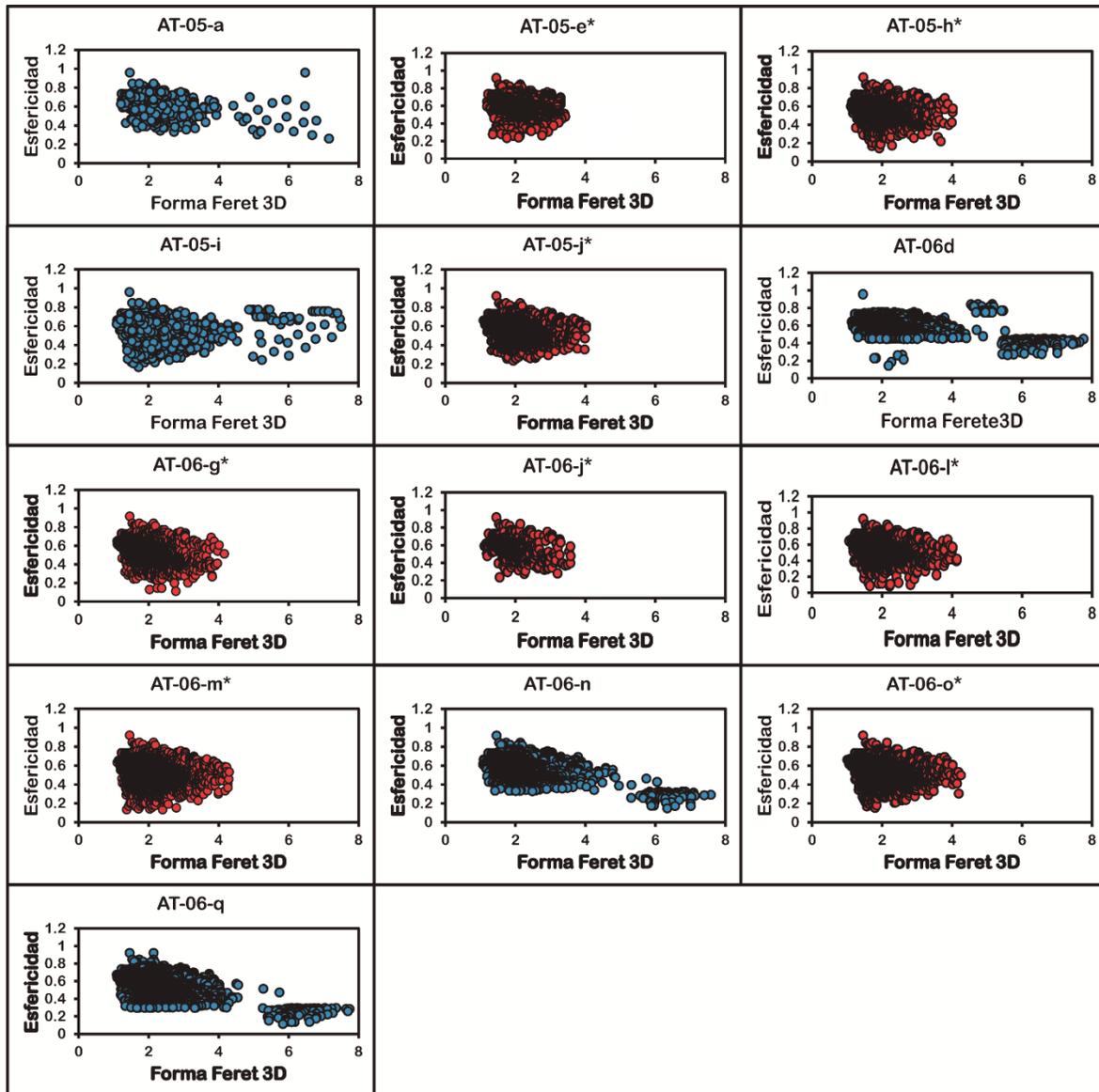


Figura (5.12).- Comportamiento de los parámetros adimensionales de esfericidad y factor de Forma Feret 3D de las vesículas de los fragmentos juveniles gruesos y finos del axalapazco Atexcac. Los fragmentos finos corresponden a las muestras con asterisco en su clave y los círculos de color rojo, en cambio los fragmentos gruesos aparecen con color azul.

Como se mencionó en la sección 5.4.1, la esfericidad mide que tanto se desvía la forma 3D de una vesícula comparada con una esfera y el factor de Forma Feret 3D, mide la elongación de la vesícula tomando en cuenta los tres ejes de la figura. Un valor de elongación cercano a 1.0 indica formas esféricas de vesículas y conforme el valor aumenta con respecto a 1.0, la elongación de la vesícula aumentará proporcionalmente. En el caso de la esfericidad, entre más disminuya el valor con respecto a 1.0, mayor será el grado de elongación o irregularidad de la vesícula. Se puede notar en la Figura 5.11a que los procesos que produjeron elongación sobre las burbujas de gas de los fragmentos gruesos de Atexcac,

fueron más efectivos comparados con los valores de los fragmentos finos. Esta diferencia podría manifestar mecanismos de cizalla más efectivos para las burbujas de clastos gruesos durante un mayor tiempo de residencia en el conducto, resultado de explosiones más cercanas a la superficie o inclusive en la superficie, dado que estos clastos fueron originados por cuerpos de magma que pudieron alcanzar, en algunas veces la superficie (Valentine et al., 2015a).

Un proceso alterno que podría haber causado la mayor elongación en las burbujas de clastos gruesos, es una mayor cercanía a las paredes del conducto, que ocasionó mayores esfuerzos de cizalla en dichas burbujas (Shea et al., 2010). En esta gráfica se puede apreciar que todos los valores del factor de Forma Feret 3D son mayores a 1.0, e inclusive sólo una incipiente cantidad tiene valores menores 1.5; este rango de valores de la Forma Feret 3D se presenta para valores menores a 0.8 y mayores a 0 de la esfericidad. Esto significa que tanto los fragmentos juveniles gruesos como los finos estuvieron sometidos a algún tipo de mecanismo que les proporcionó elongación. Los clastos con valores cercanos a 1.0 en el factor de Forma Feret 3D y cuyos valores de esfericidad se acercan a 0.8, corresponden a vesículas con formas semiesféricas con contornos muy suaves. Conforme disminuya el valor de la esfericidad, se tendrá vesículas semiesféricas con contornos más irregulares, pero no elongadas. Tomando en cuenta lo anterior y por la manera en que se distribuyen los valores de esfericidad y Forma Feret 3D, se puede notar en la Figura 5.10a que los fragmentos gruesos tuvieron burbujas de gas elongadas e irregulares a la vez, en cambio en el caso de los fragmentos finos, el incremento en la elongación correspondió a una disminución en el rango de esfericidad.

La Figura 5.11b muestra mayores rangos del factor de forma Feret 3D para los las vesículas de los clastos gruesos, que se traducen como mayores rangos de elongación, comparados con los valores de los fragmentos finos. Las vesículas de los fragmentos gruesos muestran dos subgrupos de elongación, básicamente para todos los tamaños de vesículas. Un subgrupo con valores menores y otro subgrupo con los valores máximos de elongación. Es probable que el subgrupo de mayor elongación esté representado por las vesículas que estuvieron localizadas en las cercanías de las paredes del conducto y que estuvieron sometidas a mayores esfuerzos de cizalla (Shea et al., 2010). Para el caso de las vesículas de los fragmentos juveniles gruesos, los mecanismos de elongación pudieron haber tenido un efecto similar que los procesos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996a, 2005). La elongación de las burbujas de tamaños menores de los clastos gruesos podría haber sido producida por la aceleración del magma desde etapas tempranas en el ascenso (Bagdassarov & Pinkerton, 2004). Los fragmentos finos tuvieron un comportamiento significativamente diferente que muestra una correlación (Figura 5.10b), entre el aumento en el tamaño de la vesícula y los rangos de la Forma Feret 3D. Esto podría significar que los mecanismos de crecimiento de burbujas de gas en el magma, como la difusión, la decompresión o incluso la coalescencia, actuaron previamente a los procesos de cizalla.

La Figura 5.12 muestra el comportamiento de los valores de los parámetros de la esfericidad y el factor de Forma Feret 3D a través de las diferentes muestras de la columna estratigráfica del axalapazco Atexcac. En esta gráfica es notorio que no se tuvieron diferencias significativas en el valor de la esfericidad para las muestras de los dos tipos de clastos. En cambio, los fragmentos gruesos revelan mayores valores, en general, que los valores correspondientes a los clastos finos. Es decir, mientras que el rango de valores del Factor de Forma Feret de los fragmentos gruesos es de 1.0 a 8.0, para los clastos finos es de 1.0 a 4.5. Los fragmentos gruesos de la muestra AT-05-a muestran la menor proporción de vesículas elongadas, notándose en esta figura, una mayoría de valores de Forma Feret 3D, menores 4.0. Esto podría asociarse a la etapa de menor tasa de ascenso de magma, donde el magma alcanzó el mayor índice de vesicularidad (47.9%), con la consecuente menor densidad en número de vesículas ($0.72 \times 10^3/\text{mm}^3$) y posiblemente los mayores efectos de coalescencia, dado que en esta muestra las burbujas de gas del magma, alcanzaron los mayores tamaños (1.334 mm; ver Tabla 5.2). Es notorio que la muestra AT-05-e * que resultó con el menor valor del índice de vesicularidad (13.2%) y la mayor densidad en número de vesículas ($5.75 \times 10^3/\text{mm}^3$), muestra un menor rango en el factor de Forma Feret 3D, con respecto al resto de las muestras. Esto podría significar, que los procesos de contracción súbita sufridos por el magma cuando interactuó con el agua del acuífero, fueron más efectivos que el resto, para disminuir la elongación probablemente originada en los clastos finos de esta etapa eruptiva. Los subgrupos de vesículas con valores mayores en los fragmentos gruesos, que marcan la diferencia con los valores de elongación de las vesículas, podrían haber sido inhibidos durante las interacciones explosivas que originaron los clastos finos, disminuyendo la elongación original de las vesículas, aunque también es probable que los mecanismos de colapso dentro de la diatrema y la historia de ascenso vertical (Valentine & White, 2012), pudo haber fracturado las burbujas de gas, disminuyendo la elongación de las vesículas (sobre todo en las vesículas cercanas a las paredes del clasto).

5.6 Implicación en los procesos del conducto y conclusiones

Los valores del índice de vesicularidad, DNV y morfología de vesículas, muestran variaciones significativas entre poblaciones de clastos gruesos y finos de Atexcac, lo que sugiere que diferentes mecanismos pueden producir en un volcán tipo maar, variaciones en los rasgos de la vesicularidad, a través de explosiones muy someras (probablemente superficiales; Valentine et al., 2015b) en el caso de los fragmentos gruesos y subsuperficiales (< 100 – 200 m) en el caso de los finos (Valentine & White, 2012). El rango de valores en el índice de vesicularidad, de incipiente a moderadamente vesicular (Houghton & Wilson, 1989) y una DNV con el mismo orden de magnitud de Atexcac, comparando con los conos de tobas Ilchulbong (Murtagh et al., 2011) y Capelas (Mattsson, 2010), y con la erupción Keanakako'i del volcán Kilauea (Mastin, 2004), indica mecanismos de vesiculación similares. Los valores mayores del rango de DNV de los clastos de Atexcac están representados por las muestras AT-05-e* y AT-06-m*, se superponen a las fases menos

intensas de la erupción del año 122 AC del volcán Etna, rebasan el rango de valores de la DNV del volcán Tarawera y son comparables a los valores de los fragmentos de la erupción subpliniana Keanakakōi (Mastin, 2004), sugiriendo que dichos valores representan fases intensas de nucleación del magma que alimentó las explosiones de Atexcac. Las similitudes en la DNV de Atexcac comparando con erupciones intensas del Kilauea (subpliniana; Mastin, 2004), Etna (pliniana; Sable et al., 2006), Tarawera (pliniana; Walker, 1984) o Estromboli (paroxismal; Polacci et al., 2006) podría sugerir un rango en la tasa de descarga de magma para algunas de las explosiones de Atexcac del orden de $10^4 - 10^6$ Kg/s.

La distribución unimodal de diámetros de vesículas de los clastos de Atexcac, no refleja los eventos de coalescencia a que estuvieron sometidas las burbujas de tamaños menores y medianos (Figuras 5.8 y 5.9), sino más bien, muestra los eventos de coalescencia en burbujas con tamaños grandes. La coalescencia ocurrida en clastos de diámetros menores se muestra en la morfología de las vesículas, identificada como procesos de coalescencia en cascada (Gaonac'h et al., 1996a, 2005) en distintas etapas de la vesiculación del magma. Los diámetros menores de las vesículas de los clastos de Atexcac, comparados con los diámetros de fragmentos de una erupción típica estromboliana, indican probables mecanismos de coalescencia menos efectivos en Atexcac, aunque los procesos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996a, 2005) fueron suficientes para generar una distribución exponencial de tamaños de vesículas (Mangan & Cashman, 1996) con cuatro órdenes de magnitud, lo que significa un intervalo de nucleación muy próximo al nivel de fragmentación, en el caso de las explosiones magmáticas (Sable et al., 2006), las cuales generaron la población de fragmentos gruesos o de manera alternativa, un intervalo interrumpido de la fase de vesiculación por la interacción agua/magma (Houghton & Wilson, 1989), durante el origen de los clastos finos. Las diferencias en los rangos de tamaños de vesículas para clastos gruesos, podrían indicar diferencias en los niveles de coalescencia o variaciones en la tasa de ascenso (Sable et al., 2006), y en el caso de las diferencias en los rangos de vesicularidad de los fragmentos finos, podrían ser explicadas por variaciones temporales en el periodo de vesiculación del magma, desde el nivel de nucleación hasta el nivel de fragmentación, debidas a la interrupción del crecimiento de burbujas de gas por interacciones explosivas agua/magma (Houghton & Wilson, 1989). Los histogramas de tamaños de vesículas (Figura 5.8) indican que no hay evidencia de mecanismos de nucleación continua (Marsh, 1988; Mangan & Cashman, 1996; Blower et al., 2002), sino más bien eventos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996a, 2005), como lo sugieren los contornos irregulares (Shea et al., 2010) y las morfologías polilobulares (Klug et al., 2002; Polacci et al., 2003) de las vesículas de los clastos de Atexcac.

En general, las burbujas de gas del magma que originó los clastos gruesos, alcanzaron tamaños mayores, debido probablemente a un mayor tiempo de residencia en el conducto, dado que las explosiones que originaron los clastos gruesos ocurrieron en la superficie o muy cercanas a la superficie. En el caso de las burbujas de gas de los fragmentos finos, pudieron

haber sido efectivos los mecanismos de contracción súbita durante las interacciones explosivas agua/magma (Fisher & Schmincke, 1984).

La morfología final menos elongada de las burbujas de gas de los fragmentos juveniles finos pudo haber tenido una historia mayormente compleja (Valentine & White, 2012), comparando con las burbujas de los clastos gruesos, por varios factores, tales como la contracción súbita ocasionada por interacciones explosivas agua/magma, los mecanismos de colapso dentro de la diatrema y la historia de ascenso vertical (Valentine & White, 2012), que pueden deformar los clastos juveniles e inhibir la elongación de las vesículas.

La morfología general elongada de las vesículas con tamaños menores de los fragmentos gruesos indica que el magma aceleró considerablemente en las primeras etapas de crecimiento, durante el ascenso (Bagdassarov & Pinkerton, 2004). Posteriormente hubo un decaimiento en la aceleración del magma que produjo menores valores de vesículas elongadas. Los valores de la Forma Feret 3D de los fragmentos gruesos indican dos subgrupos de burbujas de gas, sugiriendo un subgrupo de burbujas con valores mayores, sometido a altos esfuerzos de cizalla (Sable et al., 2010).

La presencia persistente de evidencia aparente de morfologías irregulares y polilobulares y/o elongadas en las vesículas de la mayoría de los clastos de Atexcac, indica que aunque los eventos de coalescencia estuvieron presentes, en la mayoría de las etapas explosivas, el magma no tuvo tiempo para relajarse y adoptar formas de vesículas esféricas, y sugiere que los mecanismos de difusión (Oppenheimer, 2003; Parfitt & Wilson, 2008) y decompresión (Sparks, 1978; Proussevitch & Sahagian, 1996; Parfitt & Wilson, 2008), combinaron su efecto sobre el crecimiento de las burbujas de gas con los procesos de coalescencia, desde las etapas iniciales del ascenso del magma en el conducto.

Los datos de vesiculación de clastos gruesos y finos presentados en este estudio, representan un intento por explicar los complejos procesos a que es sometido el magma durante su ascenso en el conducto, en el que pueden ocurrir una serie de procesos que conducen a la fragmentación del magma por estallidos de burbujas de gas o por interacción agua/magma, originando rasgos texturales que ayuden a discriminar la ocurrencia de interacciones explosivas, caracterizadas por la inhibición de la vesicularidad (Fisher & Schmincke, 1984). Sin embargo, los datos presentados en este capítulo indican que la historia de la evolución morfológica de las burbujas de gas sugiere que tanto los mecanismos de elongación (ver Figuras 5.11 y 5.12), como los procesos de coalescencia (ver Figura 5.10) estuvieron presentes durante la gran mayoría de las explosiones que generaron los dos tipos de fragmentos (gruesos y finos).

VI. DISCUSIÓN

Las primeras explosiones ocurrieron en una zona del sector suroeste del cráter actual, caracterizadas por columnas efímeras y pulsos explosivos de un dique que alcanzó la superficie (Valentine et al., 2015b), generando las primeras facies deposicionales (facies 1) que contienen fragmentos juveniles gruesos con morfologías irregulares en su contorno y el mayor índice de vesicularidad (Houghton & Wilson, 1989) de los clastos juveniles del axialapazco Atexcac, sugiriendo explosiones meramente magmáticas, es decir, sin tener aparente interacción con el acuífero. Estas explosiones fracturaron la roca encajonante subyacente de la región de Atexcac, promoviendo las primeras interacciones explosivas entre cuerpos ascendentes de magma y el agua del acuífero local (Zimanowski et al., 1997a), que provocaron DPDCs, que ha juzgar por el alto grado de fragmentación del material que forma los depósitos (grano fino a muy fino), la formación de estructuras de dunas (Carrasco-Núñez et al., 2007) y por la deformación plástica de los depósitos por numerosas huellas de impacto de bloques balísticos (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015), y la presencia de lapilli acrecional, fueron los eventos explosivos con las condiciones de humedad más óptimas (Wohletz & Sheridan, 1983). Los fragmentos juveniles resultantes de las más intensas interacciones explosivas ocurridas en Atexcac, conservaron los rasgos texturales típicos de partículas activas, como lo sugieren los rasgos morfológicos del contorno de fragmentos tipo bloque y equidimensionales, generados a través de mecanismos caracterizados por un régimen de fragmentación frágil (Zimanowski et al., 1997b; Büttner et al. 2002), cuyas condiciones de ascenso del magma permitieron la mayor densidad en número de vesículas, el menor índice de vesicularidad y el menor rango de valores de elongación (Forma Feret 3D; ver Figura 5.11), posiblemente inhibido por la súbita contracción del magma (Fisher & Schmincke, 1984) que interactuó con el acuífero de la región de Atexcac (Carrasco-Núñez et al., 2007). Es probable que algunas de las explosiones anteriores ocurridas pudieron haber sido contenidas en el sustrato rocoso sin erupcionar material alguno a la atmósfera (Graettinger et al., 2015a), pero generaron escombros, formando una protodiatrema o diatrema inicial (Valentine & White, 2012). Las explosiones continuaron a diferentes niveles de profundidad en la diatrema en formación (Valentine & White, 2012), y posteriormente en el sector suroeste del cráter, nuevas inyecciones de magma generaron explosiones freatomagmáticas ocurridas a profundidades someras (Valentine et al., 2015a), para generar depósitos de caída de pequeñas columnas eruptivas y de capas de ceniza con estratificación cruzada y planar. Las columnas eruptivas generaron fragmentos juveniles con contornos redondeados y formas generales semiesféricas o elongadas, típicas de un magma sometido a un régimen de fragmentación dúctil (Zimanowski et al., 1997b) y las segundas, fragmentos juveniles con superficies lisas y formas equidimensionales o tipo bloque (Büttner et al. 2002). La ocurrencia de fluctuaciones en el flujo de agua y de magma (Valentine et al., 2015b), produjo explosiones que fracturaron la roca encajonante del basamento de Atexcac, generando bloques balísticos de diferentes composiciones (basáltica, andesítica, caliza, microdiorítica y juvenil; Carrasco-Núñez et al., 2007), sugiriendo la evidencia de los mecanismos de mezcla

(reciclado de clastos; Valentine et al., 2015b), originados en la diatrema y que en forma episódica, provocaron el ascenso, tanto de los fragmentos líticos, como de los clastos juveniles (Valentine & White, 2012). De igual forma, dichas variaciones en los mecanismos y régimen de fragmentación (magmático y freatomagmático) se manifestaron en las variaciones texturales, especialmente en la vesicularidad alcanzada por el magma, notándose mayores valores del índice de vesicularidad (ϕ) y menor Densidad en Número de Vesículas (DNV) para el caso de fragmentos juveniles magmáticos (gruesos). En contraste, los clastos freatomagmáticos (finos), resultaron con menores valores del ϕ y mayores valores de la DNV. Adicionalmente, las burbujas de gas del magma registraron las fluctuaciones anteriores en la morfología de las vesículas, resultando las vesículas de fragmentos magmáticos con mayores valores de elongación, probablemente debido a la ocurrencia de un mayor tiempo de residencia del magma, ocasionado por disminución en la tasa de ascenso, lo que se tradujo en mayores esfuerzos de cizalla a que estuvo sometido el magma (Shea et al., 2010). Los focos explosivos migraron hacia el sector noroeste del cráter y continuaron ocurriendo en forma alternada desde el suroeste y noroeste.

Posteriormente las explosiones migraron hacia la parte sureste del cráter, ocasionando una facie (3) de material juvenil de caída con líticos diversos, probablemente debido al ascenso de un dique que alcanzó la superficie (Valentine et al., 2014) y provocó pulsos explosivos de origen magmático, confirmándose la cercanía del foco explosivo hacia el sector sur del cráter, por la inexistencia de dicha facie en el sector norte del cráter (Graettinger et al., 2015a). Una nueva inyección de magma generó interacciones explosivas con el agua del acuífero local, produciendo depósitos de DPDCs de grano más grueso, sugiriendo cambios en la resistencia original de la roca contenida en el sustrato subyacente (Valentine et al., 2015b). El estudio de facies sugiere que las explosiones de la fase inicial de la secuencia maar de Atexcac, estuvo dominada por depósitos de DPDCs (Carrasco-Núñez et al., 2007).

Posterior a las interacciones explosivas que dominaron la fase eruptiva inicial, los focos eruptivos continuaron en las zonas previas mencionadas y extendiéndose hacia el sector noreste del cráter, produciendo intercalaciones de brechas de caída magmáticas y capas de ceniza masiva o con estratificación cruzada. Las capas de ceniza con estratificación cruzada, producidas por DPDCs produjeron clastos juveniles con morfologías que sugieren la ocurrencia de interacciones explosivas efímeras agua/magma, y las brechas de caída originaron clastos fluidales, cuya morfología indica la ocurrencia de mecanismos de esfuerzos tensionales (Mastin, 2007). Las fluctuaciones en el flujo de agua o de magma (Valentine et al., 2015b), se manifestaron como variaciones texturales en la morfología general de los fragmentos juveniles, así como en las condiciones de vesicularidad, ocurriendo mayores valores del índice de vesicularidad y menores valores de la DNV, para el caso de los fragmentos derivados de explosiones magmáticas y de manera inversa ocurrieron los valores de vesicularidad para los clastos freatomagmáticos. Las fluctuaciones de los eventos explosivos magmáticos y freatomagmáticos, pudieron haber ocurrido a diferentes

profundidades (Ross & White, 2006; Valentine et al., 2014; White & Ross, 2011), principalmente por la intermitencia en el flujo de agua del acuífero (Valentine et al., 2015b) y haberse generado en una diatrema en desarrollo (Valentine & White, 2012). Las condiciones de ascenso, tanto del magma que produjo las explosiones magmáticas, cuyos focos explosivos periódicamente estuvieron localizados en la superficie o a profundidades muy someras, como las del magma que interactuó con el acuífero, quedaron registradas en la morfología de las vesículas, las cuales manifiestan que en el caso de las explosiones derivadas por volátiles magmáticos, las burbujas de gas del magma muestran mayores valores de elongación, lo que significa que estuvieron sometidas a mayores esfuerzos de cizalla durante el ascenso (Shea et al., 2010). La similitud en la irregularidad superficial de las vesículas, como lo sugieren los valores similares de la esfericidad, podrían sugerir que las condiciones de fragmentación, tanto magmática como freatomagmática, estuvieron caracterizadas por eventos de coalescencia de burbujas, para todos los tamaños de las mismas. La erupción continuó a un comportamiento intermitente magmático-freatomagmático caracterizado por la alternancia de focos explosivos localizados en los sectores norte, sur y noroeste del cráter. Después del comportamiento rítmico de explosiones magmáticas y freatomagmáticas, una nueva inyección de magma produjo interacciones explosivas temporales agua/magma con el agua del acuífero, generando capas de ceniza con estratificación cruzada y planar, alternadas con canales sedimentarios de relleno (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015). Es muy probable que la intensidad de las interacciones explosivas agua/magma haya disminuido en esta última etapa eruptiva, comparando con las interacciones explosivas iniciales de la secuencia maar, como lo sugiere el menor grado de fragmentación de los clastos juveniles (Carrasco-Núñez et al., 2007) y la ausencia de estructuras de deformación por impactos de bloques balísticos (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015), rasgo distintivo que se asocia a un sensible incremento en los índices de vesicularidad registrados por los clastos, tanto magmáticos como los freatomagmáticos. Adicionalmente, los valores de la DNV muestran una tendencia hacia un comportamiento más magmático, es decir, hacia condiciones de menor humedad. La etapa eruptiva previamente mencionada amplió el cráter de Atexcac hacia los sectores noreste, noroeste y norte, como lo sugiere el incremento de espesores de los depósitos de facies en el sector norte del cráter.

Los epicentros explosivos migraron hacia el sur del cráter, produciendo eventos freatomagmáticos, posiblemente en una zona poco fracturada, como lo sugiere la brecha de depósito que contiene lapilli acrecional y bloques balísticos de diferentes tamaños, desde bloques pequeños hasta bloques con tamaños mayores 1.0 m. Se asume un incremento temporal de las condiciones de humedad, debido posiblemente a DPDCs húmedas, que provocaron el abatimiento temporal del acuífero. La disminución en el flujo de agua del acuífero provocó que las explosiones siguientes generaran pequeñas columnas eruptivas, las cuales causaron un depósito de caída de fragmentos juveniles de origen magmático, cuya fuente pudo haber estado localizada en la zona sur del cráter, como lo indica la presencia de dicho depósito sólo en el sector sur. La fase final de los eventos eruptivos que dieron origen

a la secuencia maar del axalapazco Atexcac, estuvo caracterizada por la ocurrencia caótica de focos explosivos, desde localizaciones espaciales, con variaciones laterales y a diferentes profundidades, desde bocas eruptivas alternadas y/o simultáneas (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015), como lo sugieren los diferentes espesores de las facies de depósito del anillo de materiales que rodea el cráter, y las direcciones de las trayectorias de los bloques balísticos emplazados durante los pulsos explosivos que generaron, tanto los fragmentos gruesos, como los fragmentos finos, a partir de explosiones magmáticas y freatomagmáticas, respectivamente. Se asume un incremento significativo en las condiciones de humedad, principalmente para los eventos freatomagmáticos que originaron los clastos finos, como lo indica el incremento de la DNV y el decaimiento del índice de vesicularidad (ϕ), así como la tendencia general, hacia tamaños menores de vesículas (ver Tabla 5.3) de dichos fragmentos, comparados con los mismos parámetros de eventos que generaron fragmentos finos de las etapas freatomagmáticas previas (ver Figura 5.5). Es muy probable que en esta última etapa eruptiva, los mecanismos de mezcla y reciclado, generados en la diatrema, aunados a la posible ocurrencia de focos explosivos desde bocas eruptivas simultáneas y/o alternadas, haya producido una mezcla de fragmentos, que aunque no se refleja en las condiciones de vesicularidad ni en la morfología de los fragmentos magmáticos y freatomagmáticos, si se manifiesta en las diferentes composiciones y en las direcciones caóticas de los bloques balísticos, principalmente por el efecto que tiene el transporte aéreo de los fragmentos, dado que los tamaños mayores de los clastos son menos afectados por la fricción con el aire atmosférico y pueden tener una mayor alcance. Adicionalmente, los bloques balísticos fueron muestreados en los sectores sur, noreste y noroeste, y los fragmentos juveniles utilizados en los análisis de morfología (del capítulo IV) y de vesicularidad (del capítulo V), fueron seleccionados sólo en la sección sur de la columna estratigráfica de Atexcac. El complejo conjunto de mecanismos eruptivos magmáticos y freatomagmáticos, que estuvieron interactuando en forma intermitente y rítmica con el acuífero local, originaron la morfología semielíptica actual del cráter y la distribución espacial de facies de depósito, a través de fluctuaciones en el flujo de agua y magma en la zona del axalapazco Atexcac.

VII. CONCLUSIONES

El estudio de facies deposicionales y de trayectorias de bloques balísticos indica que el axalapazco Atexcac, fue formado a través de fluctuaciones en la disponibilidad de agua del acuífero local (Carrasco-Núñez et al., 2007) o de variaciones en la tasa de suministro de magma, desde diques que probablemente siguieron rutas diferentes (Valentine et al., 2015b), generando focos explosivos alternados, espacial y temporalmente (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015). La dinámica de ascenso de los diferentes cuerpos magmáticos tuvo un historial complejo que se manifestó desde explosiones someras y subsuperficiales que fracturaron la roca encajonante del basamento de Atexcac, generando bloques balísticos de diferentes composiciones (basáltica, andesítica, caliza, microdiorítica y juvenil; Carrasco-Núñez et al., 2007), sugiriendo la evidencia de los mecanismos de mezcla y reciclado (reciclaje de clastos; Valentine et al., 2015b), originados en la diatrema y que en forma episódica, provocan el ascenso, tanto de los fragmentos líticos, como de los juveniles (Valentine & White, 2012). La migración espacial y temporal de los epicentros explosivos (Valentine & White, 2012; Valentine et al., 2014, 2015b), originó la morfología actual semielíptica del cráter del axalapazco Atexcac (López-Rojas & Carrasco-Núñez, 2015).

El análisis morfológico de fragmentos juveniles sugiere que los clastos gruesos fueron originados bajo un régimen dúctil, que corresponde a procesos de fragmentación magmática. En el caso de los fragmentos finos se infieren mecanismos de fragmentación bajo un régimen frágil, los cuales, a través de interacciones explosivas agua/magma, produjeron partículas activas y pasivas (Zimanowski et al., 1997a; Büttner et al., 2002). Sin embargo, los efectos de los procesos de abrasión por mecanismos complejos de reciclado y mezcla de la diatrema (Valentine & White, 2012) podrían haber ocasionado variaciones en la morfología, principalmente de los fragmentos juveniles finos (freatomagmáticos).

Las similitudes en la DNV de Atexcac comparando con erupciones intensas del Kilauea (subpliniana; Mastin, 2004), Etna (pliniana; Sable et al., 2006), Tarawera (pliniana; Walker, 1984) o Estromboli (paroxismal; Polacci et al., 2006) podría sugerir un rango en la tasa de descarga de magma para algunas de las explosiones de Atexcac hasta del orden de $10^4 - 10^6$ Kg/s, sugiriendo que la secuencia maar de Atexcac podría haberse formado en un período de algunos meses, o inclusive días; periodo consistente con la duración de la erupción que formó los maar Ukinrek en marzo y abril de 1977, en Alaska (Kienle et al., 1980). La distribución de tamaños de vesículas de los fragmentos de Atexcac señala un rango con cuatro órdenes de magnitud, típico en distribuciones exponenciales de tamaños de vesículas (Mangan & Cashman, 1996; Blower et al., 2002), que indica que el intervalo de nucleación se prolongó hasta un nivel muy próximo al nivel de fragmentación del magma (Sable et al., 2006). La curva de la distribución de tamaños de vesículas (Figura 5.8) muestra que aparentemente no hubo procesos de nucleación continua (Marsh, 1988; Mangan & Cashman, 1996; Blower et al., 2002), sino más bien eventos de coalescencia (Gaonac'h et al., 1996 a,

2005). La forma final (morfologías irregulares y polilobulares y/o elongadas) de las vesículas de los fragmentos de Atexcac sugiere un modelo en el que los mecanismos de coalescencia tuvieron aparentemente la misma importancia que los procesos de decompresión y difusión, en el crecimiento de las burbujas de gas del magma que alimentó las explosiones magmáticas y freatomagmáticas de Atexcac.

Es muy probable que los mecanismos de mezcla y reciclado, generados en la diatrema, aunados a la posible ocurrencia de focos explosivos desde bocas eruptivas simultáneas y/o alternadas, que pueden producir mezcla y reciclado de fragmentos, se hayan reflejado más en el análisis de bloques balísticos que en los análisis morfológicos y de vesicularidad de clastos, debido a las condiciones aerodinámicas del transporte aéreo de fragmentos balísticos.

VIII. BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: *Geology*, 26, 591-594.
- Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Orozco-Esquivel, M., Vasallo-Morales, L., Xu, S., 2002a, El Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación Post-Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55, 12-29.
- Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., Delgado-Granados, H., 2006, Experimental determination of drag coefficient for volcanic materials: Calibration and application of a model to Popocatepetl volcano (Mexico) ballistic projectiles: *Geophysical Research Letters*, 33, L11302. doi: 10.1029/2006GL026195.
- Allen, S.R., Bryner, V.F., Smith, I.E.M., Balance, P.F., 1996, Facies analysis of pyroclastic deposits within basaltic tuff-rings of the Auckland volcanic field, New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39, 309-327.
- Alidibirov, M., 1994, A model for viscous magma fragmentation during volcanic blasts: *Bulletin of Volcanology*, 56, 459-465.
- Alidibirov, M., Dingwell, D.B., 2000, Three fragmentation mechanism for highly viscous magma under rapid decompression: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, 413-421.
- Alidibirov, M., Panov, V., 1998, Magma fragmentation dynamics: experiments with analogue porous low-strength material: *Bulletin of Volcanology*, 59, 481-489.
- Anderson, R.S., Hallet, B., 1986, *Sediment transport by wind: toward a general model*, Elsevier, Amsterdam, 663 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 paleoenvironmental setting: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 225-245.
- Austin-Erickson, A. (2007). Phreatomagmatic eruptions of rhyolitic magma: A case study of Tepexitl tuff ring, Serdan-Oriental basin, Mexico: Texas, U.S.A., Northern Arizona University, Flagstaff, Doctoral dissertation, MS thesis, 194 pp.
- Austin-Erickson, A., Büttner, R., Dellino, P., Ort, M.H., Zimanowski, B., 2008, Phreatomagmatic explosions of rhyolitic magma: Experimental and field evidence: *Journal of Geophysical Research*, 113, B11201, doi: 10.1029/2008JB005731.
- Austin-Erickson, A., Ort, M.H., Carrasco-Núñez, G., 2011, Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 325-341.
- Bagdassarov, N., Pinkerton, H., 2004, Transient phenomena in vesicular lava flows based on laboratory experiments with analogue materials: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132, 115-136.
- Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P., Principe, C., 1992, A review on phreatic eruptions and their precursors: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52, 231-246.
- Benage, M.C., Dufek, J., Degruyter, W., Geist, D., Harpp, K., Rader, E., 2014, Tying textures of breadcrust bombs to their transport regime and cooling history: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 274, 92-107.

- Benage, M.C., 2015, The thermal evolution and dynamics of pyroclasts and pyroclastic density currents. Dissertation (doctoral thesis), School of Earth and Atmospheric Sciences, Georgia Institute of Technology, 126 pp.
- Blower, J.D., Keating, J.P., Mader, H.M., Phillips, C., 2001, Inferring volcanic degassing processes from vesicle size distributions: *Geophysical Research Letters*, 28 (2), 347-350.
- Blower, J.D., Keating, J.P., Mader, H.M., Phillips, C., 2002, The evolution of bubble size distributions in volcanic eruptions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120, 1-23.
- Bower, S.M., Woods, A.W., 1996, On the dispersal of clasts from volcanic craters during small explosive eruptions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 19-32.
- Büttner, R., Dellino, P., Zimanowski, B., 1999, Identifying magma-water interaction from the Surface features of ash particles: *Nature*, 401, 688-690.
- Büttner, R., Dellino, P., La Volpe, L., Lorenz, V., Zimanowski, B., 2002, Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Interaction experiments: *Journal of Geophysical Research*, 107, (B11), 2277, doi: 10.1029/2001JB000511.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 1992, A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite: *Bulletin of Volcanology*, 54, 504-520.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002, Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites: Geological Society, London, *Memoirs*, 27, 143 pp.
- Breard, E.C.P., Lube, G., Jones, J.R., Dufek, J., Cronin, S.J., Valentine, G.A., Moebis, A., 2016, Coupling of turbulent and non-turbulent flow regimes within pyroclastic density currents: *Nature Geoscience*, 9, 767-771
- Brooks, E.R., Wood, M.M., Garbutt, P., L., 1982, Origin and metamorphism of peperite and associated rocks in the Devonian Elwell Formation, northern Sierra Nevada, California: *Geological Society American Bulletin*, 93, 1208-1231.
- Burgisser, A., Bergantz, G.W., 2002, Reconciling pyroclastic flow and surge: the multiphase physics of pyroclastic density currents, *Earth and Planetary Science Letters*, 202(2), 405-418.
- Cashman, K.V., Mangan, M., Newman, S., 1994, Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in Kilauea basalt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61, 45-68.
- Cashman, K.V., Sturtevant, Papale, P., Navon, O., 2000, Magmatic fragmentation: *in* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 421-430.
- Carrasco-Núñez, G., Gómez-Tuena, A., Lozano-Velázquez, L., 1997, Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding área, central Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Serie MCH081, 1 map, text, 10p.
- Carrasco-Núñez, G., Ort, M., Romero, C., 2007, Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 179-197.
- Carrasco-Núñez, G., Riggs, N.R., 2008, Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171, 307-315.
- Carey, S.N., 1991, Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges, *in*: Fisher, R.V. & Smith, G.A. (editors), *Sedimentation in volcanic settings*, special publication, 45, 39-57.

- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987, Volcanic Successions: modern and ancient. A geological approach to processes, products and successions, pags. 15-57.
- Choux, C.M., Druitt, T.H., 2002, Analogue study of particle segregation in pyroclastic density currents, with implications for the emplacement mechanisms of large ignimbrites: *Sedimentology*, 49(5), 907–928.
- Cioni, R., Sbrana, A., Vecci, R., 1992, Morphologic features of juvenile pyroclasts from magmatic and phreatomagmatic deposits of Vesuvius: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51, 61-78.
- Colucci, S., Palladino D.M., Mulukutla, G.K., Proussevitch, 2013, 3-D reconstruction of ash vesicularity: insights into the origin of ash-rich explosive eruptions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 255, 98-107.
- Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Barclay, J., 2003, *Volcanic Degassing*: Geological Society, Special Publication 213, 123-166.
- Dellino, P., La Volpe, L., 1995, Fragmentation versus transportation mechanism in the pyroclastic sequence of Monte Pilato-Rocche Rosse (Lipari, Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 64, 211-231.
- Dellino, P., La Volpe, L., 1996, Image processing analysis in reconstructing fragmentation and transportation mechanism of pyroclastic deposits. The case of Monte Pilato-Rocche Rosse eruptions, Lipari (Aeolian islands, Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71, 13-29.
- Dellino, P., La Volpe, L., 2000, Phreatomagmatic deposits: fragmentation, transportation and deposition mechanism, *Terra Nostra*, 6, 99-105.
- Dellino, P., Isaia, R., La Volpe, L., 2001, Statistical analysis of textural data from complex pyroclastic sequences: implications for fragmentation processes of the Agnano-Monte Spina Tephra (4.1 ka) Phlegraean Fileds, southern Italy: *Bulletin of Volcanology*, 63, 443-461.
- Dellino, P., Liotino, G., 2002, The fractal and multifractal dimension of ash particles contour: a test study on the utility and volcanological relevance: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 1-18.
- Dellino, P., Mele, D., Sulpizio, R., La Volpe, L., Braia, G., 2008, A method for the calculation of the impact parameters of dilute pyroclastic density currents based on deposits particle characteristics: *Journal of Geophysical Research*, 113, B07206. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB005365>.
- Dellino, P., Dioguardi, F., Mele, D., D'Addabbo, M., Zimanowski, B., Büttner, R., Doronzo, D.M., Sonder, I., Sulpizio, R., Dürig, T., La Volpe, L., 2014, Volcanic jets, plumes, and collapsing fountains: evidence from large-scale experiments, with particular emphasis on the entrainment rate: *Bulletin of Volcanology*, 76, 834 DOI 10.1007/s00445-014-0834-6.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 2 (2), 172-187.
- De Rosa, R., Frazzeta, G., La Volpe, L., 1992, An approach for investigating the depositional mechanism of fine-grained surge deposits. The example of the dry surge deposits at "La Fossa di Vulcano": *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51, 305-321.
- Dingwell, 1996, Volcanic dilemma: Flow or blow: *Science*, 273, 1054-1055.
- Dingwell, 1998, Magma degassing and fragmentation: recent experimental advances, *in* Freundt, A. & Rosi, M. (eds): *From magma to tephra*: Elsevier, Amsterdam, 1-17.

- Donnadiou, F., Dubosclard, G., Cordesses, R., Druitt, T., Hervier, C., Kornprobst, J., Lénat, J.F., Allard, P., Coltelli, C., 2005, Remotely monitoring volcanic activity with ground-based Doppler radar: *Eos*, 86 (21), 201–204.
- Doronzo, D.M., Dellino, P., 2011, Interaction between pyroclastic density currents and buildings: Numerical simulation and first experiments: *Earth and Planetary Science Letters*, 310, 286–292.
- Dufek, J., Bergantz G. W., 2007a, Suspended load and bed-load transport of particle-laden gravity currents: the role of particle–bed interaction: *Theoretical and Computational Fluid Dynamics*, 21(2), 119–145, doi:10.1007/s00162-007-0041-6.
- Dufek, J., Bergantz G. W., 2007b, Dynamics and deposits generated by the Kos Plateau Tuff eruption: Controls of basal particle loss on pyroclastic flow transport: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(12), doi:10.1029/2007GC001741.
- Dufek, J., Ongaro, E., Roche, T., 2015, Pyroclastic density currents: processes and models, *in* Sigurdsson, H. (ed), *The Encyclopedia of Volcanoes*, second edition: Academic Press, Amsterdam, 617–629.
- Dufek, J., 2016, The Fluid Mechanics of Pyroclastic Flows: *Annual Review of Fluid Mechanics*, 48(1), null, doi: 10.1146/annurev-fluid-122414-034252.
- Ersoy, O., Chinga, G., Aydar, E., Gourgaud, A., Cabukcu, H.E., Ulusoy, I., 2006, Texture discrimination of volcanic ashes from different fragmentation mechanism: A case of study, Mount Nemrut stratovolcano, Eastern Turkey: *Computers & Geosciences*, 32, 936–946.
- Fagents, S.A., Wilson, L., 1993, Explosive volcanic eruptions- VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions: *Geophysical Journal International*, 113, 359–370.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303–306.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522, 122–149.
- Fisher, R.V., 1977, Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels, *Geological Society of American Bulletin*, 88, 1287–1297.
- Fisher, R.V., 1979, Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6, 305–318.
- Fisher, R.V., 1990, Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief: the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington: *Geological Society of American Bulletin*, 102, 1038–1054.
- Fisher, R.V., Orsi, G., Ort, M., Heiken, G., 1993, Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacment of the Campanian Ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56, 205–220.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984, *Pyroclastic Rocks*, Springer, New York, 472 pp.
- Fisher, R.V., Waters, A.C., 1970, Base surge bed forms in maar volcanoes: *American Journal Science*, 268, 157–180.
- Fowler, A.C., Scheu, B., Lee, W.T., McGuinness, M.J., A theoretical model of the explosive fragmentation of vesicular magma: *Proceedings of The Royal Society A*, 466, 731–752.
- Francis, P., 1993, *Volcanoes: a planetary perspective*, Oxford University Press, Oxford, 443 pp.
- Fudali, R.F., Melson, W.G., 1972, Ejecta velocities, magma chamber pressure and kinetic energy associated with the 1968 eruption of Arenal volcano: *Bulletin of Volcanology*, 35, 383–401.

- Gaonac'h, H., Lovejoy, S., Stix, J., Schertzer, D., 1996a, A scaling growth model for bubbles in basaltic lava flows: *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 395-409.
- Gaonac'h, H., Lovejoy, S., Schertzer, D., 2003, Percolating magmas and explosive volcanism. *Geophysical Research Letters*, 30 (11), 1159, doi.1029/GL016022.
- Gaonac'h, H., Lovejoy, S., Schertzer, D., 2005, Scaling vesicle distributions and volcanic eruptions: *Bulletin of Volcanology*, 67, 350–357, doi 10.1007/s00445-004-0376-4.
- Gardner, J.E., Denis, M.H., 2004, Heterogeneous bubble nucleation on Fe–Ti oxide crystals in high-silica rhyolitic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 3587–3597.
- Gasca-Durán, A., 1981, Génesis de los lagos-cráter de la cuenca de Oriental: *Colección Científica Prehistórica*, 98, 57 pp.
- Geshi, N., Németh, K., Oikawa, T., 2011, Growth of phreatomagmatic explosions craters: A model inferred from Suoana crater in Miyakejima Volcano, Japa: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 30-38.
- Germanovich, L.N., Lowell, R.P., 1995, The mechanism of phreatic eruptions: *Journal of Geophysical Research*, 100, B5, 8417-8434.
- Giachetti, T., Druitt, T.H., Burgisser, A., Arbaret, L., Galven, C., 2010, Bubble nucleation, growth and coalescence during the 1997 vulcanian explosions of Soufrière Hills Volcano, Montserrat: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193, 215-231.
- Gilbert, J.S., Lane, S.J., Sparks, R.S.J., Koyaguchi, T., 1991, Charge measurements on particle fallout from a volcanic plume: *Nature*, 349, 598-600.
- Gilbert, J.S., Lane, S.J., 1994, The origin of accretionary lapilli: *Bulletin of Volcanology*, 56, 398-411.
- Gouhier, M., Donnadiou, F., 2011, Systematic retrieval of ejecta velocities and gas fluxes at Etna volcano using L-Band Doppler radar: *Bulletin of Volcanology*, 73, 1139–1145.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 227-283.
- Goto A, Taniguchi, H., Yoshida, M., Ohba, T., Oshima, H., 2001, Effects of explosion energy and depth to the formation of blast wave and crater: Field explosion experiment for the understanding of volcanic explosion: *Geophysical Research Letters*, 28, 4287-4290.
- Graetinger, A.H., Skilling, I., McGarvie, D., Höskuldsson, A., 2103, Subaqueous basaltic magmatic explosions trigger phreatomagmatism: A case study Askja, Iceland: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 264, 17-35.
- Graetinger, A.H., Valentine, G.A., Sonder I., Ross, P.S, White, J.D.L., Taddeucci, J., 2014, Maar-diatreme geometry and deposits: subsurface blast experiments with variable explosion depth, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 740-764.
- Graetinger, A.H., Valentine, G.A., Sonder I., Ross, P.S, White, J.D.L., 2015a, Facies distribution of ejecta in analog tephra rings from experiments with single and multiple subsurface explosions, *Bulletin of Volcanology*, 77 (66) 1–12.
- Graetinger, A.H., Valentine, G.A., Sonder I., 2015b, Circum-crater variability of deposits from discrete, laterally and vertically migrating volcanic explosions: experimental evidence and field implications: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 61-69.
- Graetinger, A.H., 2016, Application of tephra volume models to ejecta volumes from subsurface explosion experiments: *Journal of Applied Volcanology*, 5 (9), 1-11.
- Greeley, R., Marshall, J.R., Leach, R.N., 1984, Microdunes and others Aeolian bedforms on Venus: wind tunnel simulations: *Icarus*, 60, 152-160.

- Ishihara, K., 1985, Dynamical analysis of volcanic explosion: *Journal of Geodynamics*, 3, 327–349.
- Heiken, G., 1971, Tuff rings: Examples from the Fort Rock-Chistmas Lake Valley Basin, *Journal of Geophysical Research*, 76 (23), 5615-5626.
- Heiken, G., 1972, Morphology and petrology of volcanic ash: *Geological Society of American Bulletin*, 83, 1961-1988.
- Heiken, G., 1974, An atlas of volcanic ash: *Smithsonian Contributions of Earth Sciences*, 12.
- Heiken, G., Wohletz, K.H., 1991, Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions, in: *Sedimentation in volcanic settings*. SEPM special publication, 45, 19-26.
- Herd, R., Pinkerton, H., 1997, Bubble coalescence in basaltic lava: Its impact on the evolution of bubble populations: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75, 137-157.
- Higgins, M.D., 2006, *Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology*, Cambridge University Press, New York, 265 pp.
- Higgins, M.D., Roberge, J., 2003, Crystal size distribution (CSD) of plagioclase and amphibole from Soufriere Hills volcano, Montserrat: Evidence for dynamic crystallization/textural coarsening cycles: *Journal of Petrology*, 44, 1401-1411.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., 1989, A vesicularity index for pyroclastic deposits: *Bulletin of Volcanology*, 51, 451–462.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Smith, R.T., Gilbert, J.S., 2000, Phreatoplinian eruptions, in Sigurdsson, H. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: New York, 1a. ed., 683-694.
- Houghton, B.F., Gonnermann, H.M., 2008, Basaltic explosive volcanism: Constraints from deposits and models: *Chemier der Erde*, 68, 117-140.
- Hurwitz, S., Navon, O., 1989, Bubble nucleation in rhyolitic melts: Experiments at high pressure, temperature, and water content: *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 267-280.
- 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.
- Jordan, S.C., Düring, T., Cas, R.A.F., Zimanowski, B., 2014, Processes controlling the shape of ash particles: Results of statistical IPA: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 288, 19-27.
- Kereszturi, G., Németh, K., 2012, *Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation*. – In: Németh, K. (ed.): *Updates in Volcanology - New Advances in Understanding Volcanic Systems*, ISBN: 978-953-51-0915-0.
- Kienle, J., Kyle, P.R., Self, S., Motyka, R., Lorenz, V., 1980, Ukinrek Maars, Alaska, I. Eruption sequence, petrology and tectonic setting: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 11–37.
- Klug, C., Cashman, K.V., 1994, Vesiculation of May 18, 1980, Mount St. Helens magma: *Geology* 22, 468–472.
- Klug, C., Cashman, K.V., 1996, Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation: *Bulletin of Volcanology*, 58, 87-100.
- Klug, C., Cashman, K.V., Bacon, C., 2002, Structure and physical characteristics of pumice from the climactic eruption of Mount Mazama (Crater Lake), Oregon: *Bulletin of Volcanology*, 64, 468-472.
- Kokelaar, B.P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism: *Bulletin of Volcanology*, 48, 275-289.
- Kranck, K., Milligan, T.G., 1985, Origin of grain size spectra of suspension deposited sediment: *Geology marine letters*, 5, 61-66.

- Kurszlaukis, S., Fulop, A., 2013, Factors controlling the internal facies architecture of maar-diatreme volcanoes: *Bulletin of Volcanology*, 75 (61), 1-12.
- Lacroix, A., 1904, *La Montagne Pelée et ses éruptions*: Paris, Masson, 662pp.
- Lautze, N.C., Houghton, B.F., 2007, Linking variable explosion style and magma textures during 2002 at Stromboli volcano, Italy: *Bulletin of Volcanology*, 69, 445-460.
- Lefebvre, N., White, J.D.L., Kjarsgaard, B.A., 2013. Unbedded diatreme deposits reveal maar–diatreme-forming eruptive processes: Standing Rocks West, Hopi Buttes, Navajo Nation, USA: *Bulletin of Volcanology*, 75 (739), doi.org/10.1007/s00445-013- 0739-9.
- L’Heureux, I., 2007, A new model of volatile bubble growth in a magmatic system: Isobaric case: *Journal of Geophysical Research*, 112 , B12208, doi: 10.1029/2006JB004872.
- López-Rojas, M., Carrasco-Núñez, G., Depositional facies and migration of the eruptive loci for Atexcac axalapazco (central Mexico): implications for the morphology of the crater: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (3), 377-394.
- Lorenz, V., 1973, On the formation of Maars: *Bulletin of Volcanology*, 37, 183-204.
- Lorenz, V., 1974, Vesiculated tuffs and associated features: *Sedimentology*, 21, 273-291.
- Lorenz, V., 1986, On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings: *Bulletin of Volcanology*, 48, 265-274.
- Lorenz, V., 1987, Phreatomagmatism and its relevance: *Chemical Geology*, 62, 149-156.
- Lorenz, V., 2003b, Maar–diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard rock or soft rock environments: *Geolines*, 15, 72-83.
- Lorenz, V., 2007, Syn- and posteruptive hazard of maar-diatreme volcanoes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 285-312.
- Lorenz, V., Zimanowski, B., Büttner, R., 2002, On the formation of deep-seated subterranean peperita-like magma-sediment mixtures: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 107-118.
- Mader, H.M., 1998, Conduit flow and fragmentation, *in* Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J. (eds), *The physics of explosive volcanic eruptions*, Geological Society of London Special Publication 145, 51-71 pp.
- Mangan, M., Cashman, K., Newman, S., 1993, Vesiculation of basaltic magma during eruption: *Geology*, 21, 157-160.
- Mangan, M., Cashman, K., 1996, The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73, 1-18.
- Mangan, M., Castro, J., Cashman, K., Loewenberg, 1998, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87, 15-28.
- Maria, A., Carey, S., 2007, Quantitative discrimination of magma fragmentation and pyroclastic transport processes using the fractal spectrum technique: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 234-246.
- Márquez, A., Oyarzun, R., de Ignacio, C., Doblaz, M., Southward migration of volcanic activity in the central Mexican Volcanic Belt: asymmetric extension within a two-layer crustal stretching model: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 112, 175-187.
- Marsh, B.D., 1988, Crystal size distribution (CSD) in rocks and kinetics and dynamics of crystallization: I Theory: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 277-291.
- Massol, H., Koyaguchi, T., The effect of magma flow on nucleation of gas bubbles in a volcanic conduit: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 143, 69-88.

- Mastin, L.G., 1991, The roles of magma and groundwater in the phreatic eruptions at Inyo Craters, Long Valley Caldera, California: *Bulletin of Volcanology*, 53, 579-596.
- Mastin, L.G., 1995, Thermodynamics of gas and steam-blast eruptions: *Bulletin of Volcanology*, 57, 85-98.
- Mastin, L.G., 2004, What makes hydromagmatic eruptions violent? Some insights from the Keanakako'i Ash, Kilauea Volcano, Hawai'i: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137, 15-31.
- Mastin, L.G., 2007, Generation of hydromagmatic ash by growth and disintegration of glassy rinds: *Journal of Geophysical Research*, 112 (B02203), doi: 10.1029/2005JB003883.
- Mastin, L.G., 2008, A simple calculator of ballistics trajectories for blocks ejected during volcanic eruptions, version 1.4: United States Geological Survey Open File Report, 01-45.
- Mattsson, H.B., 2010, Textural variation in juvenile pyroclasts from an emergent, Surteyan-type, volcanic eruption: The Capelas tuff cone, São Miguel (Azores): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, 81-91.
- McBirney, A.R., 1963, Factors governing the nature of submarine volcanism: *Bulletin of Volcanology*, 26, 455-469.
- McGetchin, T.R., Settle, M., Chouet, B.A., 1974, Cinder cone growth modeled after Northeast Crater, Mount Etna, Sicily, *Journal of Geophysical Research*, 79 (23), 3257-3272.
- Mele, D., Dellino, P., Sulpizio, R., Braia, G., 2011, A systematic investigation on the aerodynamics of ash particles: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203, 1-11.
- Minakami, T., 1942, On the distribution of volcanic ejecta (Part I): The distributions of volcanic bombs ejected by recent explosions of Asama: *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 20, 65-92.
- Mironer, A., 1979, *Engineering fluid mechanics*: New York, McGraw-Hill, 592 pp.
- Montenegro-Ríos, A., Sarocci, D., Nahmad-Molinari, Y., Borselli, L., 2013, Form from projected shadow (FFPS): An algorithm for 3D shape analysis of sedimentary particles: *Computers & Geosciences*, 60, 98-108.
- Moore, J.G., Nakamura, K., Alcaraz, A., 1966, The 1966 eruption of Taal volcano: *Science*, 151, 955-960.
- Moitra, P., Gonnermann, H.M., Houghton, B., Giachetti, 2013, Relating vesicle shapes in pyroclasts to eruptions styles: *Bulletin of Volcanology*, 75(691), doi: 10.1007/s00445-013-0691-8.
- Morrissey, M., Zimanowski, B., Wohletz, K., Büttner, R., 2000, Phreatomagmatic fragmentation, *in* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 431-446.
- Mueller, S., Scheu, B., Kueppers, U., Spieler, O., Richard, D., Dingwell, D.B., 2011, The porosity of pyroclasts as an indicator of volcanic explosivity: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203, 168-174.
- Murtagh, R.M., White, J.D.L., Sohn, Y.K., 2011, Pyroclast textures of the Ilchulbong 'wet' tuff cone, Jeju Island, South Korea: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 385-396.
- Nairn, I. A., 1976, Atmospheric shock waves and condensation clouds from Ngauruhoe explosive eruptions: *Nature*, 259, 190-192.
- Nairn, I.A., Self, S., 1978, Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3, 39-60.
- Namiki, A., Manga, M., 2006, Influence of decompression rate on the expansion velocity and expansion style of bubbly fluids: *Journal of Geophysical Research*, 111, B11208. doi: 10.1029/2005JB004132.

- Naranjo, J.L., Sigurdsson, H., Carey, S.N., Fritz, W., 1986, Eruption of the Nevado de Ruiz Volcano, Colombia, on 13 november 1985: tephra and lahars, *Science*, 233, 961-963.
- Navon, O., Chekmir, A., Lyakhovsky, V., 1998, Bubble growth in highly viscous melts: theory, experiments, and explosivity of lava domes: *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 763-776.
- Negendank, J., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Wehrle, D., 1985, Geological and geochemical investigations of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 24, 477-575.
- Németh, K., 2010, Volcanic glass textures, shape characteristics and compositions of phreatomagmatic rock units from the Western Hungarian monogenetic volcanic fields and their implications for magma fragmentation, *Central European Journal of Geosciences*, 2 (3), 399-419.
- Németh, K., Martin, U, Harangi, Sz, 2001, Miocene phreatomagmatic volcanism at Tihany (Pannonian Basin, Hungary): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 111–135.
- Németh, K., Kereszturi, G., 2015, Monogenetic volcanism: personal views and discussion: *International Journal of Earth and Sciences*, 104, 2131-2146.
- Nield, S.E., Woods, A.W., 2004, Effects of flow density on the dynamics of dilute pyroclastic density currents: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132, 269-281.
- Ollier, C.D., 1967, Maars, their characteristics, varieties and definition: *Bulletin of Volcanology*, 31, 45-73.
- Oppenheimer, C., 2003, Volcanic degassing, *in* Oppenheimer, C., Pyle, D.M., Barclay, J. (eds), *Volcanic Degassing*, Geological Society Special Publication, 124-159.
- Ort, M., Carrasco-Núñez, G., 2009, Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuítlapa maar, east-central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 67-77.
- Paladino, 2017, Simply pyroclastic currents: *Bulletin of Volcanology*, 79 (53), 1-5, doi: 10.1007/s00445-017-1139-3.
- Parfitt, E.A., Wilson, L., 2008, *Fundamentals of Physical Volcanology*, Blackwell Publishing, Oxford, 230pp.
- Pfeiffer, T, 2001, Vent development during the Minoan eruption (1640 BC) of Santorini, Greece, as suggested by ballistic blocks: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106, 229-242.
- Polacci, M., Papale, P., Rosi, M., 2001, Textural heterogeneities in pumice from the climactic eruption of Mount Pinatubo, 15 june 1991, and implications for magma ascent dynamics: *Bulletin of Volcanology*, 63, 89-97.
- Polacci, M., Pioli, L., Rosi, M., 2003, The plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy): evidence from density measurements and textural characterization of pumice: *Bulletin of Volcanology*, 65, 418-432.
- Polacci, M., Baker, D.R., Mancini, L., Tromba, G., Zanini, F., 2006, Three-dimensional investigation of volcanic textures by X-ray microtomography and implications for conduit processes: *Geophysical Research Letters*, 33 (L13312), doi: 10.1029/2006GL026241.
- Polacci, M., Burton, M., La Spina, A., Murè, 2009, The role of syn-eruptive vesiculation on explosive basaltic activity at Mt. Etna, Italy: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179, 265-269.
- Proussevitch, A., Sahagian, D.L., Anderson, A.T., 1993, Dynamics of diffusive bubble growth in magmas: isothermal case: *Journal of Geophysical Research*, 98 (B12), 22283-22307.
- Proussevitch, A., Sahagian, D.L., 1996, Dynamics of coupled diffusive and decompressive bubble growth in magmatic systems: *Journal of Geophysical Research*, 101 (B5), 17447-17455.

- Proussevitch, A., Sahagian, D.L., Tsentalovich E.P., 2007, Statistical analysis of bubble and crystal size distributions: Formulations and procedures: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164, 95-111.
- Rausch, J., Grobéty, B., Vonlanthen, P., 2015, Eifel maars: Quantitative shape characterization of juvenile ash particles (Eifel Volcanic Field, Germany): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 291, 86-100.
- Riggs, N.R., Carrasco-Núñez, G., 2004, Evolution of a complex, isolated dome system, Cerro Pizarro, central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 66, 322-335.
- Rosi, M., 1992, A model for the formation of vesiculated tuff by coalescence of accretionary lapilli: *Bulletin of Volcanology*, 54, 429-434.
- Ross, P.S., White, J.D.L., 2006, Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: a field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149, 62-84.
- Ross, P.S., White, J.D.L., 2012, Quantification of vesicle characteristics in some diatreme-filling deposits, and the explosivity levels of magma-water interactions within diatremes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 245, 55-67.
- Ross, P.S., White, J.D.L., Valentine, G.A., Taddeucci, J. Sonder, I., Andrews. R.G., 2013, Experimental birth of a maar-diatreme volcano: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 260, 1-12.
- Rossano, S., Mastrolorenzo, G., De Natale, G., 2004, Numerical simulation of pyroclastic density currents on Campi Flegrei topography: a tool for statistical hazard estimation: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132, 1-14.
- Rossee, J.B., White, J.D.L., Houghton, B.F., 2006, Complex bombs of phreatomagmatic eruptions: Role of agglomeration and welding in vents of the 1886 Rotomahana eruption, Tarawera, New Zealand: *Journal of Geophysical Research*, 111, B12205, doi: 10.1029/2005JB004073.
- Sable, J.E., Houghton, B.F., Del Carlo, P., Coltelli, M., 2006, Changing conditions of magma ascent and fragmentation during the Etna 122 BC basaltic Plinian eruption: Evidence from clast microtextures, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 333-354.
- Sable, J.E., Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Carey, R.J., 2009, Eruption mechanisms during the climax of the Tarawera 1886 basaltic Plinian eruption inferred from microtextural characteristics of the deposits. In: Thordarson, T., Self, S., Larsen, G., Rowland, D.K., Hoskuldsson, A. (Eds.), *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*, 2. Special Publications of IAVCEI, 129-154.
- Sagan, C., Bagnold, R.A., 1975, Fluid transport on Earth and Aeolian transport on Mars: *Icarus*, 26, 209-218.
- Sahagian, D., Anderson, A., Ward, B., 1989, Bubble coalescence in basalt flows: comparison of a numerical model with natural examples: *Bulletin of Volcanology*, 52, 49-56.
- Sato, H., Taniguchi, H., 1997, Relationship between crater size and ejecta volume of recent magmatic and phreatomagmatic eruptions: implications for energy partitioning: *Geophysical Research Letters*, 24 (3), 205-208.
- Self, S., Sparks, R.S.J., 1978, Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by interaction of silicic magma and water: *Bulletin of Volcanology*, 41, 196-212.
- Self, S., Kienle, J., Huot, J.P., 1980, Ukinrek maars, Alaska, II, deposits and formation of the 1977 craters: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 39-65.
- Self, S., 1983, Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: a case study from New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 433-469.

- Shea, T., Houghton, B.F., Gurioli, L., Cashman, K.V., Hammer, J.E., Hobden, B.J., 2010a, Textural studies of vesicles in volcanic rocks: an integrated methodology: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190, 271–289.
- Shea, T., Gurioli, L., Larsen, J., Houghton, B.F., Hammer, J., Cashman, K.V., 2010b, Linking experimental and natural vesicle textures in Vesuvius 79AD white pumice: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192, 69-84.
- Sheridan, M.F., Barberi, F., Rosi, M., Santacroce, R., 1981, A model for eruptions of Vesuvius: *Nature*, 289, 282-285.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1981, Hydrovolcanism eruptions I: The systematics of equilibration water-pyroclast: *Science*, 212, 1387-1389.
- Sheridan, M.F., Marshall, J.R., 1983, Interpretation of pyroclast surface features using sem images: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16, 153-159.
- Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1983, Hidrovolcanism: basic considerations and review: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 1-29.
- Sherwood, A., E., 1967, Effect of air drag on particles ejected during explosive cratering: *Journal of Geophysical Research*, 72, 1783-1791.
- Shult, P.H., Gault, D.E., 1979, Atmospheric effects on martian ejecta emplacement: *Journal of Geophysical Research*, 84, 7669-7687.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., Delgado, H., 1995, Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: implications for future hazards: *Geological Society of America, Field Guide*, 1–47.
- Skrilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002, Peperite: a review of magma-sediment mingling: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 1-17.
- Sohn, Y.K., 1996, Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea: *Geological Society American Bulletin*, 108(10), 1199-211.
- Sohn, Y.K., 1997, On traction-carpet sedimentation: *Journal of Sedimentology Research*, 67, 502-509.
- Sohn, Y.K., Chough, S.K., 1989, Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju island (Korea): *Sedimentology*, 36, 837-855.
- Sottili, G., Palladino, D.M., Gaeta, M., Masotta, M., 2012, Origins and energetics of maar volcanoes: examples from the ultrapotassic Sabatini Volcanic District (Roman Province, central Italy): *Bulletin of Volcanology*, 74 (1), 163-186.
- Sparks, R.S.J., 1976, Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23, 147–188.
- Sparks, R.S.J., 1973, The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock: *Nature*, 241, 62-64.
- Sparks, R.S.J., 1978, The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 3, 1-37.
- Sparks, R.S.J., Brazier, S., 1982, New evidence for degassing processes during explosive eruptions: *Nature*, 295, 218-220
- Spera, F., 2000, Physical properties of magmas, *in* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 171-190.
- Steyn, H.S., Ellis, S.M., 2009, Estimating an effect size in one-way multivariate analysis of variance (MANOVA): *Journal of Multivariate Behavioral Research*, 44 (1), 106-129.

- Stovall, W.K., Houghton, B.F., Hammer, J.E., Fagents, S.A., Swanson, D.A., 2012, Vesiculation of high fountaining Hawaiian eruptions: episodes 15 and 16 of 1959 Kīlauea Iki: *Bulletin of Volcanology*, 74, 441-455, doi: 10.1007/s00445-011-0531-7.
- Sulpizio, R., Dellino, P., 2008, Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents, *in* Martí, J., Gottsman, J. (eds), *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*, *in* *Developments in Volcanology*, vol.10. Elsevier, pp.57–96.
- Sulpizio, R., Dellino, P., 2014, Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 36-65.
- Vergnolle, S., Mangan, M., 2000, Hawaiian and strombolian eruptions, *in* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 447-461.
- Swanson, D.A., Zolkos, S.P., Haravitch, B., 2012, Ballistic blocks around Kilauea Caldera: Their vent locations and number of eruptions in the late 18th century: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 231, 1-11.
- Sweeney, M.R., Valentine, G.A., 2015, Transport and mixing dynamics from explosions in debris-filled volcanic conduits: numerical results and implications for maar–diatreme volcanoes: *Earth Planet Science Letters*, 425, 64-76.
- Taddeucci, J., Sottili, G., Palladino, D.M., Ventura, G., Scarlato, P., 2009, A note on maar eruption energetics: current models and their application: *Bulletin of Volcanology*, 72 (1), 75-83.
- Taddeucci, J., Scarlato, P., Capponi, A., Del Bello, E., Cimarelli, C., Palladino, D.M., Kueppers, U., 2012, High-speed imaging of Strombolian explosions: The ejection velocity of pyroclasts: *Geophysical Research Letters*, 39, L02301, doi: 10.1029/2011GL050404.
- Taddeucci, J., Valentine, G.A., Sonder, I., White, J.D.L., Ross, P-S, Scarlato, P., 2013, The effect of pre-existing crater on the initial development of explosive volcanic eruptions: an experimental investigation: *Geophysical Research Letters*, 40, 507-510.
- Taddeucci, J., Sesterhenn, J., Scarlato, P., Stampka, K., Del Bello, E., Pena-Fernandez, J.J., Gaudin, D., 2014, Highspeed imaging, acoustic features, and aeroacoustic computations of jet noise from Strombolian (and Vulcanian) explosions: *Geophysical Research Letters*, 41, 3096–3102, doi:10.1002/2014GL059925.
- Taddeucci, J., Alatorre-Ibargüengoitia, M.A., Cruz-Vázquez, O., Del Bello, E., Scarlato, P., Ricci, T., 2017, In-flight dynamics of volcanic ballistic projectiles: *Reviews of Geophysics*, 55, doi: 10.1002/2017RG000564.
- Thouret, J.C., 1990, Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41, 177-201.
- Toramaru, A., 2006, BND (bubble number density) decompression rate meter for explosive volcanic eruptions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 303-316.
- Turcotte, D.L., Ockendon, H., Ockendon, J.R., Cowley, S.J., 1990, A mathematical model of vulcanian eruptions: *Geophysical Journal International*, 103, 211–217.
- Valentine, G.A., 1987, Stratified flow in pyroclastic surges: *Bulletin of Volcanology*, 49, 616-630.
- Valentine, G.A., 1998, Eruption column physics, *in* Freundt, A. & Rosi, M. (eds): *From magma to tephra*: Elsevier, Amsterdam, 247-312.
- Valentine, G.A., Shufelt, N.L., Hintz, A.R.L., 2011, Models of maar volcanoes, Lunar Crater (Nevada, USA): *Bulletin of Volcanology*, 73, 753-765.

- Valentine, G.A., White, J.D.L., 2012, Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products: *Geology*, 40, 1111-1114.
- Valentine, G.A., White, J.D.L., Ross, P.S., Amin, J., Taddeucci, J., Sonder I., Johnson, P.J., 2012, Experimental craters formed by single and multiple buried explosions and implications for volcanic craters with emphasis on maars: *Geophysical Research Letters*, 39, 1–6, doi: 10.1029/2012GL053716.
- Valentine, G.A., Cortés, J.A., 2013, Time and space variations in magmatic and phreatomagmatic eruptive processes at Easy Chair (Lunar Crater Volcanic Field, Nevada, USA): *Bulletin of Volcanology*, 75 (752), 1-13, doi: 10.1007/s00445-013-0752-z.
- Valentine, G.A., Graettinger, A.H., Sonder I., 2014, Explosion depths for phreatomagmatic eruptions: *Geophysical Research Letters*, 41, 3045-3051, doi: 10.1002/2014GL060096.
- Valentine, G.A., vanWyk de Vries, B., 2014. Unconventional maar–diatreme and associated intrusions in the soft sediment-hosted Mardoux structure (Gergovie, France): *Bulletin of Volcanology*, 75 (752), doi: 10.1007/s00445-014-0807-9.
- Valentine, G.A., Graettinger, A.H., Macorps, E., Ross, P.S., White, J.D.L., Döringer, E. Sonder I., 2015a, Experiments with vertically and laterally migrating subsurface explosions with applications to the geology of phreatomagmatic and hydrothermal explosion craters and diatremes: *Bulletin of Volcanology*, 77, 15, 1-17, doi: 10.1007/s00445-015-0901-7.
- Valentine, G.A., Sottili, G., Palladino, D.M., Taddeucci, J., 2015b, Tephra ring interpretation in light of evolving maar-diatreme concepts: Stracciaccappa maar (central Italy): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 19-29.
- Vazquez, J.A., Ort, M., 2006, Facies variation of eruption units produced by passage of single pyroclastic surge currents, Hopi Buttes volcanic field, USA: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 222-236.
- Vergnolle, S., Mangan, M., 2000, Hawaiian and strombolian eruptions, *in* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 447-461.
- Vergnolle, S., Jaupart, C., 1986, Separated two-phase flow and basaltic eruptions: *Journal of Geophysical Research*, 91, 12842-12860.
- Verhogen, J., 1951, Mechanism of ash formation: *American Journal Science*, 729-739.
- Vespermann, D., Schmincke, H.U., 2000, Scoria cones and tuff rings, *in* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 683-694.
- Waitt, R.B., Mastin, L.G., Miller, T.P., 1995, Ballistic showers during Crater Peak eruptions of Mount Spurr Volcano, summer 1992: *United States Geological Survey Bulletin*, 2139, 89-106.
- Walker, G.P.L., 1981, Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9, 395-407.
- Walker, G.P.L., 1984, Characteristics of dune-bedded pyroclastic surge bedsets: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 281-296.
- Walker, G.P.L., Self, S., Wilson, L., 1984, Tarawera 1886, New Zealand – A basaltic Plinian fissure eruption: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 21, 61-78.
- Wallace, P., Anderson, A.T., 2000, Volatiles in magmas, *in* Sigurdsson, H., *Encyclopedia of volcanoes*: New York, 1a. ed., 149-170.

- Waters, A.C., Fisher, R.V., 1971, Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes: *Journal of Geophysical Research*, 76 (23), 5596-5614.
- White, N.C., Herrington, R.J., 2000, Minerals deposits associated with volcanism, *in* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 897-912.
- White, J.D.L., Ross, P.S., 2011, Maar-diatreme volcanoes: A review: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 1-29.
- White, J.D.L., Schmincke, H.U., 1999, Phreatomagmatic eruptive and depositional processes during the 1949 eruption on La Palma (Canary Islands): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94, 283-304.
- White, J.D.L., Valentine, G.A., 2016, Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: Absence of evidence is not evidence of absence: *Geosphere*, 12 (5), doi: 10.1130/GES01337.1.
- Whitham, A.G., Sparks, R.S.J., 1986, Pumice: *Bulletin of Volcanology*, 48, 209-223.
- Wilson, L., 1972, Explosive volcanic eruptions II, the atmospheric trajectories of pyroclasts: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society (London)*, 30, 381-392.
- Wilson, L., Walker, G.P.L., 1985, The Taupo eruption, New Zealand II. The Taupo ignimbrite: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A314, 229-310.
- Wilson, L., Houghton, B., 2000, Pyroclast transport and deposition, *in* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (eds), *Encyclopedia of volcanoes*: Academic Press, San Diego, 683-694.
- Wohletz, K.H., 1983, Mechanisms of hydrovolcanic pyroclasts formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 31-63.
- Wohletz, K.H., 1986, Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanisms, and field studies: *Bulletin of Volcanology*, 48, 245-264.
- Wohletz, K.H., 1998, Pyroclastic surges and compressible two-phase flow, *in* Freundt, A. & Rosi, M. (eds): *From magma to tephra*: Elsevier, Amsterdam, 247-312.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., 1979, A model of pyroclastic surge: *in* Chapin, C.E., Elston, W.E. (eds), *Ash flows tuffs*. Geological Society of America Special Paper, 180, 177-194.
- Wohletz, K.H., Krinsley, D., 1982, Scanning electron microscopy of basaltic hydromagmatic ash: *Scanning electron microscopy in geology*, *Geo abstracts*, 1-27.
- Wohletz, K.H., Sheridan, M.F., 1983, Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal of Science*, 283, 385-413.
- Wohletz, K., Heiken, G., 1992, *Volcanology and Geothermal Energy*, Berkeley: University of California Press, 432 pp.
- Wohletz, K., Sheridan, M.F., Brown, W., 1989, Particulate size distributions and sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash: *Journal of Geophysical Research*, 94 (B11), 15703-15721.
- Wohletz, K., McQueen, R., Morrissey, M., 1995, Experimental study of hydrovolcanism by fuel-coolant interaction analogs: *Proc NSF JSPS Sem AMIGO-IMI*, Santa Barbara, Calif., 1-32.
- Wright, J.V., Smith, A.L., Self, S., 1980, A working terminology of pyroclastic deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 315-336.
- Yamagishi, H., Feebrey, C., 1994, Ballistic ejecta from the 1998-1989 andesitic vulcanian eruptions of Tokachidake volcano, Japan: morphological features and genesis: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 269-278.

- Zimanowski, B., 1998, Phreatomagmatic explosions, *in* Freundt, A. & Rosi, M. (eds): From magma to tephra: Elsevier, Amsterdam, 25-50.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., Lorenz, V., 1991, Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48, 341-358.
- Zimanowski, B., Fröhlich, G., Lorenz, V., 1995, Experiments on Vapour Explosions by Interaction of Water with Silicate Melts: *Nuclear Engineering and Design*, 155, 335-343.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., Häfele, H.G., 1997a, Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism: *Journal of Geophysical Research* 102, 803-814.
- Zimanowski, B., Büttner, R., Lorenz, V., 1997b, Premixing of magma and water in MFCI experiments: *Bulletin of Volcanology*, 68, 419-495.
- Zimanowski, B., Wohletz, K., 2000, Physics of Preatomagmatism II: *Terra nostra*, 6, 535-544.
- Zimanowski, B., Büttner, R., 2002, Dynamic mingling of magma and liquefied sediments: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 37-44.
- Zimanowski, B., Wohletz, K., Dellino, P., Büttner, R., 2003, The volcanic ash problem: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122, 1-5.
- 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, 1223-1240.