



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
Instituto de Geofísica

**ESTUDIOS EXPERIMENTALES DE FRAGMENTACIÓN
EN PRODUCTOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
MAESTRO EN CIENCIAS (VULCANOLOGÍA)

PRESENTA:
MIGUEL ÁNGEL ALATORRE IBARGÜENGOITIA

DIRECTOR DE TESIS
Dr. HUGO DELGADO GRANADOS

Mayo 2007



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

En la mañana de la partida puso su planeta en orden perfecto. Deshollinó cuidadosamente sus volcanes en actividad. Poseía dos volcanes en actividad. Y le eran muy cómodos para calentar el desayuno de la mañana. Poseía otro volcán extinguido. Pero como él decía: "uno nunca sabe" Deshollinó también el volcán apagado. Si se les deshollina bien, los volcanes arden regularmente, sin erupciones. Las erupciones volcánicas son a manera de fuegos de chimenea. Evidentemente, en nuestra Tierra somos demasiado pequeños para deshollinar los volcanes. Es por eso que nos ocasionan tantos trastornos.

El Principito. Antoine de Saint-Exupery

A mi amada esposa
Julieta Godoy Becerril

Con tu inmenso amor sacrificaste todo para acompañarme en esta aventura, apoyarme en todo y entregarte conmigo para que pudiéramos realizar este trabajo

Dedicatoria

Mis papás, Miguel Y Lupita

Porque los quiero y les debo lo que soy

Paulina y Jerónimo

Rodolfo y Conchita

Con respeto y cariño por haber dado a luz a quien fue fundamental para esta tesis

Mis amigos:

Isaac, Charly, Cynthia, Memo, José Carlos, Paty, Beto, Carlos, José Manuel, Julie,

Dolors

Uli, Oli, Yan, Benoit, Sebastian, Dominique, Giampiero, Marcel, Antonio y Greta

Silvia, Natalia, Hugo, Sergio, Ana, Alejandro, Fransisco, Dennis, Cecilia

Elvia, Bere, Concha, Fabiola, Alejandra, David y Gustavo

César y Lili, Pepe y Adriana, Paco y Ángeles, Pedro y Ale

Ruth, Pacho, Armando, Tania y Gerardo

Memo y Chío, Paty, Bety, Moni, Lucy

Emiliano, Juan Carlos y Jorge

Y a tantos otros con los que he compartido la vida

Mi abuelita

Roberto, Ángeles y Eduardo

Mis cuñadas y concúños

Guille y Ernesto, Conchita y Gonzalo, Claudia y Beny, Chío y Omar

Mis sobrinos

Melissa, Ernesto, Mary Fer, Juan Pablo, Sofía, Arturo, Regina, Omar, María y Pablo

Mis tíos, primos y Didier

A los que esta tesis les podrá servir

A los que no han tenido las mismas oportunidades que yo

Agradecimientos

Al Dr. Hugo Delgados Granados, por la dirección del trabajo, su apoyo incondicional y por impulsarme a realizar este trabajo.

A mis sinodales, por la cuidadosa revisión del trabajo, así como sus valiosos comentarios y sugerencias:

Dr. Servando De La Cruz Reyna

Dr. Jorge Cantó Illa

Dra. Alicia Martínez Bringas

Dra. Teresa Scolamacchia

A mis Sherpas que me ayudaron a recolectar las muestras utilizadas en este trabajo: Jerónimo Alatorre Ibarguengoitia, Ing. Isaac Abimelec Farraz Montes, Miguel Ángel Alatorre Mendieta y Patricia Julio Miranda.

Prof. Donald Bruce Dingwell, por su amable invitación para realizar los experimentos de fragmentación en el Departamento de Mineralogía, Petrología y Geoquímica de la Universidad Ludwig-Maximilians de Munich (Alemania), y por proporcionarme el apoyo económico para realizar mi estancia de investigación.

Dr. Ulrich Küppers, por enseñarme a realizar los experimentos en el Laboratorio de Fragmentación de la LMU, y por ser un anfitrión tan atento y cercano en nuestra estancia. Vielen Dank!

Dra. Helen Pfuhl por su paciente y valioso apoyo con todos los problemas administrativa de nuestra estancia en Alemania. Vielen Dank!

A Mónica, Araceli y René por su apoyo en los asuntos administrativos del posgrado.

Quím. Rufino Lozano Santa Cruz por su apoyo en la medición de la composición de las muestras por Fluorescencia de Rayos X y a Teodoro Hernández por facilitarme el mortero para preparar las muestras.

Ing. Carlos Linares López, por su apoyo en el análisis de las láminas delgadas y facilitarme muestras de cenizas del volcán Popocatepetl para su análisis morfológico.

Margarita Reyes por permitirme utilizar el microscopio electrónico de barrido JEOL-35C del Instituto de Geología de la UNAM, y apoyarme en las observaciones.

A Toño por ayudarme a perforar las muestras y sacar los núcleos para la realización de los experimentos.

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca que me proporcionaron para la realización de mis estudios de maestría.

Dirección General de Estudios de Posgrado (DGEP) y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por su apoyo económico para la realización de la estancia de investigación en Munich, Alemania.

Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) proyecto IN104905 por su financiamiento económico durante la finalización de la tesis.

A mis profesores y compañeros de la maestría, por su enseñanza, su testimonio y su formación.

Y a las muchas personas que me asistieron y me apoyaron de alguna forma a lo largo del desarrollo de esta tesis...

Tabla de contenido

Tabla de contenido

Lista de figuras

Lista de tablas

Resumen

1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Planteamiento del problema	3
1.3 Hipótesis	4
1.4 Objetivos	4
1.4.1 <i>Objetivo general</i>	4
1.4.2 <i>Objetivos particulares</i>	4
1.5 Metodología general del trabajo	4
1.6 Organización del trabajo	6
2. Volcanismo explosivo y fragmentación magmática	8
2.1 Volcanismo explosivo vs volcanismo efusivo	8
2.2 Tipos de explosiones volcánicas	11
2.2.1 <i>Erupciones plinianas</i>	15
2.2.2 <i>Erupciones strombolianas</i>	20
2.2.3 <i>Erupciones vulcanianas</i>	22
2.2.4 <i>Explosiones freatomagmáticas</i>	28
2.3 Fragmentación magmática	30
2.3.1 <i>Antecedentes</i>	30
2.3.2 <i>Fragmentación dúctil vs quebradiza</i>	31
2.3.3 <i>Fragmentación por aceleración rápida de un flujo bifásico (líquido-gas)</i>	35
2.3.4 <i>Fragmentación de magma vesiculado por descompresión rápida</i>	37

3. Actividad explosiva del volcán Popocatépetl durante 1994-2005	42
3.1 Resumen de la actividad eruptiva 1994-2005	42
3.2 Energía cinética de los proyectiles balísticos volcánicos	50
3.2.1 Coeficiente de arrastre	51
3.2.2 Ecuaciones de movimiento balístico	57
3.2.3 Calibración y validación con explosiones reales del volcán Popocatépetl	58
3.2.4 Delimitación de zonas de peligro por impactos de proyectiles balísticos	60
3.3 Otros tipos de energía asociadas a las explosiones del volcán Popocatépetl	62
3.3.1 Parámetros de fuente de los sismos asociados a las explosiones volcánicas	62
3.3.2 Energía térmica asociada a las ondas atmosféricas en el Popocatépetl	64
3.3.3 Energía térmica del magma	65
4. Caracterización de las muestras	67
4.1. Localización de las muestras	67
4.2. Composición química	70
4.3. Mediciones de densidades y porosidades	74
4.4. Medición de área superficial	77
4.4.1 Metodología	77
4.4.2 Resultados	78
5. Experimentos de fragmentación	82
5.1. Presión umbral de fragmentación del magma	82
5.1.1 Metodología	82
5.1.2 Resultados	86
5.1.3 Comparación de los resultados experimentales con modelos teóricos	89
5.2. Eficiencia de la fragmentación	96
5.2.1 Metodología	96
5.2.2 Morfología de los productos resultantes	98
5.2.3 Resultados de la granulometría	100
5.2.4 Incremento de área superficial	107
5.2.5 Discusión	111

Tabla de contenido

5.2.6 <i>Análisis fractal</i>	114
6. <i>Discusión</i>	119
6.1. Estimación de la profundidad a la que ocurre la fragmentación	120
6.2. Presión y energía cinética de los proyectiles balísticos	122
6.3. Energía asociada a las explosiones del volcán Popocatépetl	127
7. <i>Conclusiones</i>	129
Futuras líneas de trabajo	132
<i>Apéndice: Ecuaciones de movimiento para un fluido homogéneo</i>	133
<i>Referencias</i>	135

Lista de figuras

Capítulo 2

Fig. 2.1	Fotografías de: (A) una erupción efusiva en Kilauea, Hawai en 1984; (B) una erupción explosiva del volcán Santa Elena el 22 de julio de 1980.	9
Fig. 2.2	A) Clasificación de Walker (1973) y B) Clasificación de Pyle (1989).	11
Fig. 2.3	Criterios del Índice de Explosividad Volcánica (VEI).	13
Fig. 2.4	Esquema de una explosión de tipo pliniana.	16
Fig. 2.5	Secuencia de una erupción de tipo stromboliana.	21
Fig. 2.6	Esquema de una explosión de tipo vulcaniana.	23
Fig. 2.7	Diagrama esquemático del modelo de Fagents y Wilson (1993).	25
Fig. 2.8	Velocidad como función de la presión inicial de acuerdo al modelo de Woods (1995a)	28
Fig. 2.9	Transición vítrea (<i>glass transition</i>) en la gráfica de tiempo contra el inverso de la temperatura.	32
Fig. 2.10	Secuencia de fotografías por Ichihira et al. (2002) en los experimentos de fragmentación por descompresión rápida con un material viscoelástico y distintas tasas de descompresión.	34
Fig. 2.11	Secuencia de fotografías de la fragmentación por descompresión rápida de una muestra de pómez de Santorini.	38
Fig. 2.12	Mecanismos de fragmentación quebradiza por rápida descompresión. a) Onda de descompresión; b) Onda de fragmentación (capa por capa); c) Flujo rápido entre poros interconectados.	39

Capítulo 3

Fig. 3.1	Localización del volcán Popocatepetl en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) en la zona central de México, junto con los otros volcanes de la Sierra Nevada así como las principales poblaciones y carreteras cercanas al volcán Popocatepetl.	43
Fig. 3.2	A) Domo de lava del volcán Popocatepetl. B) Columna eruptiva formada por una explosión del volcán Popocatepetl.	45
Fig. 3.3	Número de explosiones en el volcán Popocatepetl de enero de 1996 a diciembre de 2005.	49
Fig. 3.4	Proyectiles balísticos incandescentes emitidos por una explosión del volcán Popocatepetl.	51
Fig. 3.5	Valores del coeficiente de arrastre medidos en un túnel de viento subsónico, en función del número de Reynolds para cada una de las 6 muestras de fragmentos volcánicos producidos por eventos explosivos del volcán Popocatepetl.	55

Lista de figuras

<i>Fig. 3.6</i>	Coeficiente de arrastre como función del número de Mach para esferas y cubos inclinados y la función promedio ponderada de ambos.	56
<i>Fig. 3.7</i>	Mapa de Peligros por caída de productos balísticos del volcán Popocatépetl.	61

Capítulo 4

<i>Fig. 4.1</i>	Fotografías de dos muestras de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatépetl. A) Muestra I-2 y B) muestra II-8.	67
<i>Fig. 4.2</i>	Localización de las muestras de balísticos emitidos por el volcán Popocatépetl en la clasificación de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) de rocas volcánicas de acuerdo a su contenido total de alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs Sílice (SiO_2), (Le Bas et al., 1986).	71
<i>Fig. 4.3</i>	Variaciones composicionales de SiO_2 vs: (a) MgO , (b) Al_2O_3 , (c) FeO (total Fe), (d) CaO , (e) Na_2O , (f) K_2O , (g) TiO_2 y (h) NiO de las muestras del volcán Popocatépetl	72
<i>Fig. 4.4</i>	Imágenes de algunas secciones delgadas de las muestras del volcán Popocatépetl muestreadas. A) Popo I-1; B) Popo I-3; C) Popo II-7; D) Popo II-8.	74
<i>Fig. 4.5</i>	Porosidad abierta en función de la densidad de la matriz de las muestras del volcán Popocatépetl.	76
<i>Fig. 4.6</i>	Área superficial específica en función de la porosidad abierta de 8 cilindros correspondientes a 6 muestras de balísticos emitidos por el volcán Popocatépetl	79
<i>Fig. 4.7</i>	Área superficial específica en función de la porosidad abierta de muestras de un depósito de bloques y cenizas del volcán Unzen (Japón).	80

Capítulo 5

<i>Fig. 5.1</i>	A) Fotografía de la bomba de fragmentación. B) Dibujo esquemático de la bomba de fragmentación con ampliación del autoclave.	83
<i>Fig. 5.2</i>	Presión umbral de fragmentación como función de la porosidad abierta de las muestras del volcán Popocatépetl y de otros volcanes.	87
<i>Fig. 5.3</i>	Muestras fracturadas de una roca con porosidad de 2.5% del volcán Soufrière Hills. a) Muestra parcialmente fracturada después de un experimento a 30 MPa. b) Muestra completamente fracturada después del experimento a 40 MPa.	88
<i>Fig. 5.4</i>	Dibujo esquemático del modelo de Alidibirov (1994).	91
<i>Fig. 5.5</i>	Porosidad abierta vs presión umbral de fragmentación correspondientes a los datos experimentales del volcán Popocatépetl y los mejores ajustes que se obtienen de los modelo teóricos. También se muestran los resultados experimentales para otros volcanes obtenidos por Spieler et al. (2004b).	94

Lista de figuras

<i>Fig. 5.6</i>	Fotografías tomadas en el microscopio electrónico de barrido de: arriba fragmentos vítreos producidos durante los experimentos de fragmentación. Abajo: Cenizas vítreas emitidas por el volcán Popocatépetl en distintos eventos explosivos.	99
<i>Fig. 5.7</i>	Granulometría de los experimentos de eficiencia de la fragmentación correspondientes a las muestras con porosidad abierta de 14%.	101
<i>Fig. 5.8</i>	Granulometría de los experimentos de eficiencia de la fragmentación correspondientes a las muestras con porosidad abierta de 20%.	102
<i>Fig. 5.9</i>	Ajuste de los datos experimentales a la distribución de Rosin vs Gauss según el programa de Schleyer (1987).	104
<i>Fig. 5.10</i>	Generación de ceniza ($d < 2\text{mm}$) como función de la energía potencial de fragmentación (<i>EPF</i>) para las dos series de experimentos con distintas porosidades.	106
<i>Fig. 5.11</i>	Diámetro medio calculado con la distribución de Rosin (en unidades Φ) como función de la energía potencial de fragmentación (<i>EPF</i>) para las dos series de experimentos con distintas porosidades.	107
<i>Fig. 5.12</i>	Incremento del área superficial de las partículas después del experimento como función de la densidad de energía potencial de fragmentación para las dos series con distintas porosidades.	110
<i>Fig. 5.13</i>	Incremento del área superficial de las partículas después del experimento como función de la densidad de energía potencial de fragmentación de muestras del volcán Unzen (Japón) con tres distintas porosidades.	111
<i>Fig. 5.14</i>	Datos de permeabilidad vs porosidad total de muestras volcánicas medidos por Mueller et al. (2005).	113
<i>Fig. 5.15</i>	Logaritmo del número de partículas $N > d$ vs d para cuatro representativos experimentos incluyendo las dos series de distintas porosidades: 14% (arriba) y 20% (abajo) y dos diferentes presiones: 14.1 MPa (izquierda) y 25 MPa (derecha).	115
<i>Fig. 5.16</i>	Dimensión fractal como función de la energía potencial de fragmentación (<i>EPF</i>) de las muestras del volcán Popocatépetl y del volcán Unzen	118

Capítulo 6

<i>Fig. 6.1</i>	Velocidad de lanzamiento máximo (u_o) en función de la presión del gas de acuerdo al modelo de Fagents y Wilson (1993) para diferentes valores de la fracción en peso de volátiles.	124
-----------------	---	-----

Lista de tablas

Capítulo 3

<i>Tabla 3.1</i>	Cronología de la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl, 1994-2005.	45
<i>Tabla 3.2</i>	Características de las muestras utilizadas y de diversas figuras geométricas con su área transversal (A), diámetro equivalente (D_E) y coeficiente de arrastre (C_d) al que tienden con $Re > 4 \times 10^4$.	53
<i>Tabla 3.3</i>	Características de distintas figuras geométricas (área transversal y diámetro equivalente) y coeficiente de arrastre medido en el túnel de viento subsónico.	55
<i>Tabla 3.4</i>	Comparación de la energía cinética de lanzamiento y máximo alcance calculado para los PBV del 17 de diciembre de 1998 utilizando diferentes coeficientes de arrastre, considerando el tiempo de vuelo mínimo (33 s) medido en los videos del CENAPRED.	60
<i>Tabla 3.5</i>	Parámetros sísmicos asociados a 10 diferentes explosiones del volcán Popocatepetl de abril de 1997 a enero de 2001.	63

Capítulo 4

<i>Tabla 4.1</i>	Localización y diámetro promedio (geométrico) de las 10 muestras de proyectiles balísticos utilizados en los experimentos de fragmentación.	68
<i>Tabla 4.2</i>	Composición por roca total determinada por fluorescencia de rayos X de 7 muestras de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl utilizados en este estudio.	70
<i>Tabla 4.3</i>	Densidades y porosidades de las muestras recolectadas del volcán Popocatepetl.	76

Capítulo 5

<i>Tabla 5.1</i>	Parámetros y resultados de los experimentos de la presión umbral de fragmentación con las muestras de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl recolectadas para este estudio.	86
<i>Tabla 5.2</i>	Resistencia tensional y error estándar correspondientes al mejor ajuste de cada uno de los modelos de fragmentación teóricos a los resultados experimentales del volcán Popocatepetl y de Spieler et al. (2004b).	94
<i>Tabla 5.3</i>	Características físicas de las muestras utilizadas para los experimentos de eficiencia de fragmentación.	100
<i>Tabla 5.4</i>	Análisis del área superficial de todas muestras del volcán Popocatepetl e incremento de área superficial para cada experimento.	109
<i>Tabla 5.5</i>	Resultados del análisis fractal para todos los experimentos.	116

Capítulo 6

<i>Tabla 6.1</i>	Profundidad de 10 explosiones del Volcán Popocatepetl de abril de 1997 a diciembre de 1998 de acuerdo con Cruz-Atienza et al. (2001).	121
<i>Tabla 6.2</i>	Localización, diámetro promedio (geométrico) y densidad geométrica (incluyendo poros) de las muestras de proyectiles balísticos utilizados en los experimentos de fragmentación. Se muestra también la velocidad calculada, así como su energía cinética asociada (E_k) y la densidad de energía cinética (E_k /masa).	122
<i>Tabla 6.3</i>	Contenido en peso de volátiles (n) y porosidad (Φ) necesaria para obtener las velocidades observadas de los proyectiles balísticos de acuerdo a los tres diferentes modelos de explosiones vulcanianas.	125
<i>Tabla 6.4</i>	Recopilación de la magnitud de distintas energías asociadas a diferentes eventos explosivos del volcán Popocatepetl.	128

Resumen

Este trabajo presenta experimentos de fragmentación por descompresión rápida utilizando muestras de rocas del domo de lava emitidas en forma balística por el volcán Popocatépetl en eventos explosivos entre el año 2000 y 2004. El objetivo de este trabajo es estudiar en el laboratorio cual es la presión mínima que se requiere para fragmentar completamente estas rocas y establecer los parámetros que determinan la eficiencia de la fragmentación.

Los experimentos consistieron en presurizar con argón cilindros (6 cm de largo y 2.5 cm de diámetro) obtenidos de las muestras recolectadas hasta una presión definida y descomprimirlos súbitamente por la ruptura de un diafragma, y observar si la muestra se fragmenta completamente o no. Repitiendo este experimento a diferentes presiones, se obtuvo la presión mínima que se requiere para fragmentar completamente la muestra. Todos los experimentos se hicieron a 850°C.

Los experimentos obtenidos muestran que la presión umbral de fragmentación (P_{fr}) tiene una relación inversa con la porosidad abierta de las muestras, ya que ésta controla tanto la cantidad de gas presurizado como el espesor de las paredes de las burbujas. En cambio, la composición química de las muestras y su cristalinidad tienen un papel secundario en la presión umbral de fragmentación, como lo demuestra el hecho de que los resultados obtenidos con las muestras del volcán Popocatépetl siguen el mismo patrón que las muestras de otros volcanes con diferentes composiciones.

Para las muestras con porosidad de 2.9% (las más densas) se encontró que $\Delta P_{fr} = 20$ MPa, mientras que para las rocas con porosidad de 20% (las más porosas) $\Delta P_{fr} = 6$ MPa. Para las muestras más densas (porosidad < 10%), ΔP_{fr} de las rocas del volcán Popocatépetl es menor a la obtenida para otros volcanes posiblemente debido a una mayor presencia de fracturas (lo cual se observa en las mediciones de área superficial específica).

Aunque todos los experimentos con las muestras del volcán Popocatépetl fueron realizados a temperatura de 850°C, se encontró que los fragmentos producidos tienen morfologías angulosas, lo que sugiere que la fragmentación ocurrió de manera quebradiza (tipo sólido) debido

a la alta tasa de descompresión (~10 GPa/s). Además, se encontró que los fragmentos vítreos producidos experimentalmente tienen morfologías similares a los fragmentos vítreos de ceniza producidos por el volcán Popocatépetl durante distintos eventos explosivos.

La segunda parte del experimento consistió en analizar la granulometría de todos los fragmentos producidos por la descompresión y evaluar la eficiencia de la fragmentación como función de la presión aplicada y la porosidad de las muestras utilizando diferentes parámetros: diámetro medio, generación de ceniza (partículas <2 mm) e incremento de área superficial. Se hicieron dos series de experimentos, uno con porosidades de 14% y otro con porosidades de 20%, y se encontró que ambos tienen un comportamiento muy distinto. En el primer caso, la eficiencia de la fragmentación aumenta considerablemente con la presión, mientras que en el segundo la presión tiene un efecto mucho menor en los distintos parámetros. Es posible que la permeabilidad de las muestras con 20% sea considerablemente mayor y por lo tanto permita que parte del exceso de presión se disipe por un flujo permeable.

Considerando las presiones umbrales de fragmentación obtenidas en el experimento, se obtuvo que la remoción de unos pocos cientos de metros de material genera una descompresión suficiente para fragmentar el magma con porosidades mayores a 14% (la porosidad promedio de las muestras recolectadas), lo cual coincide con estimaciones de la profundidad de sismos asociados a eventos explosivos del volcán Popocatépetl. Así mismo, estas presiones pudieron relacionarse con la velocidad de salida de los proyectiles balísticos emitidos por el volcán utilizando diferentes modelos para explosiones vulcanianas considerando diferente contenido en peso de volátiles. De acuerdo a los resultados obtenidos, es posible que el modelo que considera una expansión adiabática sea el más adecuado para las explosiones del volcán Popocatépetl. Sin embargo, hace falta hacer un estudio estadístico de la porosidad de las rocas emitidas por el volcán para tener una mejor estimación del contenido de volátiles involucrados.

Los resultados experimentales presentados en este trabajo pueden utilizarse para estimar la presión inicial en un modelo de las explosiones del volcán Popocatépetl que permita describir en forma adecuada su dinámica y eventualmente podrían ser utilizados para estimar las condiciones que pueden generar un evento explosivo en el volcán Popocatépetl a partir de datos del monitoreo, en particular los datos sísmicos.

Capítulo 1

Introducción

1.1 Antecedentes

El volcán Popocatepetl es uno de los estratovolcanes más grandes del Cinturón Volcánico Transmexicano con una altitud máxima de 5452 msnm. Después de aproximadamente 70 años de tranquilidad, el Popocatepetl se reactivó el 21 de diciembre de 1994 con una serie de explosiones freáticas de moderada intensidad que abrieron el conducto y generaron columnas de ceniza que posteriormente cayó sobre diferentes pueblos al este y noreste del volcán, incluyendo la ciudad de Puebla. El material juvenil fue observado por primera vez el 29 de marzo de 1996 con la presencia de un domo de lava dacítico en el interior del cráter (Delgado-Granados et al., 2001). Desde 1996 y hasta 2005, al menos 26 domos han sido emitidos y sucesivamente destruidos por más de 100 explosiones. Durante estos eventos se han levantado columnas de ceniza de hasta 13 km snm y se han emitido proyectiles balísticos hasta una distancia máxima de 4.5 km sobre los flancos del volcán (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2007; Reportes diarios del Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED, www.cenapred.unam.mx). El volcán Popocatepetl es uno de los volcanes más poblados del mundo, con alrededor de 500,000 habitantes viviendo en las cercanías y un total de 20 millones de personas que podrían ser afectadas por caída de ceniza en caso de una erupción de gran magnitud, por lo que su reactivación ha puesto en alerta a la comunidad científica y a las autoridades (Macías and Siebe, 2005; De la Cruz-Reyna y Tilling, 2007).

Desde octubre de 1994 se ha llevado a cabo un monitoreo para estudiar la sismicidad relacionada con la actividad volcánica. Cruz-Atienza et al. (2001) estudiaron el tamaño de las explosiones volcánicas de 1997 a 2001 con base en las señales registradas en una red de siete estaciones sísmicas de banda ancha alrededor del volcán. Por el método de inversión de onda estimaron la profundidad, duración, magnitud y dirección de una fuerza única asociada a las explosiones. Por otro lado, estudios de la señales sísmicas de periodo muy largo (VLP) de dos erupciones del volcán Popocatepetl en el año 2000 (ninguna de las dos fue analizada por Cruz-Atienza et al., 2001) han permitido conocer algunos aspectos de la estructura interna del volcán y los ciclos de presurización, despresurización y represurización durante erupciones vulcanianas típicas de la presente fase eruptiva (1994-2006) del volcán (Chouet et al., 2005).

Alatorre-Ibargüengoita y Delgado-Granados (2006) modelaron la trayectoria de los proyectiles balísticos volcánicos considerando la fuerza de gravedad y la fuerza de arrastre. Esta última fue calculada con base en experimentos en un túnel de viento subsónico para medir el coeficiente de arrastre correspondiente a productos volcánicos reales (a diferencia de trabajos anteriores que utilizaban datos de figuras geométricas). Este modelo permite determinar la energía cinética de lanzamiento de los productos balísticos emitidos durante eventos explosivos del volcán a partir de su tamaño, densidad y localización alrededor del cráter. Utilizando este modelo, Alatorre-Ibargüengoita et al. (2006) desarrollaron una metodología para calcular el alcance máximo de los proyectiles balísticos en distintos escenarios explosivos, definidos a partir de la energía cinética de lanzamiento. Esta metodología ha sido utilizada para producir mapas de peligro por caída de productos balísticos en distintos volcanes: en México, Popocatépetl (Alatorre I. et al., 2001) y Volcán de Colima (Alatorre Ibargüengoitia et al., 2006); en Nicaragua, el Volcán Concepción (Delgado et al., 2002) y Masaya (Delgado-Granados et al., 2003); en El Salvador, el volcán San Miguel (Escobar et al., 2004). Estos mapas pueden servir como herramienta adicional para la toma de decisiones durante una crisis volcánica (Alatorre I. et al., 2001).

Raga et al. (2002) utilizaron un modelo numérico para simular la expansión de las ondas atmosféricas durante las explosiones del volcán Popocatépetl. Las explosiones son simuladas a partir de la liberación instantánea de una sobrepresión en un volumen predeterminado sobre el cráter del volcán, y son validadas al comparar la simulación con las señales medidas por un microbarógrafo localizado a 11 km del volcán. De esta manera, es posible estimar la energía térmica asociada a las ondas atmosféricas que se producen durante las explosiones volcánicas.

Por otro lado, en los últimos 15 años la investigación de los procesos volcánicos se ha enriquecido gracias a experimentos que simulan en el laboratorio procesos eruptivos específicos que no pueden ser observados directamente. La realización de estos experimentos permite determinar valores de parámetros importantes (como las propiedades reológicas del magma, coeficientes de solubilidad, coeficientes de difusión, etc.), verificar modelos teóricos y computacionales y establecer relaciones empíricas entre distintos parámetros. En particular, los experimentos sobre fragmentación con materiales análogos y con muestras naturales están siendo utilizados para estudiar este proceso (Mader et al., 2004).

Alidibirov y Dingwell (1996a) desarrollaron un equipo experimental para estudiar la fragmentación del magma por descompresión rápida utilizando muestras volcánicas naturales. Spieler et al. (2004a) utilizaron este equipo para medir experimentalmente la presión mínima necesaria para fragmentar rocas emitidas por distintos volcanes y con diversas características

físico-químicas. Kueppers et al. (2006a) investigaron la eficiencia de fragmentación para distintas presiones (entre 10 y 50 MPa) a partir de la granulometría de los piroclastos producidos experimentalmente con muestras del volcán Unzen.

La posibilidad de poder recolectar material juvenil emitido por el volcán Popocatepetl entre 2000 y 2006 y utilizarlo para medir experimentalmente la presión mínima necesaria para su fragmentación representa una oportunidad para estudiar las condiciones umbrales de presurización que se requieren para que ocurra una explosión volcánica de tipo vulcaniano. A partir de esta presión se puede calcular la energía potencial de fragmentación, la cual podría relacionarse con distintas manifestaciones energéticas de las explosiones volcánicas del Popocatepetl (sismicidad, proyectiles balísticos y ondas atmosféricas) si todas estas energías se conocen para el evento que produjo las muestras utilizadas en el experimento.

1.2 Planteamiento del problema

Actualmente no se conoce cual es la diferencia de presión mínima que se requiere para fragmentar el magma y que puede generar una explosión en el volcán Popocatepetl, ni de que manera la energía potencial de fragmentación contenida en los volátiles se manifiesta en otros tipos de energía, como la energía sísmica (medida en el monitoreo) o la energía cinética que determina el alcance máximo de los proyectiles balísticos.

A pesar de que la actividad del volcán Popocatepetl es bien monitoreada, la presión mínima que se requiere para fragmentar el magma no puede obtenerse solamente por las observaciones directas en el campo o con los equipos de monitoreo. Los experimentos de fragmentación utilizando rocas del domo emitidas por el volcán Popocatepetl durante distintos eventos explosivos permitirán medir cual es la diferencia de presiones mínima necesaria para fragmentarlas. Además, estos experimentos permiten evaluar la eficiencia de la fragmentación para distintas presiones aplicadas.

La presión umbral de fragmentación medida experimentalmente en las muestras naturales emitidas por el volcán Popocatepetl puede relacionarse con los datos obtenidos del monitoreo sísmico y de la energía cinética de los proyectiles balísticos, siempre y cuando se tengan todos los datos correspondientes al mismo evento explosivo. A futuro, esto podría permitir que a partir del monitoreo sísmico se evalúe más adecuadamente si el estado de presurización del volcán puede producir una explosión volcánica y, si es así, estimar la energía cinética de los proyectiles balísticos que podrían ser emitidos para calcular su alcance máximo. Estos dos aspectos serían de gran utilidad en la evaluación del peligro durante una crisis volcánica.

1.3 Hipótesis

La presión mínima de fragmentación medida experimentalmente en rocas del domo emitidas por el volcán Popocatepetl puede ser utilizada para estimar la descompresión necesaria para que ocurra una explosión. Esta presión puede relacionarse con la velocidad de lanzamiento de los proyectiles balísticos volcánicos utilizando modelos para las explosiones vulcanianas.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Determinar experimentalmente la presión mínima necesaria para fragmentar rocas del domo emitidas en forma balística por el volcán Popocatepetl y establecer los parámetros que determinan la eficiencia de la fragmentación.

1.4.2 Objetivos particulares

1. Determinar la composición química de los proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl que fueron muestreados.
2. Medir la densidad, porosidad (abierta y cerrada) y área superficial de las muestras.
3. Medir experimentalmente la presión mínima necesaria para fragmentar las muestras.
4. Evaluar la eficiencia de la fragmentación como función de la presión aplicada, a partir de distintos parámetros.
5. Establecer una relación entre la presión mínima de fragmentación con la energía cinética de lanzamiento de los proyectiles balísticos que fueron muestreados.
6. Comparar la presión mínima de fragmentación con la presión litostática correspondiente a la profundidad de los sismos asociados a las explosiones volcánicas de acuerdo al estudio de Cruz-Atienza et al. (2001).

1.5 Metodología general del trabajo

El trabajo se desarrolla en las siguientes etapas:

1. Revisión de los estudios publicados sobre fragmentación magmática y vulcanología experimental, en particular los del grupo de vulcanología experimental encabezados por el Dr. Dingwell del Departamento de Mineralogía, Petrología y Geoquímica de la

-
- Universidad de Munich (Alemania) para entender los distintos aspectos físicos de la fragmentación del magma y la metodología para hacer experimentos en su laboratorio.
2. Revisión y síntesis de las erupciones del volcán Popocatépetl entre 1994 y 2005 y presentar la energía cinética a los proyectiles balísticos volcánicos, la energía sísmica asociada a los eventos explosivos y la energía térmica asociada a las ondas atmosféricas.
 3. Recolección de muestras de fragmentos emitidos como proyectiles balísticos por el volcán Popocatépetl durante los eventos explosivos para realizar los experimentos en la Universidad de Munich.
 4. Determinación de la composición química de las muestras recolectadas mediante el análisis de roca total por fluorescencia de rayos X y análisis de láminas delgadas.
 5. Perforación de las muestras recolectadas para obtener núcleos cilíndricos para la realización de los experimentos. La densidad y la porosidad (abierta y cerrada) se medirán utilizando un picnómetro de helio, mientras que el área superficial específica se medirá utilizando el método de múltiples puntos de Brunauer-Emmett-Teller (BET).
 6. Realización de experimentos de fragmentación por descompresión rápida con los núcleos de las muestras utilizando el dispositivo desarrollado por Alidibirov y Dingwell (1996a) para obtener la presión mínima necesaria para fragmentar completamente rocas con distintas porosidades. Estos resultados se compararán con los datos obtenidos por el grupo de vulcanología experimental de Munich para muestras de otros volcanes utilizando el mismo dispositivo experimental (Spieler et al., 2004a).
 7. Aplicación de los modelos teóricos de McBirney y Murase (1970), Alidibirov (1994) y Zhang (1999) sobre la fragmentación del magma para establecer una relación entre la presión mínima de fragmentación y la porosidad abierta, y discutir cual de ellos reproduce mejor los datos experimentales obtenidos.
 8. Recolección de los fragmentos producidos durante los experimentos y hacer un estudio granulométrico de ellos a partir del tamizado de la fracción gruesa ($>250 \mu\text{m}$) y análisis por refracción láser de la fracción fina. Posteriormente, determinar el tipo de distribución granulométrica de cada experimento y establecer la dependencia de distintos parámetros (generación de ceniza, diámetro medio, incremento de área superficial y dimensión fractal) con la presión aplicada. Discutir los factores que pueden determinar la eficiencia de la fragmentación.

9. Aplicación de los modelos de Turcotte et al. (1990), Fagents y Wilson (1993) y Woods (1995a) para explosiones de tipo vulcaniano para establecer el contenido inicial de volátiles requerido para obtener las velocidades calculadas para los proyectiles balísticos muestreados a partir de la presión obtenida en los experimentos de fragmentación, y discutir la aplicabilidad de cada uno de ellos.
10. Conclusión de los resultados obtenidos y presentación de futuras líneas de trabajo.

1.6 Organización del trabajo

El capítulo 2 describe brevemente los principales procesos físicos que ocurren en distintos tipos de explosiones. Posteriormente, describe las diferentes maneras en que puede ocurrir la fragmentación magmática (dúctil vs quebradiza) y menciona los mecanismos que se han propuesto para explicar la fragmentación magmática.

El capítulo 3 presenta una breve reseña de la actividad eruptiva del volcán Popocatepetl de diciembre de 1994 a diciembre de 2005. Además, se presentan los estudios relacionados con distintas manifestaciones energéticas de las explosiones volcánicas ocurridas durante este periodo: la energía cinética de los proyectiles balísticos volcánicos, la energía asociada a los sismos producidos por las explosiones y la energía térmica de las ondas atmosféricas.

El capítulo 4 presenta la composición química y las características físicas de los proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl que fueron muestreados para la realización de los experimentos.

El capítulo 5 presenta la metodología de los experimentos de fragmentación y los resultados obtenidos: la presión umbral de fragmentación y la eficiencia de la fragmentación evaluada por distintos parámetros relacionados a la granulometría de los fragmentos producidos.

El capítulo 6 discute los resultados experimentales y establece la relación con la profundidad de las explosiones determinada a partir de estudios sísmicos. También presenta el contenido de volátiles necesarios para emitir los proyectiles balísticos a las velocidades calculadas considerando la presión obtenida en los experimentos de fragmentación y utilizando

diferentes modelos para explosiones vulcanianas. Además, se hace una recopilación de la energía térmica, sísmica, cinética y potencial de fragmentación durante diferentes eventos explosivos del volcán Popocatepetl.

En el capítulo 7 se presentan las conclusiones del estudio y se proponen algunas futuras líneas de trabajo.

En el apéndice se presentan las ecuaciones fundamentales de la mecánica de fluidos que se aplican para el ascenso de magma en diferentes modelos sobre explosiones volcánicas.

Capítulo 2

Volcanismo explosivo y fragmentación magmática

La primera sección de este capítulo describe las características del volcanismo explosivo y efusivo, y las condiciones en que ocurre cada uno de ellos. La sección 2.2 presenta las principales clasificaciones de la actividad eruptiva, y menciona los procesos físicos más importantes que intervienen en distintos tipos de explosiones volcánicas, de acuerdo a modelos propuestos por diferentes autores. La sección 2.3 define la fragmentación magmática y plantea diferentes mecanismos que la producen durante las explosiones volcánicas.

2.1 Volcanismo explosivo vs volcanismo efusivo

Las erupciones volcánicas abarcan un espectro continuo entre la actividad efusiva dominada por la emisión relativamente tranquila de lava, y la actividad explosiva caracterizada por la emisión violenta de material piroclástico. La actividad efusiva se caracteriza por el ascenso lento del magma (<1 m/s), la liberación no explosiva de la fase gaseosa, tasas de despresurización pequeñas (<1 MPa/s) y se manifiesta generalmente con la emisión de coladas de lava (figura 2.1A) que pueden alcanzar algunas decenas de km (Kilburn, 2000). En el otro extremo, la actividad explosiva se caracteriza principalmente por la emisión violenta de volátiles y piroclastos (fragmentos de magma) producidos por la fragmentación del magma que pueden formar columnas eruptivas de varios kilómetros de altura (figura 2.1B), y si las columnas colapsan, se pueden generar flujos piroclásticos que se desplazan por los flancos del volcán a gran velocidad (hasta del orden de 100 m/s).

Las erupciones explosivas generalmente son mucho más peligrosas que las de tipo efusivo por la violencia que las caracteriza y la velocidad con la que son emitidos sus productos. Los grandes desastres volcánicos han estado relacionados con actividades de tipo explosivo como las erupciones de Tambora (1815), Krakatoa (1883), Mount Pelée (1902), Pinatubo (1991) y en México la erupción del volcán Chichón (1982), por citar solo algunos ejemplos. Al contrario, la actividad de los volcanes de Hawai que emiten ríos de lava en forma efusiva representa un menor peligro para la población.

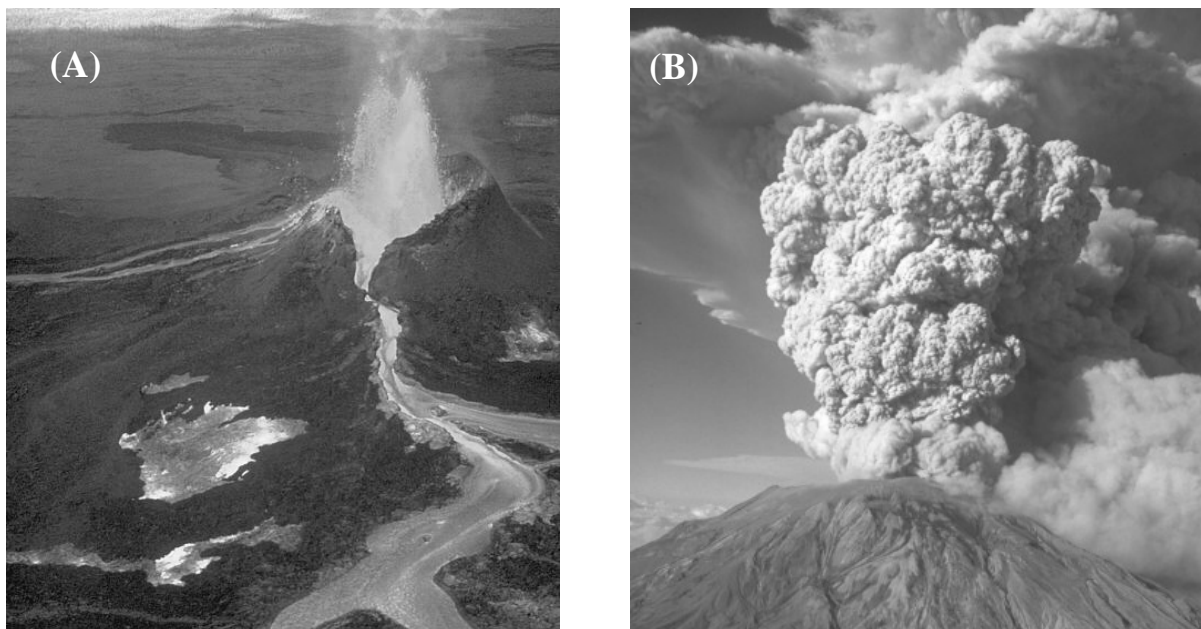


Figura 2.1 Fotografías de: (A) una erupción efusiva en Kilauea, Hawai tomada por J.D. Griggs, en 1984; (B) una erupción explosiva del volcán Santa Elena el 22 de julio de 1980 tomada por Austin Post. Fotografías tomadas de <http://volcanoes.usgs.gov/Products/Pglossary/pglossary.html>

El tipo de actividad que se presenta durante una erupción volcánica depende principalmente de la composición del magma, su temperatura y la cantidad y composición de los gases disueltos que contiene. Estos factores determinan en distintos grados la viscosidad (o movilidad) del magma. La viscosidad de un magma asociado con una erupción explosiva puede ser de hasta 10^{10} Pa's, que es hasta ocho órdenes de magnitud mayor que la viscosidad de un magma emitido efusivamente (Wallace y Anderson, 2000).

Uno de los factores más significativos que influye en el comportamiento volcánico es la composición química del magma. La viscosidad de un magma está directamente relacionada con su contenido en sílice (SiO_2), además de otros factores que se mencionan más adelante. En general, mientras más sílice tenga un magma, mayor será su viscosidad, ya que los tetraedros de sílice que forman el magma se enlazan formando largas cadenas que dificultan su movimiento, incluso antes de que empiece la cristalización (Tarbuck y Lutgens, 2004). Por lo tanto, las lavas félsicas (con $\text{SiO}_2 > 63\%$) son muy viscosas y generan erupciones volcánicas principalmente explosivas. Por otro lado, las lavas máficas (con $\text{SiO}_2 < 55\%$) en general tienden a ser mucho menos viscosas, son emitidas efusivamente y pueden recorrer grandes distancias antes de solidificarse.

El contenido de volátiles y su composición también afectan la viscosidad del magma. Al aumentar la cantidad de agua disuelta en el magma, disminuye su viscosidad para una composición y temperatura dadas, debido a que el agua rompe las cadenas de tetraedros de SiO_2 , lo que le permite al magma fluir más fácilmente. Estudios experimentales han mostrado un efecto no lineal del contenido de agua en la disminución de la viscosidad. Por ejemplo, al aumentar el contenido en peso de agua de 0 a 3% la viscosidad de un magma riolítico puede disminuir hasta en 5 órdenes de magnitud, mientras que un contenido de agua mayor a 3% produce una variación en la viscosidad mucho menor (Hess y Dingwell, 1996). Por otro lado, la cantidad de CO_2 disuelto en el magma tiene un efecto mucho menor que el agua en la viscosidad del magma, aunque existen datos experimentales que muestran que el CO_2 fomenta la generación de cadenas de tetraedros en el magma y por lo tanto aumenta su viscosidad. En general, el contenido de otros volátiles como el SO_2 y el HCl es menor y hasta la fecha no se tienen datos de cómo influyen en la viscosidad del magma (Wallace y Anderson, 2000).

Otros factores importantes que influyen en la viscosidad (y por lo tanto en el tipo de actividad eruptiva) son los siguientes:

1. Temperatura del magma: a mayor temperatura la viscosidad disminuye. Por ejemplo, la viscosidad de un magma riolítico a 900°C puede ser dos o tres órdenes de magnitud (dependiendo el contenido de agua) menor a la viscosidad de un magma con la misma composición a 700°C (Hess y Dingwell, 1996).
2. Contenido de cristales: una mayor cantidad de cristales aumenta la viscosidad (Papale y Dobran, 1993 y 1994).
3. Contenido de burbujas: la exsolución de burbujas aumenta la viscosidad del magma porque éstas obstaculizan el movimiento del magma (Sparks, 1978).

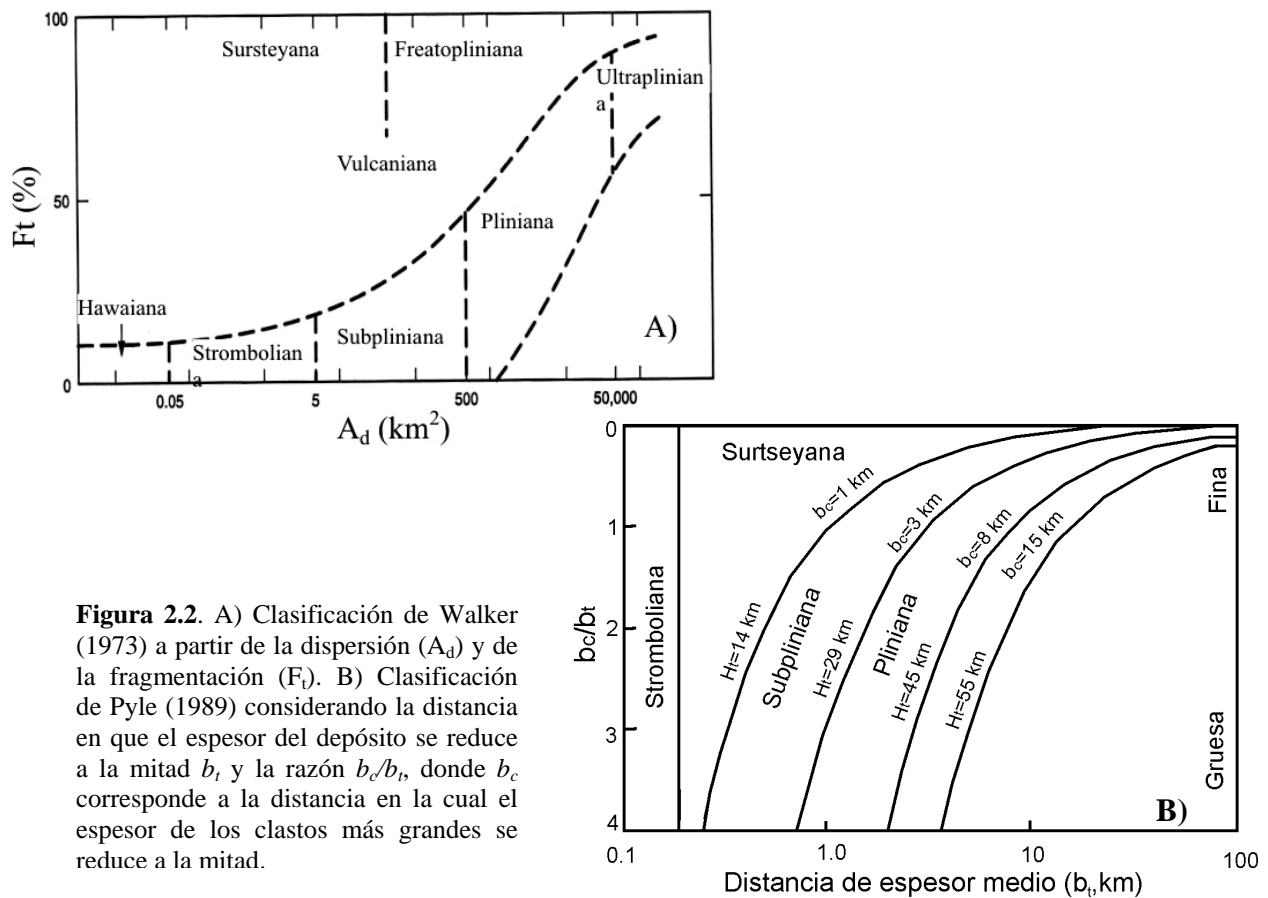
El estilo eruptivo durante un mismo evento puede cambiar por la inyección de un nuevo magma, por procesos de diferenciación magmática, el contacto del magma con agua externa o la variación en la tasa de ascenso de magma con el consecuente cambio en la desgasificación y cristalización, lo que influye significativamente en su viscosidad (Woods y Koyaguchi, 1994; Melnik y Sparks, 1999). La formación de domos de lava es un ejemplo de la actividad efusiva relacionada con magmas félsicos, que pueden derivar en eventos explosivos por la destrucción de estos domos o en flujos piroclásticos por su colapso.

2.2 Tipos de explosiones volcánicas

Para poner en contexto las condiciones en las cuales ocurre la fragmentación del magma, en esta sección se presentan brevemente las principales clasificaciones de la actividad eruptiva, los procesos físicos más importantes que intervienen en las explosiones volcánicas y se mencionan algunos trabajos que han intentado modelarlas.

Walker (1973) propuso una clasificación del tipo de actividad volcánica a partir de dos parámetros relacionados con depósitos piroclásticos de caída (figura 2.2A):

1. La dispersión areal, referida a la extensión de un depósito piroclástico de caída, dada por el área encerrada por la isopaca 1/100 del espesor máximo extrapolado.
2. El índice de fragmentación, que mide el tamaño de grano del depósito, dado por el porcentaje de ceniza más fina que 1 mm en el punto del eje de dispersión que corresponde a 1/10 del espesor máximo del depósito.



Pyle (1989) en su clasificación (figura 2.2B) parecida a la propuesta por Walker (1973), introdujo los parámetros b_t , que indica la distancia a la cual el espesor del depósito se reduce a la mitad, y b_c , que indica la distancia en la cual el espesor de los clastos más grandes se reduce a la mitad. Carey y Sparks (1986) demostraron que la dispersión de los clastos, y por lo tanto b_c , está directamente relacionado con la altura de la columna. El cociente b_c/b_t representaría un índice de la fragmentación del depósito. De manera similar a la clasificación de Walker, el grado de fragmentación aumenta hacia arriba del diagrama y la dispersión areal aumenta de izquierda a derecha (Pyle, 1989).

Newhall y Self (1982) propusieron el Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por las siglas en inglés de Volcanic Explosivity Index) como una escala que permite clasificar las erupciones volcánicas utilizando un único número entero, de manera análoga a la escala de Richter utilizada en sismología. De acuerdo con este índice, el tamaño de una erupción explosiva depende principalmente de 5 parámetros, los cuales fueron inicialmente identificados por Walker (1980):

1. Magnitud, la cual está determinada por el volumen del material arrojado.
2. Intensidad, definida como el volumen de material arrojado por unidad de tiempo y que se determina a partir de la altura de la columna eruptiva y de las velocidades de salida de los piroclastos.
3. Poder de dispersión, el cual está determinado por la altura de la columna eruptiva.
4. Violencia de la liberación de energía cinética, con significado físico similar a la intensidad, referido principalmente a eventos explosivos de breve duración.
5. Potencial destructivo, definido como la extensión de devastación real o potencial de una erupción.

El VEI es una escala compuesta que consta de 8 grados. A cada erupción se le asigna un grado de la escala utilizando la mayor cantidad posible de los criterios que se muestran en la figura 2.3. De acuerdo con esta escala, las erupciones volcánicas se consideran de tipo explosivo cuando sus $VEI \geq 2$.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción General	No explosiva	Pequeña	Moderada	Moderada-Larga	Larga	Muy larga			
Volumen de Tefra (m ³)	1x10 ⁴	1x10 ⁶	1x10 ⁷	1x10 ⁸	1x10 ⁹	1x10 ¹⁰	1x10 ¹¹	1x10 ¹²	
Altura de la columna (km)									
Sobre el cráter	<0.1	0.1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
Sobre el nivel del mar									
Descripción cualitativa	"Ligero"	"Efusivo"	"Explosivo"		"Cataclismo"		"Paroxismal"	"Colossal"	
						"Severo"	"Violento"	"Terrible"	
Tipo de erupción		"Stromboliano"		"Vulcaniano"		"Pliniano"		"Ultra-pliniano"	
	"Hawaiano"								
Duración (explosión continua)		< 1 hr		1-6 hrs		6-12 hrs		>12 hrs	
Máx. Explosividad enumerada en CAVW		Flujo de lava				Explosión o nube ardiente			
		Domo o flujo de lodo	Freático						
Inyección de materiales en la troposfera	Despreciable	Menor	Moderado	Substantial					
Inyección de materiales en la estratósfera	Nulo	Nulo	Nulo	Posible	Moderado	Significativo			
Número de erupciones	699	845	3477	869	278	84	39	4	0

Figura 2.3 Criterios del Índice de Explosividad Volcánica (VEI). Modificado de Simkin y Siebert (1994). El número de erupciones se refiere hasta 1994. Se asigna el valor de VEI=2 a las erupciones reportadas pero sin mayores elementos de descripción, lo que explica el elevado número de erupciones con VEI=2 indicado.

De la Cruz-Reyna (1991) demostró que a nivel global la ocurrencia de la actividad volcánica explosiva correspondiente a eventos con VEI > 3 puede ser descrita con la distribución de Poisson que tiene la forma:

$$p(x) = \lambda^x e^{-\lambda} / x! \tag{2.1}$$

donde λ es el número de eventos explosivos de una determinada categoría VEI dividida entre el intervalo de tiempo en que ocurrieron y $p(x)$ es la probabilidad de que x erupciones ocurran en un determinado intervalo de tiempo. Cabe mencionar que eventos de magnitudes menores no siguen la distribución de Poisson debido posiblemente a que los reportes que se cuenta para este tipo de eventos son poco confiables y que para todos los eventos cuya información es incompleta se le asigna arbitrariamente un valor VEI= 2 en el catálogo mundial de Simkin y Siebert (1994).

De la Cruz-Reyna (1991) encontró que λ se relaciona con los valores de VEI ≥ 3 con la siguiente relación:

$$\log \lambda = a - bM_v \tag{2.2}$$

donde M_v es el valor de VEI, con a y b constantes. El mejor ajuste para λ expresada en erupciones por década se obtiene con $a= 3.494$ y $b= 0.789$ (para λ expresada en erupciones por año se obtiene que $a= 2.5$). Esto indica que a nivel global el número de erupciones por unidad de tiempo decae con un factor de alrededor de 6 respecto a la siguiente categoría de VEI. La ecuación (2.2) también puede ser utilizada para los eventos explosivos de un volcán en particular suponiendo que la tasa eruptiva de éste se mantiene estacionaria. Por ejemplo, para el volcán Popocatepetl, De la Cruz-Reyna y Tilling (2007) encontraron que para λ expresada en erupciones por año $a= -0.524$ y $b= 0.530$, mientras que para el volcán Citlaltépetl, De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez (2002) encontraron que $a= -0.146$ y $b= 0.873$ (para $\lambda=$ eventos/año).

Para un volcán en particular, la secuencia de eventos explosivos de un determinado VEI puede expresarse como un proceso de Bernoulli. Esto significa que una sucesión de intervalos de tiempo (años, décadas u alguna otra escala) puede ser considerada una secuencia de sucesos que pueden o no incluir una erupción. Dada la probabilidad de ocurrencia de un evento p (y la probabilidad de no ocurrencia $1-p$), la probabilidad de que ocurran x erupciones en n sucesos (intervalos de tiempo) está dado por la distribución Binomial (De la Cruz-Reyna y Tilling, 2007; De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez, 2002):

$$B(n, x) = {}_n C_x p^x (1-p)^{n-x} \quad (2.3)$$

donde ${}_n C_x$ es el número de combinaciones tomando x elementos en un total de n . Suponiendo que el proceso de Bernoulli es estacionario, se puede estimar la probabilidad de ocurrencia de futuras erupciones en un intervalo de tiempo a partir de la tasa media utilizando la ecuación (2.3).

Por otro lado, Yokoyama (1957) demostró que la energía térmica representa la mayor cantidad de energía durante las erupciones volcánicas. Esta energía, al igual que la energía cinética, depende de la masa emitida. Carey y Sigurdsson (1989) señalaron que existe una correlación positiva entre la intensidad de una fase de caída pliniana y la masa total emitida. Debido a que el VEI es generalmente calculado en términos de la intensidad, De la Cruz-Reyna (1991) obtuvo una relación empírica entre la energía liberada por las erupciones y el VEI asignado:

$$\log E = 0.78M_v + 21.02 \quad (2.4)$$

donde E es la energía de la erupción expresada en ergs. Al eliminar M_v de las ecuaciones (2.2) y (2.4), se obtiene que (De la Cruz-Reyna, 1991):

$$\log \lambda = -\log E + 24.5 \quad (2.5)$$

con λ expresada como erupciones por década y E en ergs. De esta expresión se obtiene:

$$\lambda E = k \quad (2.6)$$

Esta ecuación implica que la tasa a la cual la energía volcánica es liberada en erupciones explosivas es una constante con valor $k = 3.16 \times 10^{23}$ erg/año, y que la misma cantidad de energía por unidad de tiempo es liberada en cada categoría $VEI \geq 3$, es decir, que la energía liberada por todos las erupciones con $VEI=3$ a nivel global en un determinado tiempo es la misma que la energía liberada por un menor número de erupciones con $VEI=4$ en el mismo tiempo, y así sucesivamente (De la Cruz-Reyna, 1991).

A continuación, se describen brevemente las explosiones características de tipo pliniano, vulcaniano y stromboliano, las cuales cubren un amplio intervalo de VEI y representan distintos procesos físico-químicos de la actividad volcánica. Esta distinción es necesaria para ilustrar los principales procesos físicos que ocurren en cada una de ellas a partir de algunos modelos propuestos por distintos autores. Además, se mencionan en forma independiente las explosiones freatomagmáticas, que son las que involucran cuerpos de agua externos.

2.2.1 Erupciones plinianas

La figura 2.4 muestra esquemáticamente los mecanismos asociados a una explosión del tipo pliniano. Este tipo de erupciones inician cuando las rocas que se encuentran sobre la cámara magmática se fracturan debido a la sobrepresión por la inyección de un nuevo magma desde niveles más profundos, la exsolución de volátiles por la cristalización, mezcla de distintos cuerpos magmáticos o por factores externos como terremotos tectónicos (Cioni et al., 2000). El magma empieza a ascender y experimenta una disminución en la presión que progresivamente induce la sobresaturación y liberación de los volátiles disueltos, lo que genera la formación de burbujas. La viscosidad elevada del magma (generalmente de composición dacítica y riolítica en

este tipo de erupciones) no permite una separación eficiente entre la fase líquida y gaseosa, por lo que la diferencia de velocidades entre ambas es pequeña (Cioni et al., 2000). Al continuar el ascenso del magma hacia la superficie, la presión litostática disminuye, la presión interna del magma aumenta y las burbujas de gas empiezan hasta que eventualmente producen la fragmentación del magma (sección 2.3) y sea expulsado hacia la atmósfera con velocidades del orden de cientos de metros por segundo (Wilson, 1980). A pesar de que los fragmentos resultantes presentan una gran variedad de tamaños (desde μm a dm), una parte importante (>50%) de ellos son suficientemente pequeños (<1 mm), para mantenerse en equilibrio térmico con los gases mientras son acelerados (Woods 1995b).

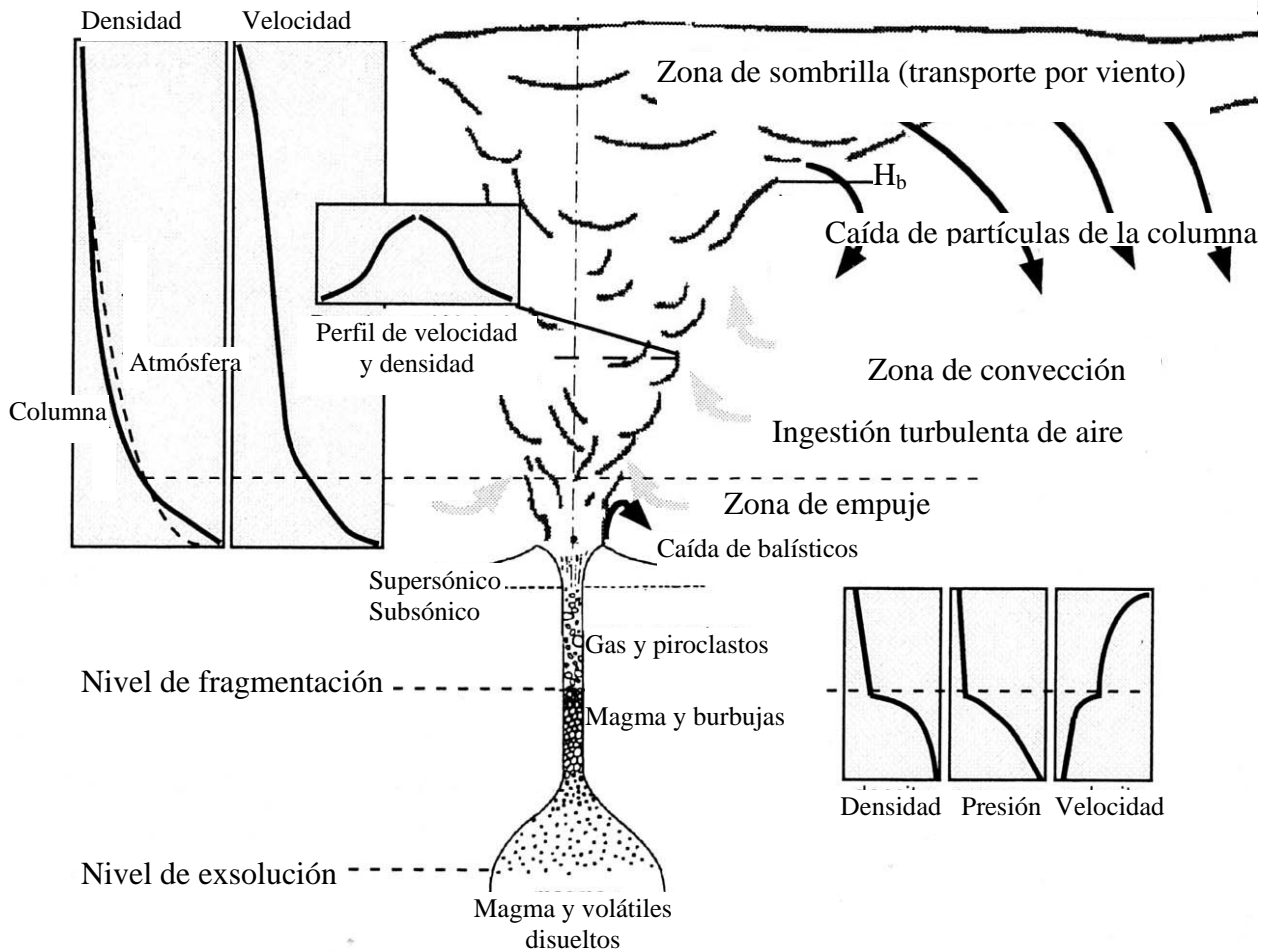


Figura 2.4 Esquema de una explosión de tipo pliniana. Se muestran las diferentes zonas desde la cámara magmática hasta la columna eruptiva, la variación de la densidad, presión y velocidad en el conducto de la mezcla explosiva, y los principales procesos asociados al flujo de magma en el conducto y a la formación de la columna eruptiva. Modificada de Cioni et al. (2000).

La duración de las erupciones plinianas es mucho mayor que el tiempo que requiere una porción del magma para pasar a través del conducto (que puede ser del orden de 10 segundos para velocidades de algunos cientos de m/s y profundidades del orden de un km), por lo que el flujo de magma y gases puede considerarse como estacionario. Debido a las altas velocidades que la dispersión de gas y piroclastos alcanzan en el conducto (del orden de 100 m/s), existe poca pérdida de energía térmica antes de que los productos de la explosión sean expulsados hacia la atmósfera (Wilson, 1980).

Se han propuesto diversos modelos dinámicos con el fin de describir las explosiones volcánicas del tipo pliniano. En general, para describir el movimiento del magma en el conducto se utiliza la ecuación de conservación de momento:

$$\rho \frac{D\vec{u}}{Dt} = -\nabla P + \rho \vec{g} + \mu \nabla^2 \vec{u} + \left(\zeta + \frac{1}{3} \mu \right) \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) \quad (2.7a)$$

donde ρ es la densidad del fluido, \vec{u} su velocidad, $\frac{D}{Dt}$ es la derivada lagrangiana con respecto al tiempo t , P la presión, \vec{g} la aceleración debido a la gravedad, μ la viscosidad dinámica del fluido y ζ el segundo coeficiente de viscosidad. En el caso de un movimiento estacionario unidimensional (en la dirección z) la ecuación de conservación de momento puede ser escrita de la siguiente forma (ver apéndice):

$$\int_{P_i}^{P_f} \frac{dP}{\rho} = \frac{1}{2} (u_f^2 - u_i^2) + g(z_f - z_i) + \phi \quad (2.7b)$$

donde ϕ es la energía mecánica por unidad de masa disipada debido a la fricción viscosa. Wilson (1980) propuso un modelo relativamente simple para describir el ascenso del magma en este tipo de explosiones a partir de la solución de la ecuación (2.7b). Para ello, supone que la velocidad relativa entre las burbujas de gas y el magma resulte pequeña, es decir, que exista un acoplamiento mecánico perfecto entre las distintas fases. Esto permite la representación de la mezcla multifásica magmática (gas-líquido) como un fluido monofásico cuyas propiedades son iguales al promedio de las propiedades de la mezcla (modelo homogéneo). En particular, la densidad del promedio de la mezcla (ρ) está dada por:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{n}{\rho_g} + \frac{1-n}{\rho_s} \quad (2.8)$$

donde n es la fracción en peso de los gases disueltos en el magma (en general se asume que los gases son solo agua), ρ_g es la densidad de los gases y ρ_s es la densidad promedio del magma (fase líquida y cristales).

Wilson utiliza la ecuación de estado del gas ideal y supone además que la fase líquida actúa como un reservorio térmico para el gas en expansión (lo cual es válido si n es pequeña y considerando la alta capacidad calorífica de la fase líquida), por lo cual es posible considerar el proceso como isotérmico. Con estas suposiciones y despreciando los términos de viscosidad, la solución de la ecuación (2.7b) del magma en movimiento está dada por:

$$nRT \ln \frac{P_i}{P_f} + \frac{1-n}{\rho_s} (P_i - P_f) = \frac{1}{2} (u_f^2 - u_i^2) + gh_c \quad (2.9)$$

donde el movimiento se desarrolla en un distancia vertical h_c , a partir de una presión inicial P_i y una velocidad inicial u_i , hasta alcanzar la velocidad final u_f a una presión P_f , donde R es la constante universal de los gases y T la temperatura (que se asume constante).

Existen modelos más elaborados para describir el ascenso del magma durante explosiones plinianas. Por ejemplo, Wilson et al. (1980) utilizaron las suposiciones del modelo homogéneo (en el que se considera el magma como una única fase) para resolver las ecuaciones de conservación de momento (2.7a) y continuidad (ver apéndice) para un flujo isotérmico considerando los efectos de fricción y diferentes geometrías del conducto debidas a la erosión de las paredes, pero manteniendo la viscosidad de la mezcla constante. Woods y Bower (1995) y Woods (1995b) revisaron el modelo de Wilson et al. (1980) e introdujeron una relación empírica entre la viscosidad del magma y la proporción entre gas disuelto y exsuelto, con lo cual obtuvieron una relación para la velocidad del sonido en el magma (u_c) de:

$$u_c \approx 0.97 \sqrt{nRT} \quad (2.10)$$

Buresti y Casarosa (1989) resolvieron la ecuación de conservación de momento (2.7b) junto con las de conservación de energía y de continuidad para el caso estacionario (ver apéndice), considerando un fluido homogéneo y suponiendo que el flujo de magma en el conducto es un proceso adiabático en vez de isotérmico, como suponen los modelos anteriores. Para resolver estas ecuaciones, consideran el flujo del magma a partir de la zona de fragmentación (donde la viscosidad es mucho menor debido a que el fluido es una dispersión de gas y piroclastos) y suponen que no hay escape de volátiles. Sus resultados muestran que el flujo puede considerarse isotérmico si el movimiento se desarrolla verdaderamente en una única dimensión, es decir, que el conducto tenga un área transversal constante. En caso contrario, es necesario incluir la ecuación de conservación de energía (ver apéndice).

Otros modelos, llamados no-homogéneos, permiten que cada una de las fases del magma (líquido y gas) se muevan con diferentes velocidades y tengan distintas temperaturas. En estos casos es necesario resolver por separado las ecuaciones correspondientes a cada una de las fases, además de considerar la transferencia de momento y de calor entre ellas. Dobran (1992) presentó un modelo de este tipo considerando un flujo isotérmico sin considerar la ecuación de conservación de energía. En este caso, no se encuentra una expresión simple de la velocidad del sonido del flujo multifásico, debido a que la fracción de volumen del gas representa una variable adicional que se ajusta a las condiciones locales. Los cálculos inician a la profundidad donde las burbujas de gas se empiezan a formar y asume que la fragmentación del magma ocurre cuando el grado de vesiculación llega al 75 % de acuerdo con los valores de vesicularidad más frecuentes observados en fragmentos de pómez producidos en eventos explosivos de diferentes volcanes (Sparks, 1978; Wilson et al., 1980, Houghton y Wilson, 1989).

Con el modelo de Dobran (1992), se encuentra que cuando el magma ascendente se acerca a la zona de fragmentación, la viscosidad de la mezcla aumenta rápidamente en algunos órdenes de magnitud debido principalmente a la exsolución de volátiles; esto produce un aumento en la fricción con las paredes del conducto y resulta en una disipación de energía mecánica muy eficiente y una disminución de la presión, con diferencias entre la presión magmática y litostática del orden de varias decenas de MPa de acuerdo con los cálculos del modelo. La disminución repentina de la presión se traduce en un incremento brusco de la fracción por volumen de gas que

al llegar a 75 % produce la fragmentación. Después de la fragmentación la viscosidad de la mezcla disminuye entre 11 y 14 órdenes de magnitud y el término de la fricción se vuelve muy pequeño.

En el modelo de Dobran (1992), la diferencia de velocidades entre las fases es significativa solamente en las cercanías de la salida del conducto, donde el gradiente de velocidad entre las dos fases se vuelve muy alto (en contraste con lo que suponen los modelos homogéneos) y es en esta zona donde se alcanza la velocidad local del sonido. Dobran también muestra que en general los modelos homogéneos son inadecuados para simular el flujo de magma viscoso durante las explosiones volcánicas en la zona cercana a la salida del conducto, porque subestiman la velocidad de salida y sobrestiman la presión en un factor de 2 a 4. Otros autores se han basado en este modelo y han tratado de incluir otros parámetros que intervienen durante el ascenso del magma, tales como su composición y el contenido de cristales (Papale y Dobran, 1993 y 1994, Papale et al., 1998, Neri et al., 1998). Estos trabajos pueden ser utilizados para reconstruir procesos de erupciones reales y representar el efecto del cambio de la composición del magma en la dinámica eruptiva completa.

Melnik (2000) propuso un modelo similar al de Dobran (1992), considerando que la diferencia de presión entre las burbujas en crecimiento y el fundido que las rodea es variable. La fragmentación ocurriría cuando la diferencia de presión excede un cierto valor crítico que puede considerarse como la resistencia tensional del magma. En particular, Melnik utiliza 1 MPa como el valor mínimo que la diferencia de presión debe alcanzar para que ocurra la fragmentación, y considera la región de fragmentación como una discontinuidad en el flujo. Un resultado importante de este modelo es que la solución no es única, sino que existen hasta cinco regímenes distintos que corresponden a condiciones estacionarias fijas.

2.2.2 Erupciones strombolianas

Las explosiones strombolianas generalmente involucran magmas poco viscosos (principalmente basálticos o basáltico-andesíticos), pero que ascienden con velocidades del orden de pocos metros por segundo. Esto permite que se formen burbujas de gas en zonas relativamente

profundas, las cuales ascienden y aumentan su volumen por la disminución de presión y por coalescencia. Al llegar a niveles más superficiales, la ruptura de las burbujas produce explosiones discretas que se suceden a intervalos de pocos minutos, y pueden ser acompañadas por derrames de lava. El proceso de cada explosión corresponde al ascenso de una burbuja en donde los fragmentos arrojados corresponden al magma que rodea a la burbuja, lo que implica un continuo, aunque escaso, aporte de material juvenil desde zonas profundas. La figura 2.5 muestra esquemáticamente una explosión de tipo stromboliana.

Debido a que este tipo de explosiones son muy comunes en volcanes como el Stromboli (Italia) y Heimaey (Islandia), y el alcance de los fragmentos es limitado, se pueden hacer útiles observaciones de campo. Los videos de explosiones de estos volcanes muestran que las velocidades de salida son inferiores a 100 m/s y alcanzan altitudes menores a 200 metros sobre el cráter (Chouet et al., 1974 y Blackburn et al., 1976). Para que el material magmático sea expulsado a tales velocidades, es necesario un mayor contenido de volátiles respecto al que estos tipos de magma (generalmente basálticos) normalmente contienen (menos de 1 % de peso en volátiles). Esto indicaría que los volátiles se segregan del fluido en el conducto con mucha eficiencia, aunque también es posible que exista un aporte de agua meteórica a la columna magmática que actúa como catalizador de estas pequeñas explosiones (Francis y Oppenheimer, 2004).

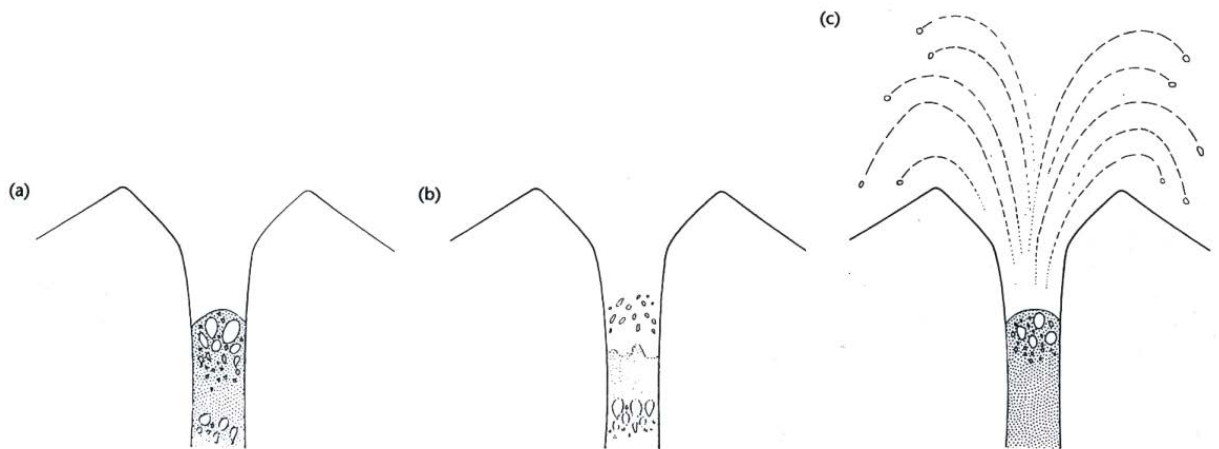


Figura 2.5. Secuencia de una erupción stromboliana. (a) Las burbujas de hasta algunos metros alcanzan la superficie y hacen que esta se hinche. (b) Las burbujas se rompen y los fragmentos del magma son expulsados. (c) Los fragmentos son lanzados en trayectorias parabólicas y alcanzan alturas hasta 200 m sobre el cráter (Tomado de Francis y Oppenheimer, 2004).

Wilson (1980) propuso un modelo simple de las explosiones strombolianas en el que supone que el magma permanece estático y las burbujas de gas ascienden a la superficie. Este tipo de explosiones exige una viscosidad del magma muy baja y el proceso se puede considerar como una expansión adiabática. En este caso la solución de la ecuación (2.7b) considerando la fricción está dada por:

$$\frac{1}{2}u_f^2 \left[1 + \frac{RT_i \rho_a}{8P_i} \left(\frac{P_i}{P_f} \right)^{\frac{1}{\gamma}} \right] = nRT_i \frac{\gamma}{\gamma-1} \left[1 - \left(\frac{P_f}{P_i} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \right] + \frac{1-n}{\rho_s} (P_i - P_f) - \frac{1}{2} g r_i \left(\frac{P_i}{P_f} \right)^{\frac{1}{3}\gamma} \quad (2.11)$$

donde ρ_a es la densidad del aire, γ la razón de los calores específicos del gas, g la aceleración de gravedad y r_i el radio inicial de la burbuja. La velocidad u_f que se obtiene con la ecuación (2.11) corresponde al gas y a los fragmentos pequeños (<10 cm). Sin embargo, en muchas ocasiones las explosiones strombolianas producen una cantidad elevada de clastos grandes (>10 cm) que son expulsados a velocidades menores a las predichas por esta ecuación.

2.2.3 Erupciones vulcanianas

Durante las erupciones del tipo vulcaniano, ocurren explosiones discretas de poca duración (de segundos a pocos minutos) a intervalos que van desde algunos minutos hasta pocas horas en niveles superficiales (del orden de centenares de metros) y que ocurren generalmente en el conducto. El término vulcaniano también se asocia a las primeras explosiones que fragmentan y arrojan una gran cantidad de rocas para limpiar el conducto de un volcán que inicia una nueva etapa eruptiva tras un largo periodo de tranquilidad (Morrisey y Mastin, 2000).

En las explosiones vulcanianas se considera que el magma es inyectado en el conducto, pero que no es expulsado hasta que la presión del gas hace saltar el tapón de roca que obstruye el conducto (figura 2.6). Este tapón puede ser un domo de lava formado por material magmático que se enfría y solidifica antes de salir a la superficie, o bien por restos de una erupción anterior. El exceso de presión necesaria para romper este obstáculo procede de la fase gaseosa. Los mecanismos que se han propuesto como fuente de los gases son la exsolución de los volátiles magmáticos por el rápido crecimiento de microlitos, la desgasificación del magma a profundidad (>3 km) y la vaporización parcial de aguas subterráneas. Durante este tipo de eventos, la energía

es mayor a las explosiones strombolianas pero inferior a las plinianas, y pueden culminar con la emisión de lavas muy viscosas ya empobrecidas en volátiles. Las velocidades de los proyectiles balísticos pueden ser de hasta 400 m/s (Morrissey y Mastin, 2000).

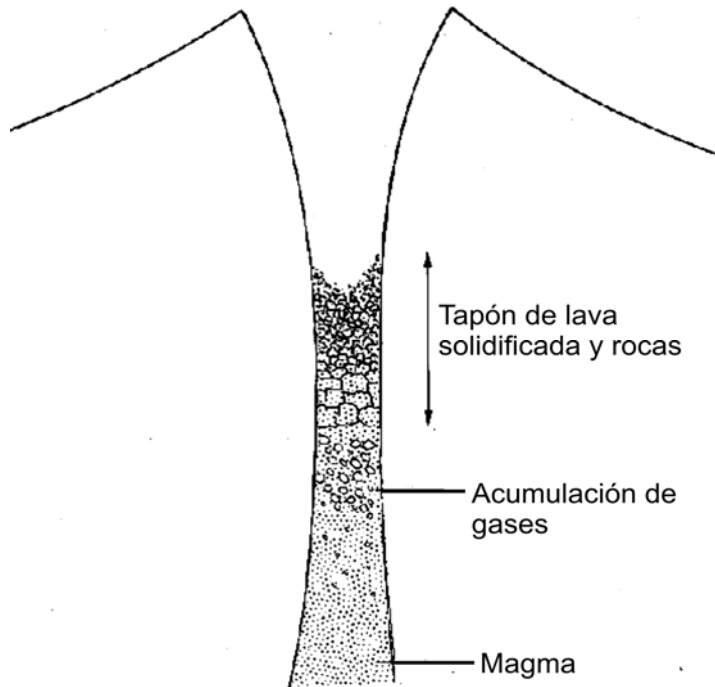


Figura 2.6 Esquema de una explosión de tipo vulcaniana. Modificada de Francis y Oppenheimer (2004).

Para las explosiones vulcanianas, Wilson (1980) propuso un modelo simple en el que supone que después de que la obstrucción del conducto es eliminada por la presión interna de los volátiles, el gas se expande adiabáticamente impulsando a los fragmentos de roca hacia arriba. Además considera que el gas no escapa lateralmente y que el área de la sección transversal del conducto se mantiene constante (esta suposición no es válida en los eventos en que ocurre una expansión lateral). La ecuación diferencial que rige el movimiento de los fragmentos de roca es:

$$A_c L \rho_s \frac{du}{dt} = (P - P_i) A_c - \frac{\rho_a C_d A_c u^2}{2} - A_c L \rho_s g \quad (2.12)$$

donde A_c representa la sección transversal del conducto, L su longitud y C_d el coeficiente de arrastre de los clastos con el aire. Esta ecuación es válida para el caso en que la velocidad (u) de los fragmentos expulsados es pequeña comparado con la velocidad del sonido de la fase gaseosa ya que no se consideran los efectos debidos a la compresión del aire.

Fagents y Wilson (1993) consideraron un modelo similar al de Wilson (1980) para calcular la presión y el contenido de volátiles a partir de la velocidad de lanzamiento de los proyectiles balísticos considerando la geometría de la figura 2.7A. La región comprendida hasta la distancia r_1 está completamente ocupada por gases con densidad ρ_g a una presión P_g , la región entre r_1 y r_2 está ocupada por roca sólida con densidad ρ_s , y posteriormente se encuentra el aire con densidad ρ_a a una presión atmosférica P_a . En cierto momento, la roca sólida se rompe y se supone que el gas se expande adiabáticamente impulsando los fragmentos de roca. Despreciando los términos debidos al arrastre y a la gravedad en la ecuación (2.12), considerando la geometría de la figura 2.7A y suponiendo una expansión adiabática, la ecuación de movimiento está dada por:

$$\frac{d^2r}{dt^2} = \frac{3r^2 \left[P_g \left(\frac{r_1}{r} \right)^{3\gamma} - P_a \right]}{\rho_s (r_2^3 - r_1^3) + \rho_a [(r + r_2 - r_1)^3 - r_2^3]} \quad (2.13)$$

donde r es la distancia y γ es la razón de las capacidades caloríficas del gas. Al integrar esta ecuación se obtiene la velocidad máxima u_o de la envolvente de la expansión junto con el tiempo t_o y la distancia R_o a la que esto ocurre. En este modelo, se supone que todo el material se comporta en forma coherente hasta alcanzar la velocidad u_o , y se propone que el material es “lanzado” con esta velocidad dentro del gas en movimiento, cuya velocidad u empieza a decaer con la distancia radial $R > R_o$ y el tiempo t de acuerdo con:

$$u = u_o \left(\frac{R_o}{R} \right)^2 e^{-t/\tau} \quad (2.14)$$

donde se supone que la constante de tiempo τ está relacionada con la razón entre la presión inicial del gas (P_g) y la presión atmosférica (P_a) por:

$$\tau = \frac{P_g}{P_a} t_o \quad (2.15)$$

En la figura 2.7B se muestra esquemáticamente el modelo explosivo de Fagents y Wilson (1993). Para calcular la velocidad inicial de los proyectiles balísticos con este modelo, es necesario asignar valores para la presión inicial del gas (P_g), el radio de la región donde el gas está confinado (r_1) y la fracción por peso de la fase gaseosa (n).

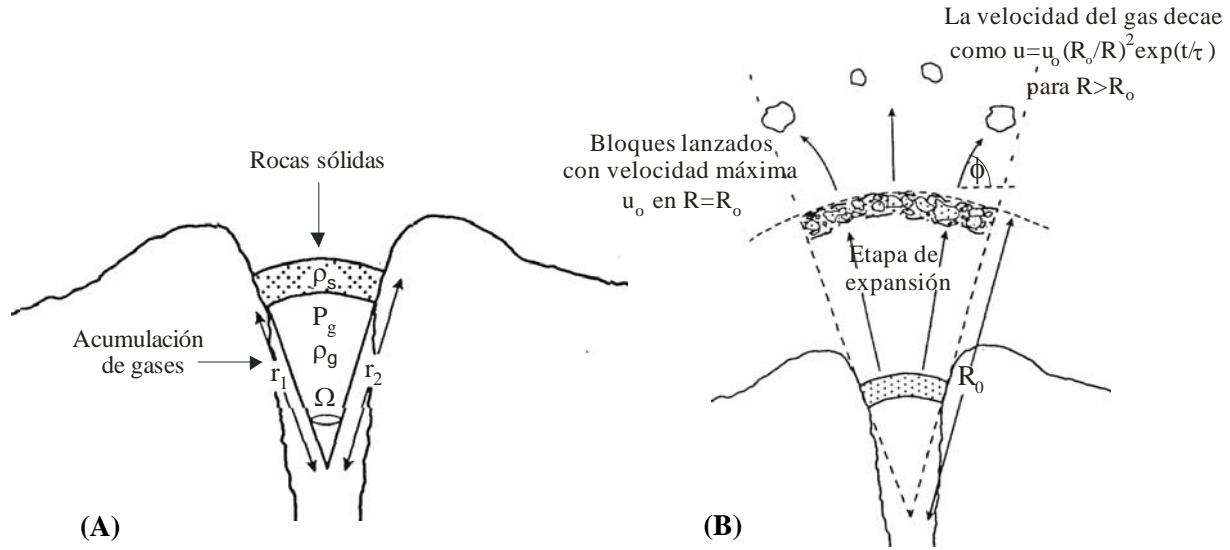


Figura 2.7. Diagrama esquemático que ilustra el modelo de Fagents y Wilson (1993). (A) Geometría considerada para resolver la ecuación de movimiento; (B) se muestra la expansión de roca y gas hasta una distancia R_0 en la cual los bloques son lanzados con velocidad u_0 .

Turcotte et al. (1990) desarrollaron un modelo teórico para las explosiones vulcanianas en condiciones no estacionarias considerando un sistema unidimensional que consiste de un conducto con diámetro constante que contiene, hasta un cierto nivel, un magma presurizado saturado en volátiles. La porción restante es ocupada por aire a presión atmosférica. En este modelo, el magma está separado del aire por roca sólida que actúa como diafragma y que en un momento dado (definido como $t = 0$) es removido. Esto genera una onda de choque la cual se propaga a través de la atmósfera y una onda de rarefacción que viaja a través del magma que determina una exsolución repentina de los volátiles, mismos que al expandirse fragmentan el magma. Este modelo permite calcular la evolución temporal del flujo (considerando las distintas fases como un fluido monofásico) a lo largo del conducto suponiendo que el flujo se realiza en condiciones isotérmicas y sin que ocurran cambios químicos. Para obtener soluciones analíticas a las ecuaciones de continuidad (ver apéndice) y de conservación de momento (2.7b) en condiciones no estacionarias, Turcotte et al. (1990) ignoran los términos de fricción y gravedad en esta última. La velocidad final de la mezcla magmática (u_f) que se obtiene al resolver las correspondientes ecuaciones (para valores pequeños de la fracción en peso de volátiles n) es:

$$u_f = (nR_v T)^{1/2} \ln \left(\frac{P_g}{P_a} \right) \quad (2.16)$$

donde R_v es la constante de gas ($461.67 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ para el agua) y T es la temperatura, P_g la presión inicial y P_a la presión atmosférica.

Ramos (1995) realizó un modelo similar al de Turcotte et al. (1990) para flujos no estacionarios, considerando la ecuación de conservación de momento (2.7a) los términos de fricción y gravedad. Con la inclusión de estos términos no se obtiene una solución analítica y es necesario recurrir a métodos numéricos. Al igual que el modelo anterior, Ramos (1995) considera que el magma está contenido en un conducto unidimensional y que al tiempo $t = 0$ se remueve un diafragma que produce la descompresión del magma, lo que produce un frente de exsolución que se mueve hacia abajo, un frente de fragmentación que ese mueva hacia arriba y una onda de choque en el aire que se mueve adelante del frente de fragmentación. La exsolución ocurre cuando la presión es igual a la presión a la que los gases disueltos en el magma se empiezan a separar de él y el frente de fragmentación corresponde a la zona donde el magma alcanza una porosidad de 75%. Los resultados que se obtienen numéricamente sin considerar la fricción ni la gravedad coinciden con los de Turcotte (1990) mientras que al considerar ambos términos los resultados aproximan los valores obtenidos por el modelo homogéneo de Dobran (1992). El modelo de Ramos (1995) predice tiempos inferiores a 1 segundo necesarios para la exsolución de gases, fragmentación y propagación de la onda de choque a partir de la remoción del diafragma.

Woods (1995a) presentó un modelo similar al de Turcotte et al. (1990) en el que relaja la suposición de la expansión isotérmica. De acuerdo con Woods, el tiempo en que ocurre la explosión es muy corto para que los fragmentos grandes mantengan el equilibrio térmico con el gas. El tiempo necesario para que los volátiles y las partículas sólidas adquieran el equilibrio térmico es del orden de $\pi d^2/k$, donde d es el diámetro del fragmento y k el coeficiente de difusión térmica que tiene un valor del orden de 10^{-6} m²/s para el magma. Por lo tanto, para las explosiones vulcanianas que duran unos pocos segundos, solamente los fragmentos menores a 1 mm podrían mantenerse en equilibrio térmico con los volátiles. Además, los fragmentos no juveniles emitidos durante la explosión están significativamente más fríos que el material juvenil, y por lo tanto, no contribuyen a la energía térmica.

Para tomar en cuenta el desequilibrio térmico entre los clastos grandes y los volátiles, Woods (1995a) considera la fracción f de los fragmentos que permanecen en equilibrio térmico con el gas durante la descompresión, que corresponde a la fracción de fragmentos < 1 mm. Despreciando la transferencia de calor a través de las paredes del conducto, de la primera ley de la termodinámica se obtiene que:

$$Pd\left(\frac{1}{\rho}\right) + [C_m f(1-n) + C_v n]dT = 0 \quad (2.17)$$

donde el término en corchetes corresponde al calor específico a volumen constante de la mezcla magma-gas, dado por la fracción por peso del magma $f(1-n)$ con capacidad específica C_m que mantiene el equilibrio térmico con la fracción por peso n de volátiles con capacidad específica C_v . Debido a que se considera a la mezcla como un fluido homogéneo, la densidad está dada por:

$$\frac{1}{\rho} = \frac{nR_v T}{P} + \frac{1-n}{\rho_s} \quad (2.18)$$

donde ρ_s es la densidad del magma. A partir de estas dos ecuaciones se encuentra que la temperatura de los volátiles disminuye de acuerdo con:

$$T = T_o \left(\frac{P}{P_o} \right)^{(\gamma-1)/\gamma} \quad (2.19)$$

donde la razón entre los calores específicos γ de la mezcla gas-magma está dado por:

$$\gamma = 1 + \frac{nR}{C_v n + C_m f(1-n)} \quad (2.20)$$

Para valores pequeños de f (<0.1), la temperatura puede bajar varias centenas de grados, por lo que claramente el proceso es no isotérmico. Al resolver las ecuaciones de continuidad (ver apéndice) y de conservación de momento (2.7b) para el caso no estacionario sin considerar los términos de fricción y gravedad, y utilizando la ecuación (2.19), se obtiene que la velocidad final de la mezcla magmática (u_f) es:

$$u_f = \frac{2\gamma}{\gamma-1} \sqrt{nR} (\sqrt{T} - \sqrt{T_o}) \quad (2.21)$$

En la figura 2.8 se muestra la velocidad final de la mezcla como función de la presión inicial del gas para distintos valores de f , así como para el modelo isotérmico de Turcotte et al. (1990) que corresponde a $f=1$ (ecuación 2.16). El caso $f = 0$ corresponde a una expansión adiabática como el modelo de Fagents y Wilson (1993).

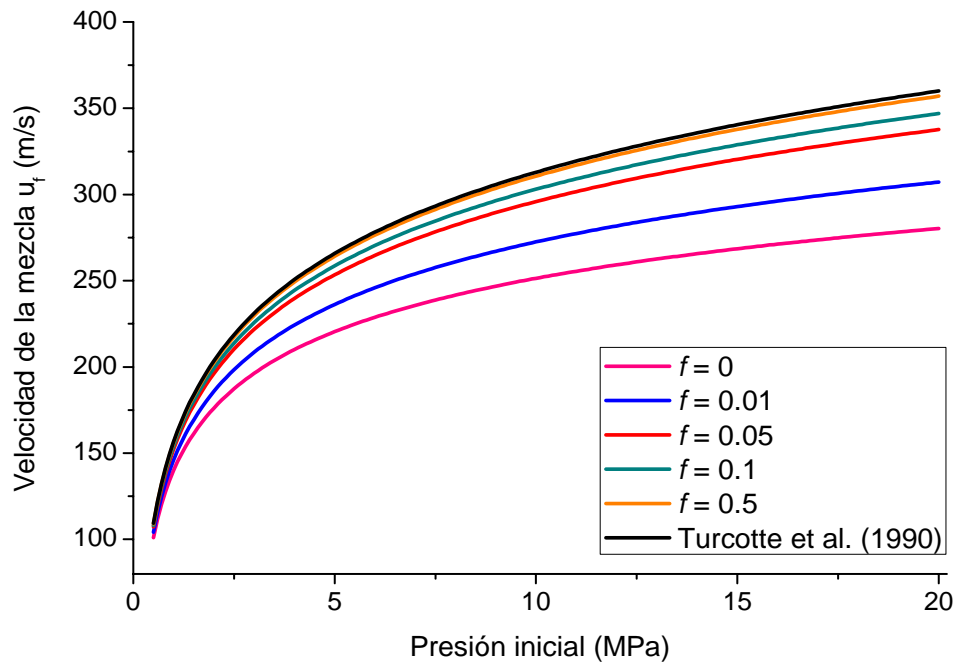


Figura 2.8. Variación de la velocidad final de la mezcla como función de la presión inicial para distintos valores de f de acuerdo al modelo de Woods (1995a). La fracción en peso de volátiles es $n = 0.01$ y $T = 1000$ K.

Sparks (1978) y Woods (1995a) establecen que debido a la duración tan corta de las explosiones vulcanianas, del orden de segundos, la exsolución de volátiles es muy limitada y por lo tanto solamente los gases exsolubles contribuyen a la explosión.

2.2.4 Explosiones freatomagmáticas

Las explosiones freatomagmáticas ocurren cuando un magma a alta temperatura, alcanza durante su ascenso un nivel en el que existe un cuerpo de agua externa. El agua puede vaporizarse completamente o solo parcialmente generando una mezcla de líquido-vapor dependiendo de la masa relativa entre el agua y el magma con el que interactúa (Wohletz, 1986). También puede transformarse en un estado líquido metaestable que puede vaporizarse muy rápidamente por una perturbación externa (Morrisey et al., 2000). Para que ocurran las explosiones freatomagmáticas, es necesario que el agua se encuentre a presión y temperatura menores que su presión y temperatura críticas (es decir, la presión y temperatura máximas a las que pueden coexistir la fase líquida y de vapor, cuyos valores para el agua son 22.12 MPa y 647 K respectivamente). Existe una gran variedad de estilos eruptivos que resultan de la interacción del magma con agua externa dependiendo de la proporción entre ambos, que van desde un

enfriamiento pasivo de un cuerpo de magma, hasta explosiones termohidráulicas a gran escala que representan los fenómenos más energéticos. Este tipo de explosiones constituyen los mecanismos volcánicos más efectivos para convertir la energía térmica en cinética, lo que permite que sus productos tengan mayores alcances, y por lo tanto las áreas de peligro sean mayores (Zimanowski, 1998).

Se ha propuesto que un mecanismo posible para las explosiones freatomagmáticas es la llamada interacción combustible fundido-agente refrigerante (*molten fuel-coolant interaction*, MFCI) como la que se observa en algunos procesos industriales (Colgate y Sigurgeirsson, 1973; Nairn y Self, 1978; Wohletz, 1986; Zimanowski, 1998). Este proceso consiste en la transformación de energía térmica en cinética en una escala de tiempo muy corta (< 1 ms). Las explosiones freatomagmáticas pueden ser explosivas o no explosivas dependiendo de la tasa a la cual el calor se transfiere entre el magma y el agua, la cual es función del área superficial (Morrisey et al., 2000).

Las explosiones por este tipo de procesos ocurren cuando la velocidad relativa entre el agua y el magma es suficiente para que se forme una mezcla de agua con el fundido magmático. En esta situación, se forman dominios de agua en el interior del magma separados por membranas aislantes de vapor que limitan la transferencia de calor entre magma y agua, que constituyen el efecto llamado Leidenfrost (Zimanowski, 1998).

Bajo estas circunstancias, la explosión se dispara cuando las membranas de vapor colapsan de manera espontánea o por una desestabilización causada por un evento externo (por ejemplo ondas sísmicas) o por una implosión local debido a la condensación rápida del vapor de agua, lo que provoca un efecto en cadena en donde las membranas de vapor se rompen muy rápidamente (Zimanowski, 1998). Esto lleva a un fuerte acoplamiento térmico y mecánico, es decir, que el flujo de calor del magma al agua y la velocidad del sonido en la premezcla aumenten casi instantáneamente en uno ó dos órdenes de magnitud. Como consecuencia de esto, un porcentaje considerable de la energía térmica del magma se transfiere al agua involucrada en un periodo de tiempo muy corto (del orden de algunos milisegundos o menos). Cuando el agua se calienta, se expande a tasas < 1 ms, lo que aumenta los esfuerzos sobre el magma que eventualmente

producen su fragmentación, generando nueva superficie que a su vez aumenta el flujo de energía térmica del magma al agua (Morrisey et al., 2000). Una vez que la MFCI se ha inicializado, se produce un aumento en la presión extremadamente rápido que provoca que el magma se deforme a una velocidad mayor de su velocidad local del sonido y por lo tanto se genere una onda de choque, una significativa fragmentación de las rocas de las paredes del conducto y la emisión de los fragmentos resultantes a grandes velocidades, del orden de pocos cientos de m/s (Zimanowski, 1998).

2.3 Fragmentación magmática

2.3.1 Antecedentes

La fragmentación del magma se define como el proceso de disrupción de un magma con cierto contenido de burbujas en una dispersión de gas y piroclastos (Papale, 1999). La energía de la explosión se genera principalmente en la fragmentación, en donde la energía potencial almacenada en el magma (burbujas y fundido) es utilizada para fracturar el magma, generando nueva superficie y el resto se transforma en energía cinética de las partículas producidas y de los gases en expansión. Este proceso puede ocurrir por dos mecanismos fundamentales: 1) la fragmentación magmática causada por la disrupción de las burbujas de gases de origen magmático y 2) la fragmentación freatomagmática, en donde el magma se fragmenta debido a la interacción con agua externa (ver sección 2.2.4). Este trabajo está enfocado en entender el proceso de fragmentación magmática.

La fragmentación magmática puede ocurrir tanto en las erupciones plinianas (en donde el magma asciende rápidamente, figura 2.4) como en las erupciones vulcanianas (cuando ocurre una descompresión súbita provocada por la destrucción de un domo de lava y rocas que obstruyen el conducto, figura 2.6) e incluso en las erupciones strombolianas (por el rompimiento de burbujas que ascienden a la superficie, figura 2.5). Además, la fragmentación puede ocurrir también en escalas pequeñas, como durante el colapso de domos o criptodomas. Todos estos procesos pueden ocurrir dentro de un evento explosivo durante su inicio o en las fases cuasi-estacionarias, es decir, cuando hay un flujo de magma que se mantiene constante por un periodo de tiempo (Cashman et al., 2000).

Diferentes modelos han sido propuestos para explicar los mecanismos para la fragmentación magmática. Éstos se basan en investigaciones de depósitos de caída de erupciones explosivas, así como modelos teóricos y experimentos en laboratorio. El primer estudio cuantitativo fue desarrollado por Verhoogen (1951). Según este modelo, la fragmentación ocurre si la velocidad de crecimiento de las burbujas es mayor a su velocidad de ascenso, lo que genera su coalescencia y la consecuente fragmentación del magma. Mc Birney y Murase (1970) modificaron esta teoría al señalar que en general las velocidades de crecimiento de las burbujas son muy pequeñas (del orden de mm/s) para que este criterio sea válido. Estos autores propusieron que la fragmentación ocurre cuando el magma es muy vesiculado y la presión en el interior de las burbujas excede a la resistencia tensional del magma y a la tensión superficial.

Bennett (1974) señaló que las altas viscosidades del magma representan un obstáculo significativo para la coalescencia de las burbujas, por lo que la coalescencia no es suficiente para producir la fragmentación en fundidos muy viscosos. Bennett consideró que las ondas de descompresión son fundamentales en la fragmentación del magma, las cuales ocurren si la presión interna de las burbujas es suficientemente alta. Sparks (1978) indicó que las burbujas crecen hasta que empiezan a interferir unas con otras, con lo que su crecimiento disminuye y eventualmente se detiene. Sin embargo, el gas continúa difundándose en las burbujas con lo que aumenta la diferencia de presión entre el gas contenido en las burbujas y la superficie libre, lo que eventualmente produce la fragmentación. Según Sparks, la velocidad de fragmentación depende de la diferencia de presión entre los volátiles y la superficie libre, la viscosidad del magma y el tamaño de las burbujas, en donde cada burbuja actúa en forma independiente.

2.3.2 Fragmentación dúctil vs quebradiza

Hasta la fecha, se considera que la fragmentación del magma ocurre de dos formas (Dingwell, 1998; Cashman et al., 2000; Ichihara et al., 2002):

1. Quebradiza (*brittle*), en donde el magma se comporta como un sólido, y
2. Dúctil (*ductile*) en donde el magma se comporta de manera plástica.

La manera en que la fragmentación del magma ocurra es determinante en el estilo de una erupción explosiva (Alidibirov y Dingwell, 1996b, 2000). En la fragmentación de tipo quebradizo se libera la energía cinética de manera más eficiente que en la fragmentación de tipo dúctil, y por lo tanto, resulta más explosiva (Ichihara et al., 2002).

A la frontera que existe entre la respuesta mecánica del magma de tipo viscoso (líquido) y de tipo elástico (sólido) ante un esfuerzo aplicado se le denomina transición vítrea (*glass transition*) y depende principalmente de dos parámetros (Dingwell, 1996): la temperatura y la velocidad del esfuerzo aplicado (figura 2.9). Para tiempos mayores a los correspondientes a la transición vítrea, los cuerpos se deforman de manera viscosa mientras que para tiempos menores a los tiempos de la transición vítrea los cuerpos responden de una manera elástica (Giordano et al., 2005). Esta frontera puede ser cruzada tanto por enfriamiento debido al ascenso y emplazamiento del magma (disminución de la temperatura), o por un incremento en la tasa del esfuerzo aplicado (disminución del tiempo asociado a la aplicación del esfuerzo). Un mayor contenido de sílice aumenta la viscosidad del fundido incrementando la zona de respuesta elástica (quebradiza) hacia mayores temperaturas (izquierda), lo que provoca que en general los magmas félsicos tiendan a fragmentarse en forma quebradiza. De manera diferente, el incremento de volátiles (en particular el agua) desplaza el comportamiento quebradizo a menores temperaturas (derecha). El intervalo de temperaturas en el cual ocurre la transición vítrea dependería del intervalo temporal de la descompresión del magma, la composición y la historia térmica del magma (Dingwell y Webb, 1989).

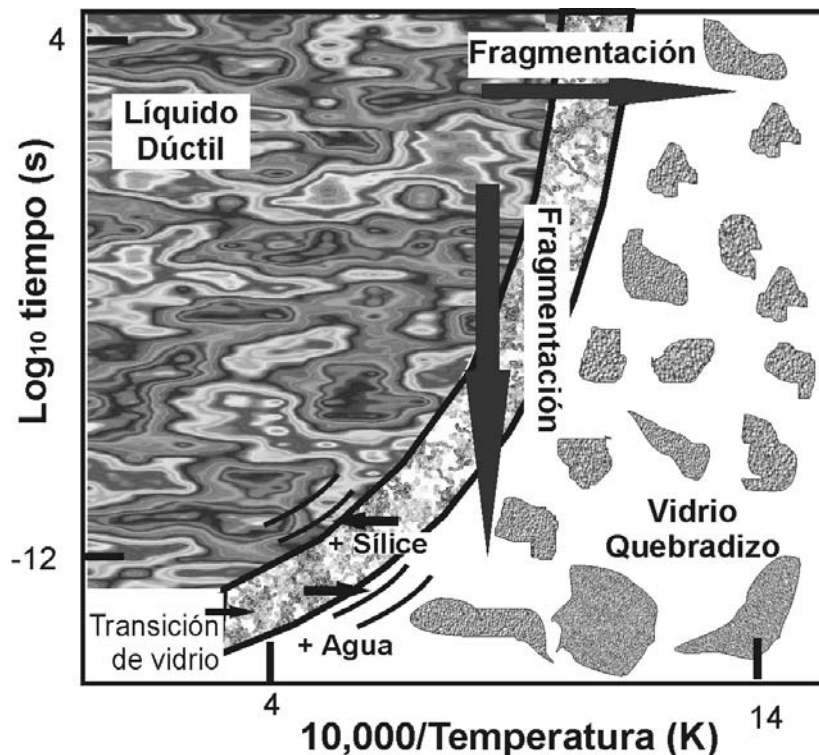


Figura 2.9 Transición vítrea (*glass transition*) en la gráfica de tiempo contra el inverso de la temperatura. Arriba de la transición vítrea el magma se comporta como un líquido viscoso y se deforma de manera dúctil, mientras que abajo el magma se comporta como un sólido y se fragmenta de manera quebradiza. La transición vítrea puede ser cruzada por enfriamiento o por aceleración del esfuerzo aplicado. Modificado de Dingwell (1996).

La transición vítrea ha sido definida por Dingwell y Webb (1989) a través de la relación de Maxwell:

$$\tau_s = \frac{\eta}{G_\infty} \quad (2.22)$$

donde τ_s es el tiempo de retardamiento o de la transición vítrea, η es la viscosidad newtoniana de la fase fundida y G_∞ es el módulo elástico del magma a una frecuencia infinita. G_∞ puede ser considerado el módulo de Young para el caso unidimensional, aunque todos los módulos elásticos tienen valores similares (dentro de un factor de 2 a 3) para los estados condensados del magma (Alidibirov y Dingwell, 2000).

El magma se comporta como un sólido si el tiempo del esfuerzo aplicado Δt_e satisface:

$$\Delta t_e \ll \tau_s \quad (2.23)$$

En este caso, el magma no es capaz de responder al esfuerzo aplicado de una manera viscosa. Si además el esfuerzo aplicado excede la resistencia del magma, ocurre la fragmentación quebradiza (Dingwell, 1998; Alidibirov y Dingwell, 2000). Webb y Dingwell (1990) realizaron experimentos sobre la reología de materiales fundidos con diferentes composiciones (de basalto a riolita) y encontraron que el comportamiento no Newtoniano del magma ocurre para tiempos que son tres órdenes de magnitud mayores a τ_s calculado con la ecuación (2.22).

Dingwell (1996) y Alidibirov y Dingwell (2000) indicaron que aunque al principio de la deformación la viscosidad del magma puede ser suficientemente baja para que se comporte de manera viscosa, al aumentar el esfuerzo debido a una onda de descompresión sobre el magma, éste puede entrar en un régimen no-Newtoniano en donde la viscosidad puede disminuir con la tensión. Por lo tanto, la tasa de deformación aumenta aunque el esfuerzo se mantenga constante, lo que produce que al mantenerse el esfuerzo después del comienzo del régimen no-Newtoniano ocurra la fragmentación quebradiza del magma.

Ichihara et al. (2002) realizaron experimentos de descompresión rápida en un compuesto de silicón viscoelástico con una porosidad y geometrías establecidas, utilizando para eso un diseño experimental por medio del cual se controla la magnitud y la tasa de descompresión, además de

que permite el monitoreo directo del proceso de fragmentación. En estos experimentos se observaron tanto la ocurrencia de fragmentación quebradiza como dúctil en el mismo material dependiendo de las tasas de descompresión usadas. La fragmentación quebradiza de este material ocurre cuando la tasa de descompresión excede un cierto valor crítico de alrededor de 2.7 MPa/s (figura 2.10). Es importante señalar que el valor de la tasa de descompresión crítica no depende de la magnitud de la descompresión.

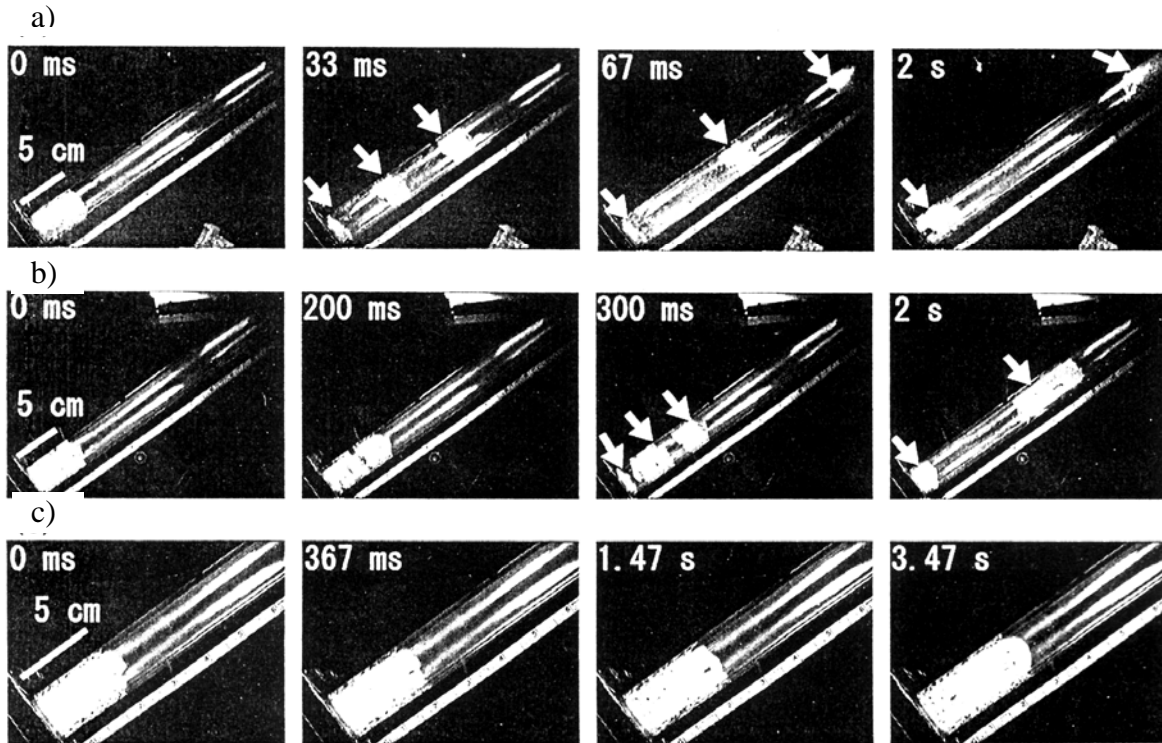


Figura 2.10. Secuencia de fotografías que ilustran los experimentos de fragmentación por descompresión rápida con un compuesto de silicón viscoelástico a distintas tasas de descompresión: (a) 51.4 MPa/s, (b) 2.72 MPa/s y (c) 2.64 MPa/s, utilizando las mismas condiciones (excepto la presión) en los tres casos. Las flechas señalan fragmentos del compuesto de silicón individuales. (a) La muestra de silicón se rompe en varias piezas con el plano de ruptura perpendicular al eje de descompresión y estas últimas se mueven hacia arriba con grandes velocidades presentando una tasa de deformación pequeña. (b) Se mantiene la fragmentación quebradiza pero el proceso dura más tiempo y se observa una ligera elongación del compuesto de silicón. (c) El material ya no se fragmenta sino que se expande de manera dúctil. Tomadas de Ichihara et al. (2002).

Ichihara et al. (2002) propusieron que para que la fragmentación quebradiza se lleve a cabo, la descompresión debe alcanzar un valor mínimo ΔP_{cr} en un intervalo de tiempo menor a un cierto valor t_{cr} . El valor ΔP_{cr} refleja la resistencia del compuesto de silicón que rodea a las burbujas. En este experimento, el valor medido de t_{cr} es menor al tiempo de retardamiento τ_s medido para el material, aunque del mismo orden de magnitud. Los mismos autores propusieron

que el tiempo de relajación de la sobrepresión de poro por la expansión viscosa de las burbujas (t_v) depende de la razón entre la viscosidad (η) y de la presión de poro (p_o) de acuerdo con la siguiente expresión:

$$t_v = \frac{4(1-\phi)\eta}{3p_o} \quad (2.24)$$

donde ϕ es la porosidad. En los experimentos de Ichihara et al. (2002), t_{cr} y t_v presentan valores similares inferiores al orden de magnitud que τ_s , por lo que podría haber una relación t_{cr} y t_v . Sin embargo, los experimentos de Ichihara et al. (2002) no permitieron discriminar cual de estos dos tiempos determina cuando ocurre la fragmentación quebradiza o dúctil del compuesto de silicón.

Mourtada-Bonnefoi y Mader (2004) realizaron experimentos de descompresión con soluciones de acetona en una resina natural de pino (*gum rosin*) incorporando partículas de vidrio y semillas orgánicas y/o burbujas de aire. Esta solución presenta una viscosidad similar a la de un sistema de magma con agua pero en un intervalo de temperaturas que permite realizar experimentos en el laboratorio (Phillips et al., 1995). Mourtada-Bonnefoi y Mader (2004) encontraron que la elongación y deformación de los fragmentos resultantes de una descompresión rápida indican una baja viscosidad y sugieren que esto deriva de una fragmentación dúctil. Sin embargo, la resistencia de algunos fragmentos también indica la existencia de películas desgasificadas que pudieron fragmentarse de manera quebradiza. Considerando esto, Mourtada-Bonnefoi y Mader plantean la posibilidad de que la fragmentación no ocurre de manera completamente dúctil ni quebradiza, sino como una combinación de ambas y sugieren que esto también puede suceder durante las explosiones volcánicas.

2.3.3 Fragmentación por aceleración rápida de un flujo bifásico (líquido-gas)

Cuando disminuye la presión confinante, las burbujas de volátiles aumentan de volumen determinando un correspondiente aumento de volumen y aceleración del magma (Sparks, 1978; Papale, 1999). En este caso, la aceleración genera esfuerzos en el magma que eventualmente causan la fragmentación por la desintegración de la espuma, ya sea por la inestabilidad del fluido (fragmentación dúctil) o por fragmentación quebradiza (Papale, 1999). En magmas poco viscosos, las burbujas pueden crecer rápidamente hasta que sus paredes se vuelvan muy delgadas

e inestables, y eventualmente se rompan por inestabilidades del fluido, generando una fragmentación de tipo dúctil.

Mader et al. (1994) realizaron experimentos para simular erupciones explosivas utilizando sistemas que generan tasas de expansión y velocidades de flujo comparables a las observadas en erupciones volcánicas. Para ello, generaron una gran sobresaturación de CO₂ por: 1) la descompresión repentina de agua saturada en CO₂ y 2) por la inyección rápida (del orden de ms) de una solución de K₂CO₃ en una solución de HCl. En ambos casos, la liberación de CO₂ en la fase líquida correspondiente genera una aceleración repentina de la mezcla que produce esfuerzos extensionales en la espuma que finalmente llevan a la ruptura de las paredes de las burbujas. La vesiculación es muy heterogénea y genera grandes sobresaturaciones. En este caso la fragmentación del “fundido” (agua) ocurre en forma de gotas, lo que indica una fragmentación dúctil debido a que la viscosidad del agua es relativamente baja.

Proussevitch et al. (1993) realizaron un estudio teórico sobre la ruptura de una espuma riolítica por coalescencia de burbujas, considerando la fragmentación dúctil de la espuma en estado estacionario. Según este estudio, las paredes de las burbujas se rompen cuando su espesor es menor que un valor crítico del orden de 0.1 a 0.05 mm, correspondientes a las dimensiones más frecuentes de cristales observados en el fundido.

Papale (1999) desarrolló un modelo del ascenso de un magma bifásico (líquido y gases) para erupciones estacionarias utilizando el criterio del cruce de la transición vítrea (figura 2.9) en el modelo propuesto por Dobran (1992) mencionado en la sección 2.2.1. En este caso, el criterio para que el magma se fragmente de manera quebradiza está dado por la relación de Maxwell (ecuación 2.22) expresada de la siguiente manera:

$$\frac{dv_z}{dz} > k \frac{1}{\tau_s} = k \frac{G_\infty}{\eta} \quad (2.25)$$

donde v_z es la velocidad en la dirección z , $\left(\frac{dv_z}{dz}\right)$ es la tasa del esfuerzo de elongación del magma y k es una constante. Webb y Dingwell (1990) encontraron experimentalmente que en magmas

con composiciones diferentes (nefelinita, basalto y riolita), la fragmentación quebradiza ocurre para tasas de esfuerzo de aproximadamente dos órdenes de magnitud menores a la tasa de esfuerzo crítico definida por el inverso del tiempo de retardamiento τ_s , por lo que $k= 0.01$.

Las simulaciones realizadas por Papale (1999) en fundidos con composiciones variables entre riolítica, dacítica y toleítica para diferentes diámetros y longitudes del conducto, y distintos contenidos en volátiles y cristales, indican que en magmas riolíticos y dacíticos, la tasa de esfuerzo inducida por la aceleración del magma impulsa a éste a cruzar la transición vítrea determinando su fragmentación de forma quebradiza. De manera diferente, en el caso de un magma toleítico poco viscoso (caracterizado por un tiempo de retardamiento τ_s pequeño), la tasa de esfuerzo resulta insuficiente para que el fundido cruce la transición vítrea, por lo que la mezcla es emitida como un líquido con burbujas de gas dispersas, generando fuentes de lava o emitiendo piroclastos con distintas vesicularidades y formas fusiformes (Cashman et al., 2000). La fragmentación quebradiza en magmas de composición toleítica producida por esfuerzos inducidos por la aceleración del gas ocurriría únicamente bajo condiciones muy particulares que determinan viscosidades elevadas, por ejemplo, cuando el contenido de cristales es del orden de 50% (Papale, 1999).

Según Papale (1999), la fracción volumétrica de los gases responsables de la fragmentación correspondería aproximadamente al intervalo de vesicularidades medidas en material juvenil en diferentes erupciones. De acuerdo con Houghton y Wilson (1989), la fragmentación ocurre en un intervalo de vesicularidad entre 70-83% en volumen, lo que corresponde al pico de frecuencias de vesicularidad medido en fragmentos de pómez en distintos volcanes.

2.3.4 Fragmentación de magma vesiculado por descompresión rápida

Este proceso de fragmentación ocurre principalmente en magmas de composición félsica durante explosiones vulcanianas y eventos de colapso de domos y criptodomas (Scheu, 2005) Sin embargo, se han observado también en erupciones plinianas de magmas félsicos (>63% SiO₂) probablemente en combinación con la aceleración rápida del magma (sección 2.3.3). Cuando el magma se descomprime súbitamente, se forma un gradiente de presión entre las burbujas y la presión externa. Si este gradiente de presión supera la resistencia del magma, éste se fragmenta.

Durante el colapso de un domo de lava, el proceso de descompresión del magma puede ser muy rápido (significativamente menor a 1 s, Alidibirov y Dingwell, 2000). De manera diferente, la tasa de descompresión en el caso de un deslizamiento gravitacional que expone un criptodomo es más lenta (del orden de algunas decenas de segundos). De acuerdo con Alidibirov y Dingwell (2000), el tiempo de descompresión puede estar en un intervalo entre 10^{-3} a 10 s. Si la magnitud de la descompresión es del orden de 10 MPa, el valor de la tasa de descompresión estaría entre 1 a 10^4 MPa/s. Si el tiempo en el que ocurre la descompresión es significativamente menor al tiempo de retardamiento del magma dado por la ecuación de Maxwell (condición 2.22), ocurre una fragmentación de tipo quebradizo. En la figura 2.11 se muestra una secuencia de fotografías de un experimento de fragmentación por descompresión rápida.

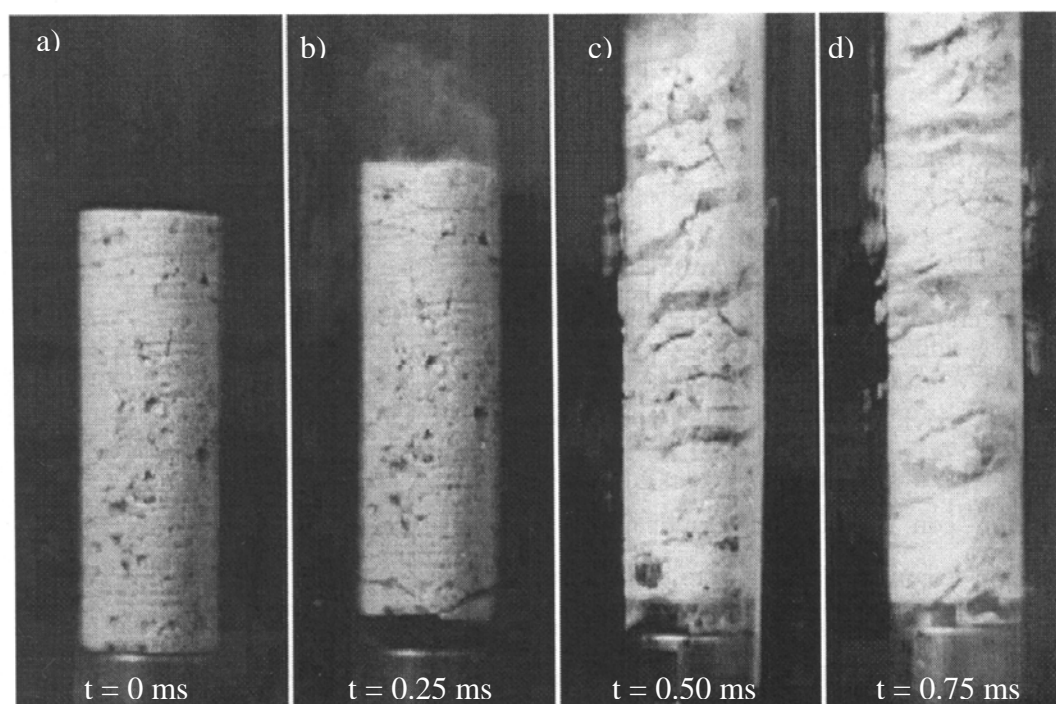


Figura 2.11. Secuencia de fotografías de la fragmentación de una muestra de 50 mm de altura y 20 mm de diámetro de pómez (Santorini) a temperatura ambiente a intervalos de 0.25 ms a partir de la ruptura del diafragma que separa el autoclave con la muestra a alta presión del tanque a presión atmosférica (el diafragma no se observa en la figura porque se encuentra más arriba). a) Posición inicial de la muestra al tiempo en que se rompe el diafragma; b) Se genera un poco de polvo fino en la superficie de la muestra, lo que indica que la onda de descompresión llega a la muestra. La parte inferior de la muestra se despega del contenedor y los bordes se rompen, posiblemente debido a un mecanismo elástico en respuesta a la onda de descompresión.; c) La onda de fragmentación se propaga por la muestra (en este caso un nuevo cilindro). Aproximadamente el 60 % de ella se encuentra fragmentada en forma aproximadamente perpendicular al eje de descompresión; d) La fragmentación abarca toda la muestra. Se observan distintas capas que empiezan a explotar de arriba hacia abajo, expulsando las partículas. Tomada de Spieler et al. (2003).

Alidibirov y Dingwell (2000) propusieron tres mecanismos para la ocurrencia de una fragmentación por descompresión rápida de un magma muy viscoso y vesiculado asumiendo un comportamiento quebradizo:

- i. Propagación de una onda elástica de descompresión (figura 2.12a).
- ii. Ruptura de las vesículas capa por capa de magma (onda de fragmentación, figura 2.12b).
- iii. Flujo de gas en el interior de un magma con vesículas interconectadas (figura 2.12c).

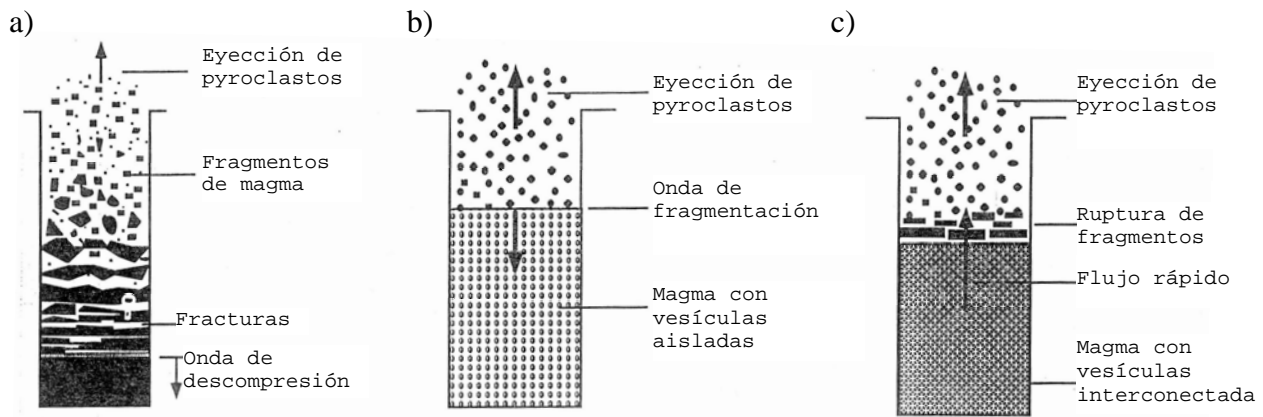


Figura 2.12. Mecanismos de fragmentación quebradiza por rápida descompresión. a) Onda de descompresión; b) Onda de fragmentación (capa por capa); c) Flujo rápido entre poros interconectados.

i. Propagación de una onda elástica de descompresión

De acuerdo con Alidibirov y Dingwell (2000) este mecanismo es el más rápido, ya que la onda de descompresión que se genera cuando el magma vesiculado se descomprime se propaga hacia abajo a través de éste con la velocidad del sonido en el medio (figura 2.12a). La velocidad del magma detrás del frente de onda (v_m) está dada por la siguiente ecuación:

$$v_m = -\frac{\Delta\sigma}{\rho c} \tag{2.26}$$

donde ρ es la densidad del magma, $\Delta\sigma$ el esfuerzo aplicado y c la velocidad del sonido en el magma. El signo negativo indica que el magma se mueve en el sentido contrario a la propagación de la onda de descompresión. Si el magma se adhiere a las paredes del conducto en algún punto, la onda de descompresión se refleja en esta sección del conducto y genera un esfuerzo de tensión con amplitud $|2\Delta\sigma|$ (Alidibirov y Dingwell, 2000).

La fragmentación ocurre cuando el esfuerzo tensional ejercido por la onda de descompresión, excede la resistencia tensional del magma vesiculado. Cuando la onda elástica de descompresión viaja a través del magma vesiculado, expone paulatinamente al magma a un esfuerzo tensional por lo que la ruptura del magma ocurre por la generación de fracturas paralelas o en ángulos pequeños respecto al frente de onda (figura 2.11 y figura 5.3). Este mecanismo puede amplificarse por la expansión del gas comprimido en el interior de las burbujas, lo que puede generar fracturas adicionales, y favorece la emisión del gas y los fragmentos. La velocidad de fragmentación dependería principalmente de las propiedades mecánicas del material donde la velocidad del sonido es el límite superior de esta velocidad (Alidibirov y Dingwell, 2000).

ii. Fragmentación capa por capa por la ruptura de las vesículas

En este mecanismo, el esfuerzo ejercido sobre el magma por la onda de descompresión no es suficiente para causar la fragmentación. El proceso de fragmentación es causado por una descompresión repentina que genera un gradiente de presión en la parte superior del magma entre el gas presurizado en las vesículas y el aire a presión atmosférica. Cuando el gradiente de presión supera la resistencia tensional del magma, ocurre la fragmentación quebradiza en la capa superior del magma vesiculado y los fragmentos son impulsados por la energía sobrante de la fase gaseosa. En este espacio, otra superficie del magma queda expuesta a la presión atmosférica y se genera nuevamente un gradiente de presión que induce la fragmentación de la siguiente capa. De esta forma, la onda de fragmentación se mueva hacia abajo en el magma (Alidibirov y Dingwell, 2000). Los cálculos teóricos demuestran que la velocidad de la onda de fragmentación es menor que la velocidad del sonido en el medio (~ 340 m/s). Este hecho ha sido confirmado experimentalmente ya que la velocidad de la onda de fragmentación medidas tienen valores entre 2 y 110 m/s (Spieler et al., 2004b), que es menor a la velocidad del sonido.

iii. Fragmentación por el flujo rápido del gas en un magma permeable

El tercer mecanismo de fragmentación por descompresión rápida estaría asociado con magmas con vesículas interconectadas. En este caso, cuando la onda de descompresión cruza el nivel de máxima vesicularidad, ésta se refleja hacia el conducto y después de una secuencia compleja de reflexiones de onda en el conducto, el magma eventualmente se descomprime

(Woods, 1995b). Este fenómeno ha sido observado en experimentos de filtración de gas a través de muestras porosas de carbón (Alidibirov y Dingwell, 2000).

Si el magma no se fragmenta por los dos mecanismos anteriores, se genera un flujo no estacionario de gas a través de las vesículas interconectadas hacia las zonas de menor presión. La tortuosidad del trayecto del flujo de gas por las vesículas interconectadas puede provocar que la fuerza de fricción con el magma genere un esfuerzo tangencial sobre éste que eventualmente pueda fragmentarlo. Este es el mecanismo más lento de los tres propuestos para una fragmentación quebradiza por una descompresión rápida.

La fragmentación capa por capa (*ii*) es ampliamente aceptada como el proceso predominante producido por la descompresión rápida del magma (Cashman et al., 2000; Melnik, 2000; Ichihara et al., 2002). Sin embargo, puede ocurrir una combinación de los diferentes mecanismos, en especial entre los mecanismos *i* y *ii* para magmas muy densos con muy poco contenido en volátiles (<10% en peso). Magmas muy porosos con vesículas interconectadas puede fragmentarse además de *i* y *ii* por el mecanismo *iii*, aunque este último mecanismo sea el menos aceptado.

Capítulo 3

Actividad explosiva del volcán Popocatepetl durante 1994-2005

Este capítulo presenta una breve reseña de la actividad del volcán Popocatepetl después de su reactivación en diciembre de 1994 hasta el año 2005 (sección 3.1) y los estudios relacionados con distintas manifestaciones energéticas de las explosiones volcánicas ocurridas durante este periodo: la energía cinética de lanzamiento de los proyectiles balísticos volcánicos (sección 3.2), la energía asociada con los sismos producidos por las explosiones y la energía térmica de las ondas atmosféricas (sección 3.3).

3.1 Resumen de la actividad eruptiva 1994-2005

El volcán Popocatepetl (19°03'N, 98°35'W, altitud 5452 msnm) es uno de los volcanes más activos del Cinturón Volcánico Mexicano y se encuentra localizado aproximadamente a 70 km al SE de la ciudad de México y a 40 km al oeste de Puebla (figura 3.1). El Popocatepetl, junto con los volcanes más antiguos Iztaccihuatl y Tláloc, conforman la Sierra Nevada.

El edificio actual del Popocatepetl consiste de una alternancia entre depósitos piroclásticos y lava de composición andesítica-dacítica, y se empezó a construir después de una erupción cataclísmica que incluyó el colapso de un edificio anterior hace ~23,000 años (Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1988; Siebe et al., 1995). Desde entonces, han ocurrido por lo menos siete erupciones plinianas que generaron extensos depósitos de caída de pómez, flujos piroclásticos y lahares. Las últimas tres erupciones plinianas ocurrieron hace 5,000, 2,100 y 1,100 años, y afectaron asentamientos humanos de acuerdo a los restos arqueológicos encontrados en el interior de depósitos de caída y restos de alfarería incorporados en flujos de ceniza y lahares (Siebe et al., 1996; Siebe y Macías, 2004). Los registros históricos entre 1509 a 1927 indican la ocurrencia de 12 episodios de actividad de duración ≤ 10 años, caracterizados por la emisión de pequeñas columnas de vapor de agua y gases magmáticos (en particular SO₂), acompañados en ocasiones por la emisión de ceniza y fragmentos incandescentes (De la Cruz-Reyna et al., 1995).

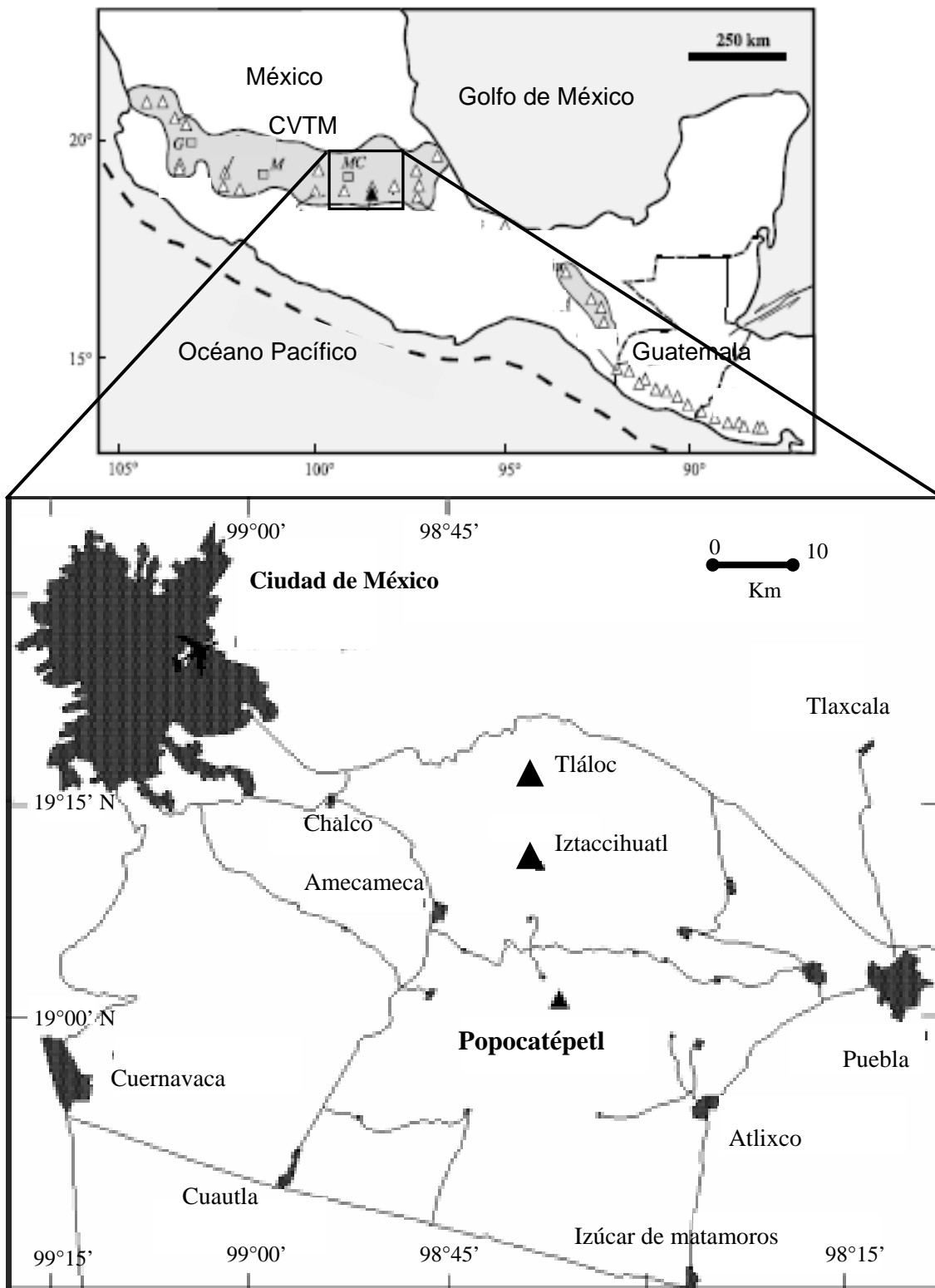


Figura 3.1.Arriba: Localización del volcán Popocatépetl en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) en la zona central de México (Modificado de Capra et al., 2004). Abajo: Volcanes de la Sierra Nevada y principales poblaciones y carreteras alrededor del volcán Popocatépetl (modificada de Delgado-Granados et al. 2001).

En 1993, después de 70 años de inactividad, el volcán Popocatepetl presentó un aumento de la actividad sísmica y fumarólica. El 21 de diciembre de 1994 se produjo una explosión freática que emitió ceniza que alcanzó a la ciudad de Puebla y causó gran inquietud entre la población y las autoridades, por lo que más de 25,000 personas fueron evacuadas en un radio de 12 km. Las explosiones freáticas se volvieron intermitentes después de 21 de diciembre hasta marzo de 1996. Las plumas volcánicas estuvieron constituidas principalmente de gases y una pequeña fracción de ceniza de material alterado del domo de 1920 o de las paredes del conducto. El material juvenil constituía menos del 2%. De agosto de 1995 a marzo de 1996 estas explosiones freáticas cesaron junto con la actividad sísmica. Esto fue interpretado como un cese en la actividad eruptiva (Delgado-Granados, 2001; De la Cruz-Reyna, S. y Tilling, R.I., 2007).

El 5 de marzo de 1996 ocurrió una explosión vulcaniana que emitió flujos piroclásticos que se emplazaron al este del volcán y que marcó el inicio de una nueva fase eruptiva. El 27 de marzo un nuevo domo de lava fue observado en un vuelo de COSPEC y se detectaron señales de tremor armónico asociadas a su emplazamiento (Global Volcanism Network Bulletin, 1996a). La tasa de crecimiento del domo fue calculada en 1-3 m³/s y alcanzó un máximo de 7 m³/s en abril de 1996 (Delgado-Granados, 2001). El día 30 de abril una explosión mató 5 personas que se encontraban en el cráter a pesar de la advertencia oficial de no acercarse al cráter (Global Volcanism Network Bulletin, 1996b). La tasa de efusión del domo disminuyó gradualmente hasta detenerse por completo en septiembre de 1996. De octubre a diciembre ocurrieron fuertes explosiones que destruyeron el domo de lava y emitieron columnas eruptivas que alcanzaron alturas de hasta 10 km s.n.m. generando algunos flujos piroclásticos que se emplazaron hacia el este del volcán. Un nuevo domo de lava empezó a crecer en enero de 1997 (Delgado-Granados, 2001).

Desde entonces, la actividad volcánica se ha caracterizado por el crecimiento y la subsiguiente destrucción de domos (figura 3.2a) por eventos explosivos y emisiones de ceniza de pequeñas a moderadas (VEI 1-2) de manera intermitente. Desde marzo de 1996 a noviembre de 2005, al menos 26 domos de lava se han formado en el volcán Popocatepetl (Macías y Siebe, 2005; De la Cruz-Reyna, S. y Tilling, R.I., 2007). Wright et al. (2002) señalan que aunque todos los domos han tenido composiciones similares, éstos han tenido diferencias en sus dimensiones, tasas de emisión y morfología, lo que reflejaría diferencias en la viscosidad, y por lo tanto, en la

temperatura de erupción. Las exhalaciones generadas por los flujos de gas intermitentes a alta presión y las explosiones asociadas a la destrucción de estos domos han producido columnas de ceniza (figura 3.2b) que en general han alcanzado altitudes entre 3 y 5 km sobre el cráter (Wright et al., 2002). La tabla 3.1 presenta la cronología de la actividad eruptiva del Popocatepetl 1994-2005 y la figura 3.3 resume el número de explosiones en el Popocatepetl de marzo de 1996 a diciembre de 2005 (Según los datos de Julio-Miranda, 2006 y los reportes de Global Volcanism Network Bulletin).

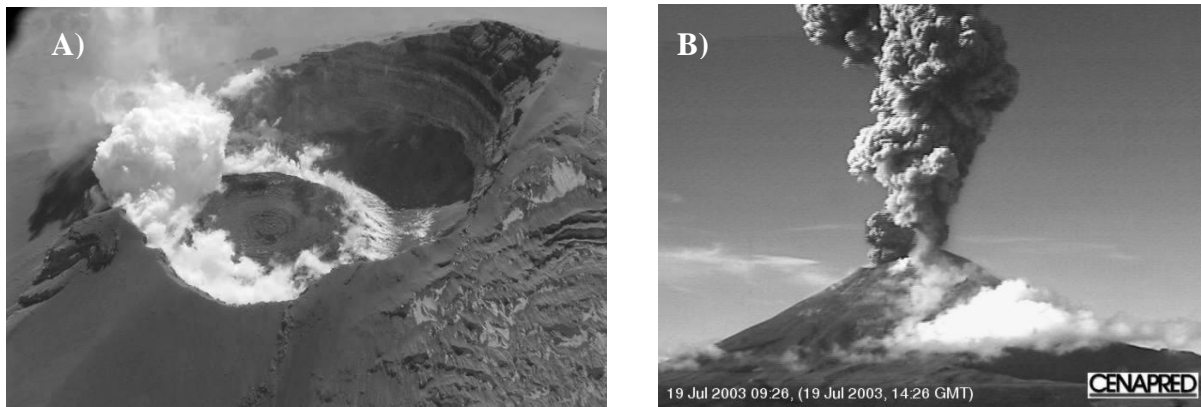


Figura 3.2. A) Domo de lava del volcán Popocatepetl del 17 de diciembre de 2000. B) Columna eruptiva formada por la explosión del volcán Popocatepetl el 19 de julio de 2003. Fotografías tomada de la página web del Centro Nacional de Prevención de Desastres (www.cenapred.unam.mx).

Tabla 3.1. Cronología de la actividad eruptiva del Popocatepetl, 1994-2005. Tabla elaborada con los datos de Julio-Miranda (2006), los reportes diarios de la actividad eruptiva del Popocatepetl del CENAPRED y los reportes de Global Volcanism Network Bulletin.

Fecha	Descripción
1993	Actividad previa: incremento de sismicidad, emisión de SO ₂ y disminución del pH del lago cratérico
1994 21 diciembre	Inicio de la actividad. Intensa actividad sísmica, la columna de ceniza se elevó 2 km de altura, y llegó a varias ciudades del E y NE, incluyendo Puebla y Tlaxcala
1995 13 febrero 31 marzo 6 abril 5 octubre	Explosiones, columna eruptiva de 4 km de altura Explosiones Explosiones Explosiones, caída de ceniza en la ciudad de Puebla
1996 5-7 marzo 25-27 marzo 30 abril 26 mayo 27-31 octubre 21 noviembre 27 noviembre 29 diciembre	Incremento de la actividad sísmica, explosiones, inicia la formación de un domo Explosiones Extrusión de lava en el interior del cráter Observación de un domo Explosiones destruyeron parcialmente el domo de lava, columna eruptiva de 2-3 km de altura Observación de un domo Explosiones y caída de ceniza en la ciudad de Puebla (40 km, E) Explosiones, eyección de fragmentos incandescentes

<p>1997 17-19 enero 12 marzo 19 marzo 24 abril 29 abril 7 mayo 11 mayo 14 mayo 11 junio 30 junio 1 julio 4 julio 12 agosto 22 octubre 14 noviembre 24 diciembre</p>	<p>Formación de un domo lava en el interior del cráter Explosiones Explosiones, columna eruptiva de 3 km de altura Explosiones, columna eruptiva de 4 km de altura, emisión de lava en el interior del cráter Explosiones y caída de ceniza en la ciudad de Puebla Explosiones, columna eruptiva de 2 km de altura, caída local de ceniza Explosiones, caída de ceniza en la ciudad de Puebla Explosiones, eyección de material incandescente, caída local de ceniza, incendios en las zonas de zacates Explosión, columna eruptiva de 9 km de altura, caída de ceniza en la ciudad de Puebla y Cholula, en el interior del cráter de observa una depresión Explosión, columna eruptiva de 15 km de altura, caída de ceniza en la Cd. México (70 km, SW), flujos piroclásticos S y SE. Lahar en la barranca de Huiloac Domo en el interior del cráter Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura Se observa un domo de lava en el interior del cráter Domo y gases en el interior del cráter Explosión, eyección de fragmentos incandescentes, incendios en las zonas de zacates</p>
<p>1998 1 enero 16 enero 21 marzo 12 abril 21 abril 27 abril 7 junio 14 agosto 16 agosto 24 agosto 21-23 septiembre 5 octubre 17 octubre 19-30 noviembre 1-18 diciembre 22-23 diciembre</p>	<p>Explosión, columna eruptiva de 6 km, eyección de fragmentos incandescentes Depresión en el interior del cráter Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura y caída de ceniza en los sectores NE y NW Flujo en las barrancas del sector NE observados por detectores de flujos Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura, en pastizales Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura Se observa un nuevo cuerpo de lava en el interior del cráter Explosión, columna eruptiva de 3-4 km de altura, caída de ceniza en Nexapa y Amecameca Explosión, columna eruptiva de 2 a 3 km de altura, caída de ceniza en el sector NW Depresión en el cráter, no se observa domo Explosiones, columnas eruptivas de 3 a 4 km de altura, caída de ceniza en poblaciones cercanas Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura Explosión, caída de ceniza sur de la Ciudad de México Explosiones, columnas eruptivas de 1-4 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes de 1.5 a 3 km del cráter Explosiones, columnas eruptivas de 1-5 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes hasta 4 km del cráter en los sectores S, SE y N, incendios en pastizales. Explosiones, columnas eruptivas de 1 a 2 km de altura</p>
<p>1999 27-30 enero 7 marzo 9-12 marzo 18 marzo 15 abril 16 mayo 7 julio 5 y 20 septiembre 3 y 31 octubre</p>	<p>Explosiones, columnas eruptivas de 3 km de altura, eyección de fragmentos balísticos Explosión, columna eruptiva de 5 km de altura Explosiones, columnas eruptivas de 1-5 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes Explosión escuchada en Amecameca (19 km del cráter) , pluma de cenizas se desplazo 16 km N-NW Explosión, columna eruptiva de 3.5 km de altura Explosión, columna eruptiva de 2.5 de altura Lahares por las barrancas del flanco N Explosión Explosiones</p>
<p>2000 3 abril 17-18 abril 23 mayo 27 mayo 6 junio 18-19 junio 3-4 julio 7 y 10 julio 14-21 julio 4 agosto 10 agosto 2 -3 septiembre</p>	<p>Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura Explosiones, columnas eruptivas de 1.5-2 km de altura Explosión, columna eruptiva de 5 km de altura Domo en el interior del cráter Explosión, columna eruptiva de 6 km de altura, caída de ceniza en poblados cercanos del Edo. de México (20 km del cráter) Explosiones, caída de ceniza en Amecameca y Ecatzingo (19 km del cráter) Explosiones, columna eruptiva de 1-2.5 km de altura, caída de ceniza en el sector W Explosiones Explosiones, columna eruptiva de 1-2 km de altura Explosiones, columna eruptiva de 5 km de altura, caída de ceniza en poblados cercanos del Edo. de México Explosión, columna eruptiva de 3.5 km de altura Explosiones, columna eruptiva de 3 km de altura, caída de ceniza al sur de la ciudad de México</p>

<p>2000 11-12 septiembre 15 septiembre 23-24 septiembre 2-4 octubre 3 octubre 6-9 octubre 16 octubre 28-29 octubre 2 noviembre 6-7 noviembre 9 noviembre 11-22 noviembre 27-29 noviembre 1-4 diciembre 12 diciembre 13-28 diciembre</p>	<p>Explosiones Domo en el interior del cráter Explosiones, caída de ceniza en Paso de Cortes y Nexapa (7 km del cráter) Explosiones, columna eruptiva de 6 km de altura Domo en el interior del cráter Explosiones, caída de ceniza en poblaciones cercanas al volcán Explosiones, columnas de hasta 2 km de altura, eyección de fragmentos incandescentes a 1 km en el sector NE Explosiones, columnas de 2-3 km de altura, pluma de ceniza se desplazó 25 km Explosión, columna eruptiva de 3 km de altura Explosiones, columna eruptiva de 1-2 km de altura, caída de ceniza en Santiago Xalitzintla (17 km del cráter) Explosiones, columna eruptiva de 5 km de altura, se desplazo 40 km NE Explosiones, columnas eruptivas de hasta 4 km de altura Explosiones, columnas eruptivas de 1.5-3 km de altura Explosiones Explosión, columna eruptiva de 5 km de altura, se desplazo 80 km, eyección de material incandescente Explosiones, columnas 1-4 km de altura, emisión de fragmentos incandescentes hasta 3 km, caída de ceniza en poblaciones cercanas..</p>
<p>2001 1-5 enero 20 enero 22-enero 23-25 enero 26-30 enero 13 febrero 13 marzo 16 abril 29 abril 31 mayo 3 julio 17 agosto 15 agosto 9 octubre 25 octubre 10 noviembre 10 diciembre 18-19 diciembre 22 diciembre</p>	<p>Explosiones, columnas eruptivas de 1-3 km de altura, caída de ceniza en Cholula y Puebla (45 km del cráter) Depresión en el interior del cráter Explosiones, columna eruptiva >8 km de altura, eyección de material incandescente hasta 1 km en el sector NE, caída de ceniza en Xalitzintla, Atlixco y Puebla. Flujos piroclásticos descendieron por el área glacial hasta una distancia estimada de 8 km generando lahares en los sectores N y NW que viajaron hasta 15 km del cráter. Explosiones, columnas eruptivas de 2-3 km de altura, caída de ceniza en poblaciones cercanas Explosiones menores Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura, eyección de material incandescente hasta 1 km Nuevo domo en el interior del cráter y episodio de tremor armónico Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura, fragmentos incandescentes fueron lanzados hasta 2 km en los sectores NE y NW Explosiones, columna eruptiva de 9 km de altura, explosión escuchada en Paso de Cortes y S. Pedro Benito Juárez (hasta 15 km del cráter) Explosión, material incandescente lanzado hasta 3 km de altura Explosión, columna eruptiva de 4 km de altura, caída de ceniza en Nexapa, Amecameca, Chalco e Iztapaluca (50 km del cráter) Explosión, eyección de material incandescente a 200 m del cráter, caída de ceniza en el sur de la Cd. México Domo en el interior del cráter estimado de acuerdo a observaciones aéreas en 190 m diámetro. y 30 m de altura Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura, caída de ceniza en Ecatzingo Domo en el interior del cráter (500 m diámetro) Explosión, fragmentos balísticos incandescentes hasta 300 m Explosión, fragmentos balísticos incandescentes hasta 1 km alrededor del cráter Explosiones, columnas eruptivas de 1-2.5 km de altura, eyección de material incandescente hasta 2 km sector E Explosión, columna eruptiva de 2.5 km de altura, caída de ceniza en la Cd. Puebla</p>
<p>2002 11 enero 13-14 enero 19 enero 23-24 enero 29-30 abril 12 mayo 18 mayo 17 junio 22 mayo 27-28 junio 6 noviembre 19 noviembre 2 diciembre 18 diciembre 30 diciembre</p>	<p>Explosión con una columna de ceniza de 500 m de altura Explosiones, caída de ceniza en Xalitzintla, S.N. de los Ranchos, Calpan y Huejotzingo Explosión arrojó material incandescente a 1 km, domo parcialmente destruido Explosiones, columna eruptiva 2.5 km de altura, caída de ceniza en Paso de Cortes y poblaciones de Tlaxcala, eyección de material incandescente < 1 km, se observó domo en el interior del cráter Explosiones, columna eruptiva de hasta 1.5 km de altura, caída de gravilla en Nexapa, material incandescente en las laderas, domo en el interior del cráter Explosiones, material incandescente arrojado hasta 500 m al N, caída de ceniza en Tetela del volcán Explosión, caída de ceniza en S.P. Benito Juárez Explosión, columna eruptiva de 2 km de altura, caída de ceniza en Tetela del Volcán Se observa un domo en el interior del cráter Explosiones, columnas eruptivas de 2 km de altura Explosión Tremor armónico Se observa un pequeño domo en el interior del cráter Explosiones, columnas eruptivas >6 km de altura, material incandescente arrojado hasta 1.5 km del cráter Explosiones, columnas eruptivas de 2 km de altura</p>

2003	
9 enero	Explosión
25 enero	Explosión con una pluma que alcanzó ~10.7 km de altitud
4-10 febrero	Explosiones con columnas entre 2 y 4 km de altura y emisión de fragmentos incandescentes sobre los flancos del volcán a 2 km de distancia
20-23 febrero	Explosiones con columnas entre 2 y 4 km de altura y emisión de fragmentos incandescentes sobre los flancos del volcán a 2 km de distancia
28 febrero	Explosión con columna de 1.5 km de altura y fragmentos incandescentes a 1 km del cráter
17 abril	Explosión con columna de 1.5 km de altura y fragmentos incandescentes a 1 km del cráter
18 abril	Tremor armónico de baja frecuencia con 8 horas de duración
24 abril	Explosión con columna de 2.5 km de altura y fragmentos incandescentes a 1.5 a 2 km del cráter
27 abril	Explosión con fragmentos incandescentes al borde del cráter
28 abril	Explosión moderada con fragmentos a 800 m del cráter y tremor armónico de baja frecuencia con 13 horas de duración
10 mayo	Tremor armónico de baja frecuencia con 14 horas de duración
29 mayo	Tremor armónico de baja frecuencia con 14 horas de duración
8 junio	Tremor armónico de baja frecuencia
10 junio	Emisión de pluma de 3 km de altura y caída de ceniza en los poblados cercanos al volcán en dirección oeste (hasta 12 km del cráter)
1 junio	Emisión de pluma de 3 km de altura y caída de ceniza en los poblados cercanos al volcán en dirección oeste (hasta 12 km del cráter)
20 junio	Emisión de pluma de 2 km de altura y caída de ceniza en los poblados cercanos al volcán en dirección oeste (hasta 12 km del cráter)
3 junio	Emisión de pluma de 2 km de altura
28 junio	Explosión con caída de ceniza menor en los poblados cercanos al volcán
1-4 julio	Explosiones con emisión de fragmentos incandescentes y plumas de ceniza hasta 3.5 km de altura
15 julio	Explosión con una pluma de 3 km de altura
19 julio	Explosión con fragmentos incandescentes a 1 km y con una pluma de 3 km de altura y que produjo una ligera caída de ceniza en la ciudad de México
25 julio	Explosión con emisión de fragmentos incandescentes a poca distancia
28-29 agosto	Explosiones con plumas de 1.5 km sobre el cráter que se dispersó al oeste
2004	En general la actividad de este año fue baja sin que destaque ningún evento en particular
2005	
9 enero	Explosión con columna de 5 km de altura y ligera caída de ceniza en Cuautla y San Martín Texmelucan
22 enero	Explosión ligera caída de ceniza en Cuautla y San Martín Texmelucan
9 marzo	Emisión de ceniza que cayó en Huejotzingo, al este del volcán (a una distancia de 20 km del cráter)
30 marzo	Emisión de una columna de ceniza de 1.5 km de altitud
30 abril	Emisión de una columna de ceniza de 1.8 km de altitud
2 mayo	Emisión de una columna de ceniza de 1.5 km de altitud
12 mayo	Explosión con una emisión de ceniza a 1.8 km de altitud que cayó en pueblos cercanos
13 julio	Explosión de columna de 2 de altitud, caída de ceniza en el estado de México
14 julio	Explosión moderada seguida de un tremor de alta frecuencia con una columna de ceniza a 2 km
21 julio	Explosiones moderada con columna con una altura de 2 km, acompañado con un tremor de alta frecuencia. Una segunda explosión emitió ceniza que cayó hasta la ciudad de México
29 julio	Explosiones con columnas de ceniza con alturas de 2 y 2.5 km y caída de ceniza al NW
30 julio	Explosión con emisión de ceniza que alcanzó 2 km de altitud acompañada de tremor
1 agosto	Explosión con emisión de ceniza que alcanzó 2 km de altitud
21 septiembre	Explosión con emisión de ceniza que alcanzó 2 km de altitud
23 octubre	Dos explosión moderadas seguidas por un tremor de alta frecuencia. Las plumas alcanzaron 1.5 y 2 km de altura
24 octubre	Exhalación de gas con una pluma que alcanzó 1.2 km de altura sobre el cráter
11 noviembre	Pequeño domo de lava
1 diciembre	Explosiones, la primera con una columna de 5 km de altitud que se dispersó hacia el ENE y la segunda a 2.5 km sobre el cráter
4 diciembre	Explosión con pluma de 3 km de altura con caída de ceniza en los estados de Tlaxcala y Puebla acompañada por señales de tremor
13 diciembre	Explosiones, la primera con la eyección de fragmentos incandescentes al SE que duró 1 minuto seguida de 30 minutos de tremor y que produjo una columna de ceniza de 2.5 km y la segunda de 1 km de altura
18 diciembre	Pequeña explosión con una columna de 2.5 km sobre el cráter que viajó al NE, seguido de 8 minutos de tremor de alta frecuencia
25 diciembre	Explosión con emisión de fragmentos incandescentes a 700 m del borde del cráter y pluma de 3 km de altitud

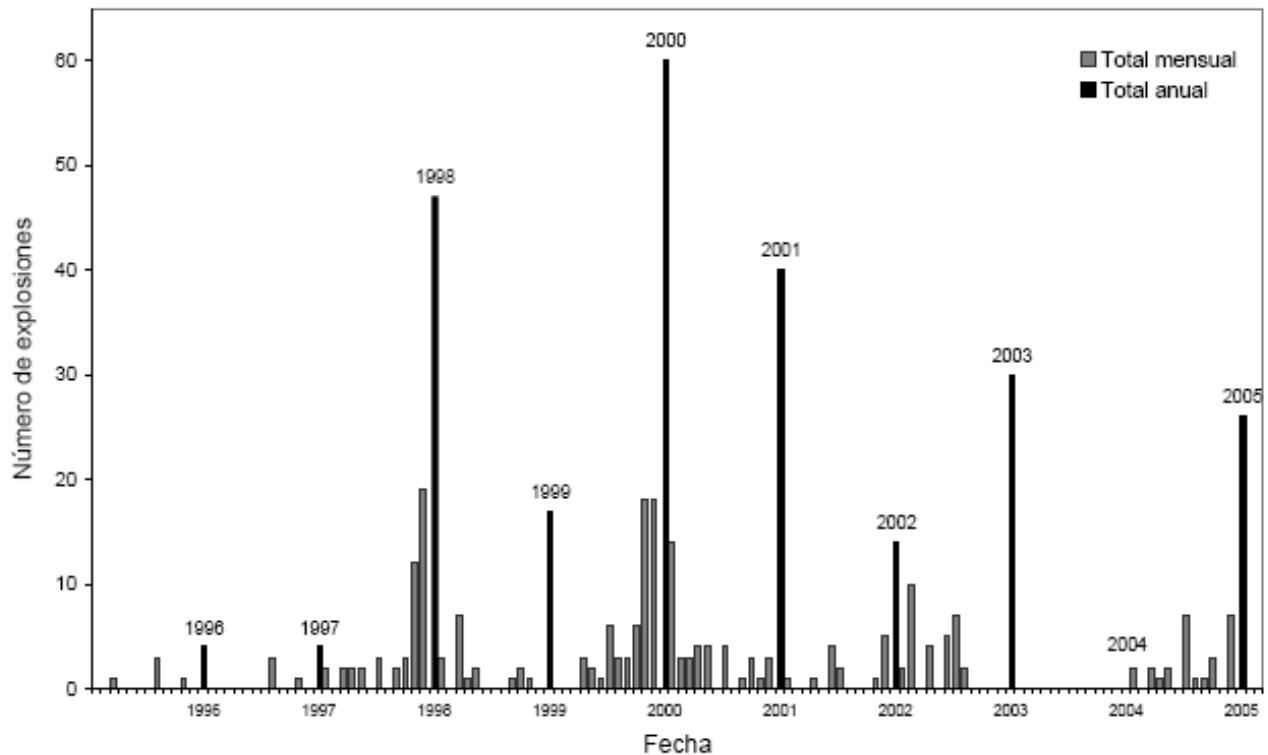


Figura 3.3. Número de explosiones en el volcán Popocatépetl de enero de 1996 a diciembre de 2005. La gráfica muestra las explosiones que produjeron columnas de ceniza ≥ 1 km. Los datos fueron obtenidos a partir de los reportes diarios de la actividad eruptiva del CENAPRED y de Julio-Miranda (2006).

Uno de los eventos explosivos más importantes ocurrió el 30 de junio de 1997 cuando la columna de ceniza alcanzó una altitud de ~ 15 km snm en unos pocos minutos. La ceniza llegó a la ciudad de México y forzó a las autoridades a cerrar el aeropuerto por aproximadamente 12 horas. Fragmentos de pómez de hasta 10 cm cayeron en Paso de Cortés y en la carretera rumbo a Amecameca hasta una distancia de 8 km al NE del cráter del volcán. El VEI estimado fue de 2-3 (Valdés et al., 2001).

El periodo de actividad más intensa inició en el mes de diciembre del año 2000. El número de exhalaciones se incrementó a principios de mes junto con enjambres de sismos volcano-tectónicos de baja magnitud y tremores armónicos de amplitudes mayores a las observadas durante los meses previos (Global Volcanism Network Bulletin, 2000). A principios de mes se incrementó el número de exhalaciones y se produjeron enjambres de sismos volcano-tectónicos de baja magnitud acompañados por tremores armónicos con amplitudes mayores a las observadas en toda la fase eruptiva desde 1994. El 15 de diciembre del 2000 el tremor armónico de baja

frecuencia se transformó en una señal continua con amplitud que provocó la saturación de los instrumentos en todas las estaciones de monitoreo. El tremor fue detectado por los inclinómetros y sentido por la gente hasta 14 km de distancia (Global Volcanism Network Bulletin, 2000). Estas señales, que duraron alrededor de 10 horas, fueron relacionadas con la extrusión de magma a una tasa muy alta. El análisis de las fotografías aéreas indicó que el domo creció a una tasa promedio de entre 180 y 200 m³/s durante los episodios de tremor armónico saturado. El volumen total de nueva lava acumulada en el interior del cráter se estimó entre 15 y 19 millones de m³, lo que excede al volumen total de los domos emplazados desde 1994. Las mediciones de COSPEC de la emisión de SO₂ alcanzaron 50,000 ton/día (Valdés et al., 2001).

Los episodios de tranquilidad y de tremor armónico de baja frecuencia y gran amplitud que se verificaron el 15 de diciembre fueron interpretados con un modelo de carga y descarga propuesto por Shimazaki y Nagata (1980), por lo que la explosión del 18 de diciembre fue pronosticada con un día de anticipación. Cerca de 41,000 personas fueron evacuadas de los pueblos ubicados a menos de 13 km de distancia. La actividad del volcán y la tasa de suministro del magma bajaron considerablemente después de las erupciones del 18 y 19 de diciembre que lanzaron fragmentos incandescentes sobre los flancos del volcán. En los días siguientes ocurrieron algunas explosiones relacionadas con la destrucción parcial del domo de lava emplazado en el cráter (Valdés et al., 2001). La más importante ocurrió el 22 de enero de 2001 con la formación de una columna mayor a 8 km sobre el cráter y de un flujo piroclástico relacionado que alcanzó una distancia de 7 km. El depósito de este flujo fue removilizado sucesivamente por la fusión de una parte del glaciar del volcán Popocatepetl generando un lahar que viajó 15 km, y se detuvo a 2 km del poblado de Santiago Xalitzintla (Global Volcanism Network Bulletin, 2000, Capra et al., 2004).

3.2 Energía cinética de los proyectiles balísticos volcánicos

Durante numerosos eventos explosivos del volcán Popocatepetl se han emitido fragmentos incandescentes de roca y lava que han seguido trayectorias aproximadamente parabólicas modificadas por la fuerza de arrastre con el aire hasta impactar con los flancos del volcán (figura 3.4). Estos fragmentos, denominados proyectiles balísticos volcánicos (PBV), representan un

peligro importante para la vida, las propiedades y la aeronavegación debido a sus elevadas temperaturas y a sus altas energías cinéticas (Blong, 1984). Las principales fuerzas que actúan sobre los PBV son la gravedad y la fuerza de arrastre con el aire. Las fuerzas de flotación (dada por el principio de Arquímedes), sustentación (*lift force*) y de Coriolis resultan dos o más órdenes de magnitud menores a las dos primeras fuerzas y por lo tanto se pueden despreciar en un modelo balístico (Alatorre-Ibargüengoitia, 2003).

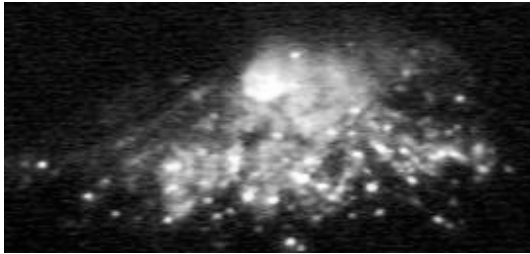


Figura 3.4. Projectiles balísticos incandescentes emitidos por la explosión del volcán Popocatépetl del 17 de diciembre de 1998. Fotografía tomada de la página www.cenapred.unam.mx.

3.2.1 Coeficiente de arrastre

De las fuerzas resultantes de la interacción entre los proyectiles balísticos y el aire, la más importante es la fuerza de arrastre, la cual juega un papel determinante en la trayectoria de los PBV y no puede ser despreciada. Esta fuerza es la que se opone al movimiento de los balísticos y se expresa de la siguiente manera:

$$\vec{F}_a(v, z) = \frac{1}{2} C_d \left(\left| \vec{v} - \vec{u} \right| \right) \rho_a(z) A \left[\vec{v} - \vec{u} \right]^2 \vec{F}_a \quad (3.1)$$

donde $C_d \left(\left| \vec{v} - \vec{u} \right| \right)$ es el coeficiente de arrastre expresado como función de la magnitud de la velocidad relativa entre el balístico y la velocidad del aire, $\rho_a(z)$ es la densidad del aire como función de la altitud, A es el área transversal del balístico, \vec{v} el vector velocidad del balístico, \vec{u} la velocidad del viento y \vec{F}_a es un vector unitario que tiene la misma dirección que el movimiento de los proyectiles pero con sentido contrario.

Es importante señalar que el coeficiente de arrastre (C_d), además de ser función de la velocidad relativa, depende de la geometría del balístico (forma, textura y posición en que se mueve) y de las características del flujo. Experimentalmente se ha encontrado que C_d puede ser

expresado en términos de dos números adimensionales que indican el régimen del flujo: el número de Reynolds (Re) y el número de Mach (Ma). El número de Reynolds está definido por:

$$Re = \frac{vD}{\nu} \quad (3.2)$$

donde v es la velocidad de la partícula (o del flujo), D el diámetro medio (u otra dimensión característica del objeto) y ν es la viscosidad cinemática del fluido. Este número relaciona la importancia relativa entre las fuerzas inerciales y las fuerzas viscosas e indica cuando un flujo es laminar y cuando es turbulento. Por otro lado, el número de Mach está definido por:

$$Ma = v / v_s \quad (3.3)$$

con v_s la velocidad del sonido en el fluido. Este número indica la importancia que tienen en el flujo los efectos debidos a la compresión del fluido.

Muchos trabajos que calculan la trayectoria de los PBV han asumido que el coeficiente de arrastre se mantiene constante durante todo su movimiento: Sherwood (1967), Self et al. (1980) y Bower y Woods (1996) usan un valor de $C_d=1$; Steinberg y Lorenz (1983) usan $C_d= 0.65$ para flujos subsónicos y $C_d=1.25$ para flujos supersónicos; Fudali y Melson (1972) utilizan $C_d=0.8$. Después de realizar experimentos de caída libre de piroclastos, Walker et al. (1971) concluyeron que para describir la trayectoria de los PBV los datos de $C_d(Re)$ correspondientes a cilindros son más adecuados que los correspondientes a esferas. Estos experimentos consistieron en medir la velocidad terminal de los piroclastos en caída libre en aire y compararlos con las velocidades terminales calculadas utilizando los coeficientes de arrastre correspondientes a esferas y cilindros publicados por Hoerner (1965). Los números de Reynolds correspondientes a los experimentos de Walker et al. (1971) van desde 20 hasta 7.7×10^3 (con $Ma \ll 1$) resultan al menos dos órdenes de magnitud inferiores a los que se obtienen al calcular las velocidades de los balísticos producidos por explosiones volcánicas. Sin embargo, muchos trabajos han utilizado datos de C_d correspondientes a cilindros de acuerdo con los experimentos (Wilson, 1972; Self et al., 1974; Nairn y Self, 1978; Fagents y Wilson, 1993).

Más recientemente, Waitt et al. (1995) indicaron que los coeficientes de arrastre correspondientes a cilindros o a cubos, son demasiado altos, ya que según ellos, las velocidades de lanzamiento de los balísticos calculadas utilizando estos valores de C_d resultan exageradas considerando las condiciones de presión de la fase gaseosa durante las explosiones volcánicas. Con el fin de disminuir la fuerza de arrastre (y por lo tanto las velocidades calculadas para los balísticos), Waitt et al. (1995) consideraron los valores correspondientes de C_d a esferas. Sin embargo, hasta la fecha no existen experimentos ni observaciones que corroboren que los valores de C_d correspondientes a los PBV sean tan bajos como los de las esferas.

Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006) midieron en un túnel de viento subsónico los coeficientes de arrastre para fragmentos volcánicos emitidos por el volcán Popocatépetl durante el presente periodo eruptivo. El coeficiente de arrastre fue medido para 6 muestras con diferentes formas y texturas (2 pómez y 4 líticos) emitidas entre noviembre y diciembre de 1998, y recolectadas a una distancia promedio de 3.3 km al norte del cráter. En la tabla 3.2 se indica la forma y textura aproximada de cada una de los fragmentos, su área frontal (A) medida de acuerdo con la posición en que fueron colocados en el túnel de viento, así como su diámetro equivalente (D_E) definido como el diámetro de una esfera con la misma área frontal ($D_E = \sqrt{\frac{4A}{\pi}}$). Los fragmentos I a IV son fragmentos líticos mientras los fragmentos V y VI son pómez.

Muestra	Forma	Textura	A (cm ²)	D_E (cm)	C_d
I	Angular	Lisa	11.62	3.85	0.71
II	Cilíndrica	Rugosa	16.21	4.54	0.98
III	Irregular	Rugosa	16.29	4.55	1.01
IV	Prisma cuadrangular	Intermedia	28.72	6.05	0.74
V	Trapezoidal	Porosa	12.37	3.97	0.66
VI	Semiredondeado	Porosa	38.14	6.97	0.62

Tabla 3.2. Textura y forma de las muestras utilizadas en los experimentos con su área transversal (A), diámetro equivalente (D_E) y coeficiente de arrastre (C_d) al que tienden con $R_e > 4 \times 10^4$. Los fragmentos I-IV son líticos y los fragmentos V y VI son pómez.

En la figura 3.5 se muestra el coeficiente de arrastre en función del número de Reynolds (R_e) para 6 muestras de fragmentos volcánicos obtenidas por Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006). Se puede observar que los coeficientes de arrastre de las 4 muestras más

pequeñas (I, II, III y V) presentan una caída abrupta en $R_e \approx 2 \times 10^4$. Para los 2 fragmentos más grandes (IV y VI) no se alcanza a apreciar esta disminución abrupta debido a que, por sus tamaños, los números de Reynolds correspondientes son mayores; sin embargo, es posible que sus coeficientes de arrastre presenten un comportamiento similar a los de los fragmentos pequeños, ya que sus valores son muy inferiores en comparación con los obtenidos para fragmentos volcánicos por Walker et al. (1971) para $Re \sim 10^3$. Esta disminución abrupta en los valores de los coeficientes de arrastre para los fragmentos volcánicos es muy similar a la que se observa para esferas y cilindros (Hoerner, 1965), debido al cambio de flujo de laminar a turbulento en la capa límite. Entonces, se puede concluir que para los PBV el valor crítico de R_e en donde ocurre esto es $R_{e \text{ crítico}} \approx 2 \times 10^4$. Este valor es inferior al que se obtiene para esferas y cilindros, lo cual puede deberse a la textura rugosa y porosa de los PBV.

En la figura 3.5 también se observa que, en general, después de la disminución abrupta, para valores de R_e entre 4×10^4 y 6×10^4 los valores del coeficiente de arrastre oscilan un poco y finalmente tienden a un valor constante para R_e mayores. Este comportamiento es similar al que se observa para esferas y cilindros con $R_e > R_{e \text{ crítico}}$ (Hoerner, 1965). Los valores medios de C_d a los que tienden cada una de las 6 muestras se presentan en la tabla 3.2. Es importante señalar que el valor constante que adquiere finalmente el C_d ya no cambia para R_e mayores. Para PBV con $D > 10$ cm, moviéndose a $v > 20$ m/s, $R_e > 10^5 > R_{e \text{ crítico}}$, por lo que estos proyectiles se mueven en condiciones en donde el C_d es independiente de R_e y en el caso de flujos incompresibles ($v < 150$ m/s) se mantienen constantes. Es por esto que los valores obtenidos en el túnel de viento para $Re \sim 10^4$ pueden considerarse válidos también para PBV que se mueven en flujos incompresibles aún cuando sus números de R_e sean mayores (incluyendo fragmentos mayores). Para calcular el máximo alcance que los PBV durante las explosiones volcánicas es necesario considerar el menor valor de C_d medido en el experimento (0.62 correspondiente a la muestra VI, tabla 3.2).

Durante las erupciones vulcanianas, subplinianas y plinianas, los PBV son emitidos con velocidades que pueden superar la velocidad del sonido del aire (330 m/s), y por lo tanto, el flujo puede ser compresible (Fudali y Melson, 1972; Wilson, 1972; Steinberg y Lorenz, 1983; Fagents y Wilson, 1993; Waitt et al., 1995). Es por ello que es importante determinar el coeficiente de arrastre (C_d) en función del número de Mach (ver ecuación (3.3)).

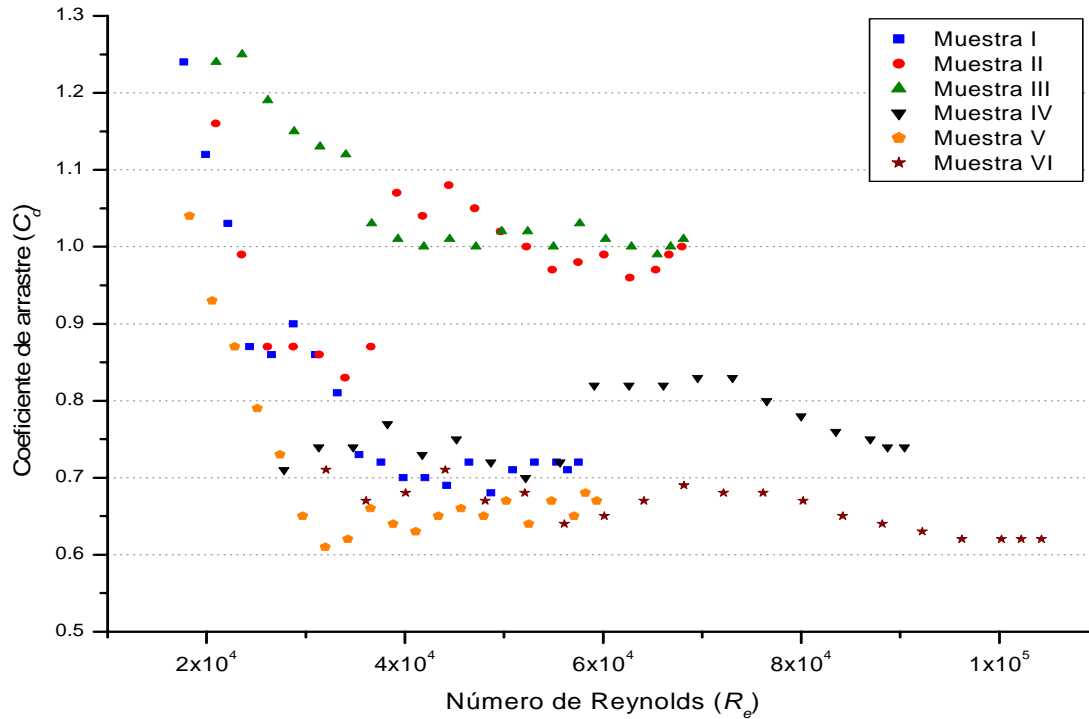


Figura 3.5. Valores del coeficiente de arrastre medidos en un túnel de viento subsónico, en función del número de Reynolds para cada una de las 6 muestras de fragmentos volcánicos producidos por eventos explosivos del Volcán Popocatepetl. Las muestras I-IV son líticas y las muestras V y VI son pómez. Tomado de Alatorre-Ibargüengoitia (2003).

Debido a la falta de datos experimentales de C_d para PBV en flujos compresibles, es necesario utilizar C_d correspondientes a figuras geométricas para flujos compresibles (Hoerner, 1965). Por esta razón, Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006) realizaron mediciones de C_d de distintas figuras geométricas para compararlas con los resultados de los fragmentos volcánicos en condiciones similares. La tabla 3.3 muestra los valores de C_d de esferas, cilindros (en forma perpendicular al flujo) y cubos (en posición frontal y con el vértice apuntando al flujo) para $Re \sim 10^4$ medidos en el túnel de viento subsónico.

<i>Figura</i>	<i>Área transversal (cm²)</i>	<i>D_E (cm)</i>	<i>C_d</i>
Cubo frontal	27.14	5.87	1.06
Cubo diagonal	43.37	7.43	0.77
Cilindro circular	22.45	5.35	1.23
Esfera	32.37	6.42	0.51

Tabla 3.3. Área transversal (A), diámetro equivalente (D_E) y coeficiente de arrastre (C_d) correspondiente a distintas figuras geométricas medidas en el túnel de viento subsónico.

Al comparar las tablas 3.2 y 3.3 se encuentra que los 4 valores de C_d más pequeños correspondientes a los fragmentos volcánicos (los más significativos desde el punto de vista del cálculo del alcance máximo) tienen valores entre la esfera y el cubo con el vértice apuntando al flujo. Al extrapolar esto para flujos compresibles, se obtiene una función $C_d(M_a)$ que resulta del promedio ponderado de los valores de la esfera y del cubo inclinado. Este promedio ponderado se obtiene al asignarle un porcentaje al coeficiente de arrastre de la esfera y del cubo inclinado de tal manera que el resultado corresponda al valor del fragmento volcánico con menor C_d , y calcular la función $C_d(M_a)$ considerando los correspondientes porcentajes. En la figura 3.6 se muestra $C_d(M_a)$ para la esfera y el cubo inclinados utilizando un ajuste polinomial de los datos de Hoerner (1965), y la función del promedio ponderada de ambas. Esta función inicia en el valor de C_d más bajo medido para los fragmentos volcánicos y por lo tanto reproduce adecuadamente el máximo alcance posible.

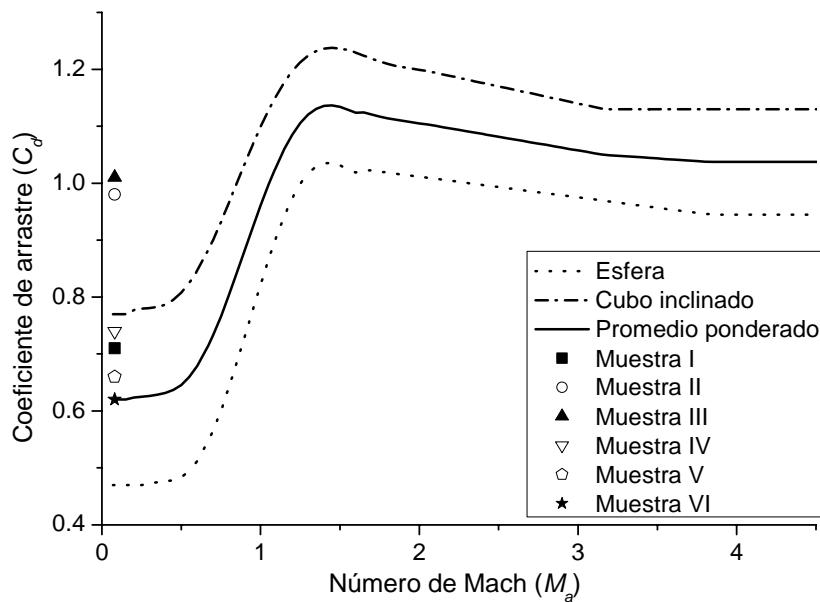


Figura 3.6. Coeficiente de arrastre como función del número de Mach para esferas y cubos inclinados y la función promedio ponderada de ambos. También se muestran los valores de coeficiente de arrastre medidos para los fragmentos volcánicos en el túnel de vientos subsónico. Modificado de Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006).

En los flujos supersónicos, se forman ondas de choque alrededor del balístico, por lo cual C_d alcanza el máximo que se muestra en la figura 3.6. En estos casos, el segundo coeficiente de viscosidad ζ , que está asociado a la divergencia de la velocidad (ver ecuación (A.2)), y por lo tanto a cambios en la densidad del fluido, es importante en la dinámica del flujo. Aunque ζ en general es del mismo orden que el coeficiente de viscosidad dinámica $\mu = \nu \rho$, en las ondas de choque ζ puede ser mayor que μ , ya que una cantidad importante de energía se disipa por la

compresión del fluido (Landau y Lifshitz, 1979). Como no se tienen datos de los valores de ζ , en el modelo balístico que se menciona a continuación se considera que la influencia de los efectos de las ondas de choque en el movimiento de los PBV está comprendido únicamente por la relación $C_d(M_a)$ que se muestra en la figura 3.6.

3.2.2 Ecuaciones de movimiento balístico

Considerando solamente las fuerzas de gravedad y de arrastre, las ecuaciones balísticas de movimiento se pueden plantear en coordenadas rectangulares de la siguiente manera (Wilson, 1972; Waitt et al., 1995; Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados 2006):

$$\frac{dx}{dt} = v_x \quad (3.4a)$$

$$\frac{dz}{dt} = v_z \quad (3.4b)$$

$$\frac{dv_x}{dt} = -\frac{C_d(|\mathbf{v}-\mathbf{u}|)\rho_a(z)A|\mathbf{v}-\mathbf{u}||v_x-u|}{2m} \quad (3.5a)$$

$$\frac{dv_z}{dt} = -g - \frac{C_d(|\mathbf{v}-\mathbf{u}|)\rho_a(z)A|\mathbf{v}-\mathbf{u}||v_z|}{2m} \quad (3.5b)$$

donde x y z son las posición horizontal y vertical respectivamente, t el tiempo, $\mathbf{v} = (v_x, v_z)$ es el vector velocidad del proyectil, g es la aceleración debida a la gravedad, $C_d\left(\left|\vec{v}-\vec{u}\right|\right)$ es el coeficiente de arrastre expresado como función de la magnitud de la velocidad relativa entre el PBV y el aire, $\rho_a(z)$ es la densidad del aire en función de la altitud, A el área transversal del cuerpo, m la masa y $|\mathbf{v}-\mathbf{u}| = \sqrt{(v_x-u)^2 + v_z^2}$ es la velocidad relativa entre el balístico y el viento despreciando la velocidad en la dirección vertical del viento.

La función $C_d\left(\left|\vec{v}-\vec{u}\right|\right)$ se calcula a partir de la función $C_d(M_a)$ del promedio ponderado que se muestra en la figura 3.6 y de los datos de la velocidad del sonido en función de la altitud (U.S. Standard Atmosphere, 1976). Para calcular la densidad del aire como función de la altitud se puede hacer un ajuste de los datos publicados de la densidad del aire a diferentes alturas (U.S.

Standard Atmosphere, 1976). El cociente A/m considerado como un factor único se llama coeficiente balístico (σ) que está dado por (modificado de Steinberg y Lorenz, 1983):

$$\sigma = \frac{A}{m} = \frac{A}{\rho_b Vol} = \frac{1}{\rho_b k D} \quad (3.6)$$

donde k es una constante de forma (para una esfera $k=2/3$), ρ_b la densidad del balístico y D es el diámetro promedio (geométrico) del proyectil. El coeficiente balístico es útil porque incluye en un solo factor tres características físicas del proyectil: densidad, tamaño y forma.

Las ecuaciones balísticas (3.4a,b-3.5a,b) se integraron a lo largo de la trayectoria utilizando el método numérico de Runge-Kutta de cuarto orden propuesto por Wilson (1972) descrito en Alatorre-Ibargüengoitia (2003). La posición inicial se asume $(0, z_o)$ donde z_o es la altitud del cráter sobre el nivel del mar, y la velocidad inicial del balístico es $(v_o \cos \theta_o, v_o \sin \theta_o)$ donde θ_o es el ángulo de emisión con respecto a la horizontal. La trayectoria se realiza en intervalos de tiempo pequeños hasta que $z = z_f$, donde z_f es la altitud del punto de impacto s.n.m.

3.2.3 Calibración y validación con explosiones reales del volcán Popocatépetl

Para calibrar y validar el modelo balístico planteado en la sección anterior, Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006) compararon los tiempos de vuelo obtenidos numéricamente con los observados para las explosiones reales del volcán Popocatépetl. La explosión del 17 de diciembre de 1998 ha sido una de las explosiones que han emitido PBV a una distancia mayor al producir fragmentos incandescentes que alcanzaron una distancia máxima de 3.7 km con respecto al cráter, a una altitud ~ 4000 msnm, y produjeron incendios en los matorrales. Al hacer un muestreo en el campo en los días sucesivos, se encontró que los balísticos de máximo alcance tenían un diámetro entre 25 y 36 cm. La densidad promedio medida para los proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatépetl es de $\rho_b = 2290 \text{ kg/m}^3$ medida por el método de pycnometría (ver tabla 4.3) El tiempo mínimo de vuelo de los PBV de máximo alcance determinado a partir del video grabado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) fue de 33 a 40 segundos.

Considerando el tiempo de vuelo mínimo medido y la localización de los PBV recolectados sucesivamente en el campo, se calculó su energía cinética de lanzamiento suponiendo que los balísticos fueron emitidos con el ángulo que les permite obtener el mayor alcance posible. El cráter del volcán Popocatepetl presentaba en ese momento (1998) una restricción al ángulo de salida debido a su morfología, ya que los balísticos requerían de un ángulo de lanzamiento respecto a la horizontal mínimo de 35° si eran lanzados en la dirección este, y de 55° respecto a la horizontal si eran lanzados en la dirección oeste para no chocar contra las paredes. El ángulo óptimo calculado para los balísticos del 17 de diciembre de 1998 es inferior a 35° , por lo que se consideró el mejor ángulo posible de acuerdo a las restricciones que imponía el cráter. Cabe mencionar que desde entonces el cráter del volcán Popocatepetl ha sido casi completamente cubierto por rocas de domos de lava (Macías y Siebe, 2005) por lo que estas restricciones (especialmente hacia el este) han cambiado considerablemente y podrían permitir que los PBV fueran emitidos con el ángulo óptimo.

La tabla 3.4 muestra la energía y el alcance máximo calculados para los balísticos del 17 de diciembre de 1998. También se muestran los resultados obtenidos utilizando $C_d= 1.0$ y con el software *Eject!* (Mastin, 2001), que utiliza las ecuaciones balísticas (3.4a,b y 3.5a,b) considerando coeficientes de arrastre para esferas y cubos con el vértice apuntando al flujo (cubo inclinado). En todos los casos se consideró el alcance máximo (calculado utilizando el mejor ángulo posible) que alcanzan los PBV en un tiempo de 33 s (el tiempo mínimo observado). En la tabla 3.4 se observa que el alcance máximo calculado utilizando los datos del coeficiente de arrastre medidos por Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006) se ajustan mejor al valor medido en el campo que los valores obtenidos con $C_d= 1.0$ y con el software *Eject!* (Mastin, 2001) para esferas y cubos inclinados. Estos resultados confirman que el modelo utilizando coeficientes de arrastre medidos para fragmentos volcánicos reales de Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006) puede ser utilizado para calcular la energía cinética de lanzamiento de los PBV a partir de los datos muestreados en el campo (distancia, diámetro promedio, densidad y topografía). Sin embargo, una limitación de este modelo es que no se midió el coeficiente de arrastre de los balísticos volcánicos en flujos compresibles ($M_a \geq 1$).

	Alcance máximo (m)	Energía cinética de lanzamiento ($\times 10^6$ J)
Medido en el campo	3700	-
Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006)	3520	2.5
$C_d= 1.0$	3000	2.9
<i>Eject!</i> Esfera	5000	1.9
<i>Eject!</i> Cubo inclinado	3100	3.6

Tabla 3.4. Comparación de la energía cinética de lanzamiento y máximo alcance calculado para los PBV del 17 de diciembre de 1998 utilizando diferentes coeficientes de arrastre, considerando el tiempo de vuelo mínimo (33 s) medido en los videos del CENAPRED, diámetro promedio de 30 cm y mejor ángulo posible en cada caso.

3.2.4 Delimitación de zonas de peligro por impactos de proyectiles balísticos

Alatorre-Ibargüengoitia et al. (2006) elaboraron una metodología para calcular el máximo alcance posible de los PBV en diferentes escenarios explosivos a partir del modelo balístico de Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006). Cada escenario explosivo es parametrizado a partir de la energía cinética de lanzamiento calculada para balísticos emitidos durante un determinado evento explosivo del volcán. Una vez definida la energía cinética de lanzamiento, se consideran las condiciones de máximo alcance: mejor ángulo posible, tamaño óptimo de los fragmentos (el cual depende de la energía), densidad de los balísticos, viento favorable y topografía del volcán. De esta manera es posible calcular el alcance máximo en diferentes direcciones y así delimitar las zonas de peligro potencial por caída de PBV en diferentes escenarios, las cuales pueden sucesivamente plasmarse en mapas de peligro.

En la figura 3.7 se muestra el mapa de peligros por caída de proyectiles balísticos del volcán Popocatepetl (Alatorre et al., 2001) en el que se muestran los escenarios de peligrosidad alta, intermedia y baja dependiendo de la probabilidad de ocurrencia de cada evento (es decir, de la probabilidad de que los PBV sean emitidos con una determinada energía). Para parametrizar el escenario explosivo de peligrosidad alta (vulcaniano) se utilizó la energía cinética de lanzamiento asociada a los PBV producidos durante los eventos explosivos de noviembre y diciembre de 1998, en donde fragmentos del domo incandescentes de 25 a 40 cm de diámetro fueron emitidos hasta una distancia máxima de 3.7 km con respecto al cráter. Para el escenario de peligrosidad más baja (correspondiente a una erupción pliniana), se calculó la energía cinética de lanzamiento asociada a un balístico de 35 cm de diámetro encontrado a 7.8 km de distancia del cráter y que fue producto de una explosión pliniana del volcán de hace 14000 años (Siebe et al., 1997).

Finalmente, el escenario de peligrosidad intermedia, se parametrizó con la energía cinética de lanzamiento definida por el promedio geométrico (que corresponde al promedio algebraico de los logaritmos) de las energías de los dos escenarios anteriores.

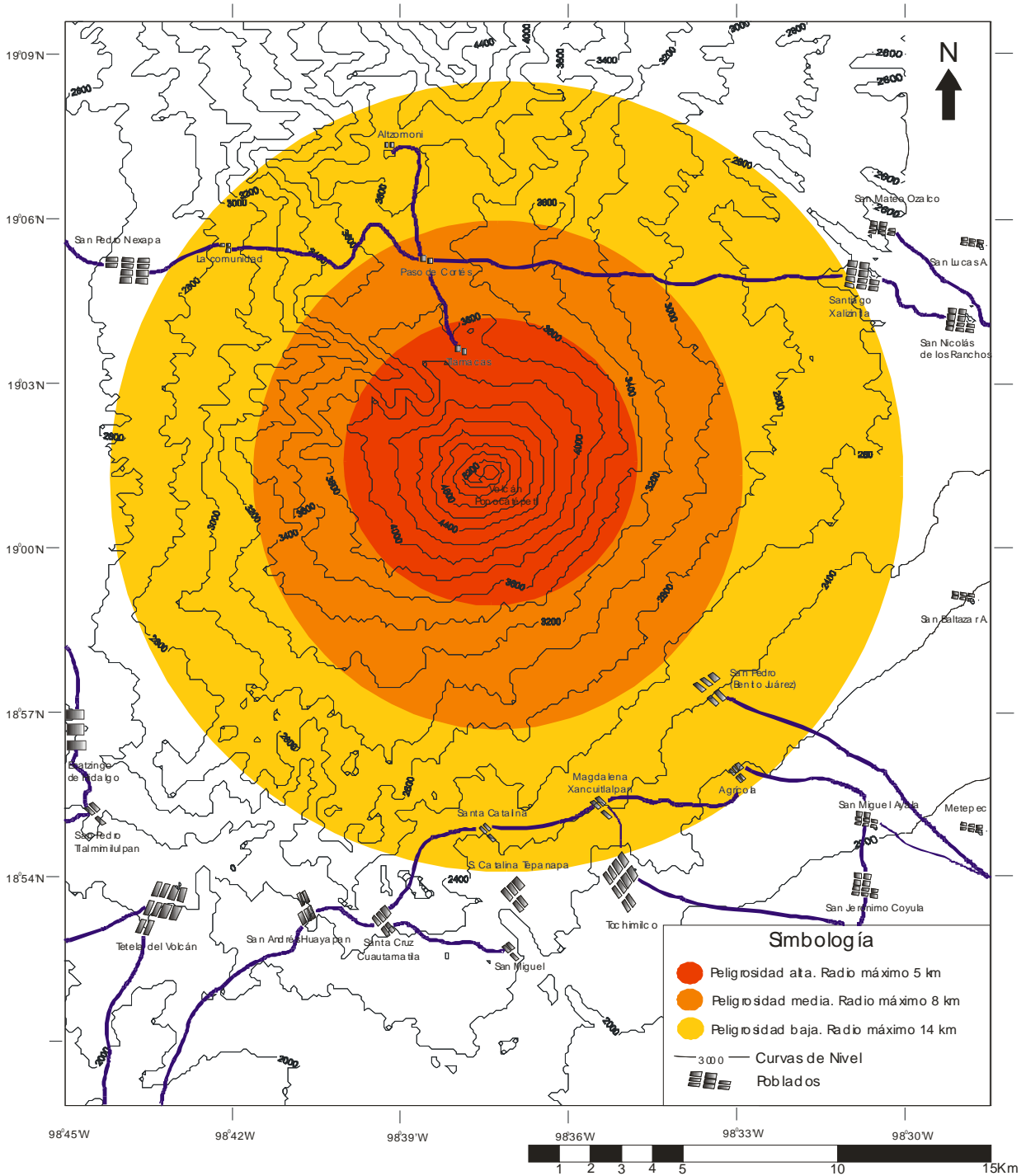


Figura 3.7. Mapa de Peligros por caída de productos balísticos del volcán Popocatépetl (Alatorre et al., 2001).

3.3 Otros tipos de energía asociadas a las explosiones del volcán Popocatépetl

3.3.1 Parámetros de fuente de los sismos asociados a las explosiones volcánicas

Estudios sísmicos de inversión de onda fueron realizados por Cruz-Atienza et al. (2001) con el fin de determinar los parámetros sísmicos asociados a las explosiones del volcán Popocatépetl. Tales parámetros fueron estimados en diez eventos explosivos ocurridos entre 1997 y 2001 a partir de registros de 7 sismógrafos de banda ancha (4 permanentes y 3 portátiles) ubicados alrededor del volcán. Cruz-Atienza et al. (2001) consideraron un algoritmo de inversión que considera las explosiones volcánicas como una fuerza única de acuerdo al modelo de fuente explosiva propuesto por Kanamori y Given (1983) para determinar la profundidad, duración, magnitud y dirección de la fuerza puntual aplicada sobre el terreno que minimizan el error cuadrático entre los sismogramas observados y los sintéticos.

De un total de 27 explosiones registradas, Cruz-Atienza et al. (2001) analizaron los parámetros de fuente de 10 explosiones en las cuales el origen en el tiempo podía ser determinado sin ambigüedades. Los parámetros de fuente calculados para estos eventos se muestran en la tabla 3.4. Cabe mencionar que la resolución de la duración del evento es mayor a la resolución de la profundidad por lo que los valores de esta última deben considerarse solamente como estimaciones.

La magnitud de la fuerza F según los mismos autores sigue una relación lineal con el cuadrado de la duración del evento τ . Siendo la fuerza proporcional a la amplitud de onda y considerando que para una función de tiempo triangular el impulso K está dado por $K = \tau F/2$, al ajustar las constantes que aparecen en el cálculo para el valor conocido de la explosión del 18 de mayo del Monte Santa Elena, Cruz-Atienza et al. (2001) obtuvieron una escala de magnitud basada en el impulso definida por:

$$M_k = \frac{2}{3} \log K - 4.71 \quad (3.7)$$

La energía cinética E_c de la explosión se puede calcular de acuerdo con¹:

$$E_c = \frac{F\tau v}{6} \tag{3.8}$$

donde v es la velocidad promedio del material expulsado en un evento en particular. La energía cinética para diferentes eventos fue calculada considerando una velocidad promedio del material expulsado de $v= 200$ m/s (tabla 3.5). Cabe mencionar que esta energía corresponde solamente a la componente de las fuerzas sin considerar la componente asociada a cambios volumétricos del conducto que también puede estar asociada a las explosiones (e inclusive puede tener mayor energía que las fuerzas).

Fecha	Hora GMT	Duración τ (s)	(F_x, F_y, F_z) 10^9 N	Magnitud F 10^9 N	M_k	Energía cinética 10^{12} J	Profundidad (m)	Presión (MPa)
290497	06:12:01	9.6	(40, 24, 125)	133.4	3.2	42.7	200	4.5
140597	03:31:47	6.0	(21, 6, 62)	65.7	2.8	13.1	400	9.0
140597	14:50:17	6.0	(21, -3, 78)	80.8	2.9	16.2	600	13.5
020198	00:27:27	5.8	(15, -1, 55)	57.0	2.8	11.0	100	2.3
210998	16:47:60	5.8	(10, 0, 47)	48.1	2.7	9.3	100	2.3
220998	17:25:05	3.0	(6, -5, 21)	22.4	2.3	2.2	300	6.8
251198	14:03:28	3.4	(8, 3, 13)	15.6	2.2	1.8	900	20.3
251198	18:05:41	3.0	(6, -2, 10)	11.8	2.1	1.2	400	9.0
151298	23:50:09	4.0	(5, 1, 28)	28.5	2.5	3.8	400	9.0

Tabla 3.5. Explosiones del volcán Popocatépetl de abril de 1997 a enero de 2001. M_k corresponde a la magnitud de acuerdo a la ecuación 3.7. La energía cinética corresponde a la ecuación 3.8 asumiendo una velocidad promedio de 200 m/s para todos los eventos. La presión indicada corresponde a la presión litostática ($P_{lit}=\rho gh$) de acuerdo a la profundidad (h) y asumiendo una densidad promedio de $\rho= 2300$ kg/m³. Modificado de Cruz-Atienza et al. (2001)

¹ De acuerdo con el teorema impulso-ímpetu $mv = \int_0^{\tau} F dt$, por lo que si $F \propto \tau^2$, al integrar se obtiene que

$mv = \frac{F\tau}{3}$ y al expresarlo en términos de la energía cinética $E_c = \frac{mv^2}{2}$ y la velocidad se obtiene finalmente la ecuación (3.8).

3.3.2 Energía térmica asociada a las ondas atmosféricas en el volcán Popocatépetl

Raga et al. (2002) realizaron un modelo numérico en tres dimensiones de un gas compresible para estudiar la expansión de una onda de compresión atmosférica en diferentes eventos explosivos ocurridos en el Popocatépetl entre septiembre y diciembre de 1998. En este modelo, las explosiones son simuladas por la liberación repentina de una sobrepresión dentro de un volumen de gas sobre el cráter. Los resultados muestran una onda de compresión que se propaga como onda de choque supersónica cerca de la fuente de la explosión y se transforma en una onda de compresión sónica a distancias mayores.

Como condición inicial, Raga et al. (2002) consideran una esfera homogénea de gas caliente (considerada como vapor de agua) arriba del cráter a una altitud igual a su radio (de manera que la parte inferior de la esfera toque el piso del cráter). El gas dentro de la esfera se encuentra en estado estacionario. Como parámetro libre los autores utilizan la energía térmica del gas en la esfera. Para estudiar la expansión de la onda compresiva en el campo lejano se considera que la liberación repentina de la energía térmica es adecuada debido a que la solución del flujo a grandes distancias del centro de la explosión depende únicamente de la energía térmica de la explosión, sin importar el tamaño de la esfera, su temperatura o densidad.

Para calibrar los resultados obtenidos con este modelo, Raga et al. (2002) utilizaron los datos de un microbarómetro colocado a una distancia de 11.4 km del cráter del Popocatépetl. Al comparar los datos de presión observados entre septiembre y diciembre de 1998 con los correspondientes a las simulaciones numéricas, se observa que en general la forma de la perturbación es similar, con excepción de algunas diferencias atribuidas a efectos local no discriminables por los límites de resolución del modelo. La diferencia de presión medida en el sensor es proporcional a la energía térmica liberada por la esfera caliente en el modelo según Raga et al. (2002). Las energías térmicas calculadas para siete explosiones ocurridas entre septiembre y diciembre de 1998 oscilan entre 2×10^{13} J a 1.1×10^{15} J.

3.3.3 Energía térmica del magma

La energía mecánica de una explosión volcánica depende fundamentalmente del cambio de energía interna del sistema formado por el magma y los volátiles involucrados en un evento explosivo. La energía interna por unidad de masa de la mezcla (u_t) está dada por (Mastin, 1995):

$$u_t = nu_v + (1 - n)u_m \quad (3.9)$$

donde u_v y u_m son la energía interna por unidad de masa de los volátiles y del magma respectivamente. La energía interna específica tanto de la fase gaseosa como del magma está dada por:

$$u = \int_T^{T_o} CdT + \sum_i \mu_i dN_i \quad (3.10)$$

donde T_o es la temperatura de la mezcla antes de la descompresión, C es la capacidad calorífica específica del magma (C_m) o de la fase gaseosa exsoluta a volumen constante (C_v), según corresponda, μ_i es el potencial químico asociado al componente i -ésimo de la mezcla de magmas y N_i es el número de moles de este componente. Los potenciales químicos son un factor importante en los procesos de cristalización y exsolución de volátiles; sin embargo, el estudio de la energía asociada a estos procesos está fuera del estudio del presente trabajo. Considerando en primera aproximación que C se mantiene constante con la temperatura y sin considerar el segundo término del lado derecho de la ecuación (3.10), esta se reduce a:

$$u = C\Delta T \quad (3.11)$$

Para rocas de composición andesítica y dacítica con un contenido en volumen de fenocristales de alrededor de 30%, sometidas a una presión $P= 9\text{MPa}$ y a una temperatura $T= 1000\text{ K}$, se obtiene que $C_m= 1400\text{ J/kgK}$, y si se considera al agua como la única fase volátil se obtiene que $C_v=1875\text{ J/kgK}$. Ambos valores fueron calculados con el programa CONFLOW (Mastin y Ghiorso, 2000 y referencias ahí citadas).

La energía interna específica asociada a los volátiles y a la fracción f del magma que está en equilibrio térmico con ellos durante su expansión (u_{vf}) está dada por:

$$u_{vf} = [C_m f(1-n) + C_v n] \Delta T \quad (3.12)$$

Por otro lado, el trabajo por unidad de masa (w_{vf}) realizado durante la expansión de la mezcla de volátiles de acuerdo los modelos de Turcotte et al. (1990) y Woods (1995a) (ver sección 2.2.3) está dado por:

$$w_{vf} = \frac{1}{\rho} \frac{P_g}{\gamma - 1} \left[1 - \left(\frac{P_a}{P_g} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \right] \quad (3.13)$$

donde $1/\rho$ está dado por la ecuación (2.18) ya que en estos modelos se supone que después de la fragmentación todo la dispersión de gas y piroclastos se comporta como un fluido homogéneo con densidad ρ . El valor de γ está dada por la ecuación (2.20) para considerar que solamente la fracción de magma f se mantiene en equilibrio térmico con los volátiles.

Capítulo 4

Caracterización de las muestras

En este capítulo se describe como fue efectuada la recolección de las muestras de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl que se utilizaron para efectuar los experimentos de fragmentación (sección 4.1), se determina su composición (sección 4.2) y sus características físicas: densidad, porosidad (sección 4.3) y su área superficial específica (sección 4.4).

4.1. Localización de las muestras

Se recolectaron un total de 10 muestras de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl en dos campañas de campo: el 20 de febrero del 2006 y el 13 de marzo del 2006. Cada una de las muestras fue recogida en el interior de un cráter de impacto como los que se muestran en la figura 4.1, por lo que no hay duda sobre su origen. Todas las muestras se localizaron a distancias entre 2.4 y 2.7 km al norte del cráter. Estas fueron sucesivamente utilizadas para realizar experimentos de fragmentación que se describen en el siguiente capítulo.

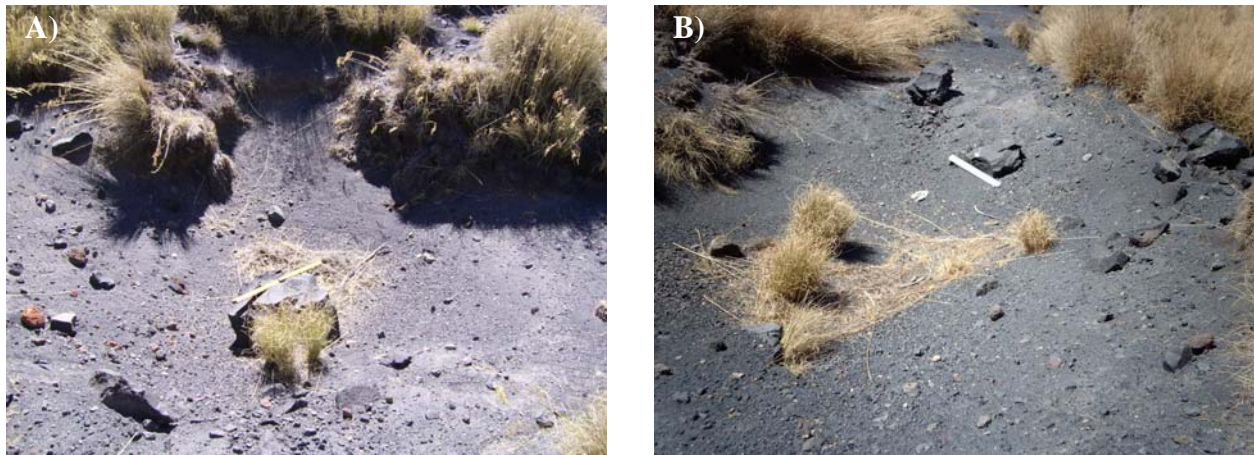


Figura 4.1. Ejemplos de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl. A) Muestra Popo I-2 y B) muestra Popo II-8.

La tabla 4.1 muestra el diámetro promedio (geométrico) de cada uno de los balísticos, la distancia y la altitud a la que fueron encontrados. Estando algunas de las muestras fragmentadas, el diámetro que se presenta en esta tabla corresponde a una estimación con base en los bloques

más grandes que pudieron medirse; el diámetro del balístico antes del impacto probablemente era un poco mayor al estimado. La distancia respecto al cráter y la altitud se determinaron con GPS.

Muestra	Diámetro (cm)	Distancia al cráter (m)	Altitud (msnm)
Popo I-1	39.3	2,655	4,140
Popo I-2	35.8	2,570	4,169
Popo I-3	53.7	2,555	4,172
Popo II-5	30.3	2,695	4,107
Popo II-6	27.0	2,695	4,107
Popo II-7	44.7	2,568	4,152
Popo II-8	40.2	2,602	4,131
Popo II-10	40.0	2,435	4,200
Popo II-12	32.5	2,533	4,172
Popo II-13	42.2	2,456	4,171

Tabla 4.1. Localización y diámetro promedio (geométrico) de las 10 muestras de proyectiles balísticos recolectados en este trabajo. Los prefijos de los nombres de las muestras (I y II) indican la primera y segunda campaña.

Es importante mencionar que no se conoce con exactitud la fecha en la que fueron emitidas las muestras recolectadas en este trabajo. En febrero del año 2000 se realizó una campaña para un estudio previo relacionado con el alcance máximo de los proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl y se localizaron numerosos proyectiles y cráteres de impacto hasta una distancia de 3.7 km al norte del cráter del volcán (cerca del refugio de Tlamacas). Sin embargo, durante las dos campañas de recolección de muestras de este trabajo se recorrió la misma zona y no se encontraron estos cráteres de impacto debido a que éstos fueron erosionados. Por lo tanto, es muy probable que los fragmentos recolectados en este trabajo hayan sido emitidos en explosiones que ocurrieron en fechas posteriores. Los cráteres de impacto donde fueron recolectados los balísticos eran claramente identificables, sin embargo, mostraban signos de erosión, por lo que es probable que estos fragmentos no hayan sido emitidos en fechas cercanas a las dos campañas de recolección.

Según los reportes diarios del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y de Global Volcanism Network Bulletin, desde el año 2000 hasta el mes de marzo de 2006 ocurrieron más de 60 eventos explosivos que emitieron fragmentos incandescentes. Estos reportes indican que los eventos explosivos del 24 de diciembre de 2000, 31 de mayo de 2001, 1 de junio de 2001 y 14 de febrero de 2003 fueron los únicos eventos en los cuales se observó la emisión de proyectiles balísticos incandescentes que llegaron a distancias entre 2 y 3 km del cráter, que son las distancias a las que fueron recolectadas las muestras para este estudio (tabla 4.1). Es posible que las muestras recolectadas correspondan a proyectiles balísticos que no hayan

sido reportados por el CENAPRED (debido por ejemplo a que los fragmentos incandescentes son más difíciles de detectar en el día), sin embargo, es probable que hayan sido lanzadas durante estos eventos.

Como se mencionó en el capítulo 3, la fase de actividad del último periodo eruptivo ocurrió en diciembre del año 2000 y estuvo asociada a la extrusión de magma a una tasa muy alta que generó un domo en el interior del cráter. Este domo fue posteriormente destruido por varias explosiones. Una de ellas ocurrió el 24 de diciembre de 2000, con la emisión de balísticos hasta una distancia estimada de 3.5 km y generó una columna de 5 km sobre el cráter (Global Volcanism Network Bulletin, 2000). La explosión del 31 de mayo de 2001 (y posiblemente otras en fechas cercanas que no se observaron debido a la falta de visibilidad) estuvieron asociadas a la destrucción de un nuevo domo de lava observado por primera vez en marzo de 2001, cuyo crecimiento fue detectado a partir de señales de tremor armónico (tabla 3.1). La fase más intensa de esta explosión duró aproximadamente 1 minuto y emitió balísticos a distancias estimadas entre 2 y 3 km al N y NE del volcán generando una columna de aproximadamente 2 km sobre el cráter (Global Volcanism Network Bulletin, 2001). Finalmente, las explosiones de febrero de 2003 estuvieron asociadas a un nuevo domo cuyo crecimiento empezó a mediados de enero de 2003 de acuerdo con el aumento significativo en la microsismicidad volcánica (Global Volcanism Network Bulletin, 2003). La explosión del 14 de febrero de 2003 emitió fragmentos incandescentes hasta 3 km del cráter que produjeron incendios en los pastizales y generó una densa columna de ceniza que alcanzó una altura de 5 km (figura 3.4). Esta explosión tuvo una duración de 4 minutos.

Es probable que todas las muestras recolectadas en este trabajo corresponden a fragmentos juveniles de los domos emplazados en el interior del cráter y destruidos posteriormente por explosiones vulcanianas. Dado el grado de conservación de los cráteres de impacto y considerando que los observados en el año 2000 fueron completamente erosionados, es muy probable que la mayor parte de las muestras hayan sido emitidas el 14 de febrero de 2003; sin embargo, existe un elevado grado de incertidumbre con respecto a cual explosión emitió cada uno de los balísticos y si todos fueron emitidos durante un mismo evento explosivo. Los estudios efectuados hasta la fecha, indican que todos los domos han tenido composiciones similares entre dacitas y andesitas (Wright et al., 2002; Macías y Siebe, 2005).

4.2. Composición química

La composición de roca total de las muestras fue determinada por fluorescencia de Rayos X (tabla 4.2) realizados en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIs del Instituto de Geología de la UNAM. Las muestras fueron pulverizadas y calcinadas. El análisis de elementos mayores se realizó en muestra fundida usando el programa FULLMDIL.QAN. La pérdida por calcinación se determinó en 1.0 g de muestra calentado a 1000°C por una hora. Los elementos traza se midieron en muestra prensada con 10% de Cera-C como aglutinante, con el programa TRAZA07.QAN.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PxC	Suma
*	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Popo I-1	61.37	0.766	16.497	5.34	0.095	4.208	5.348	4.419	1.674	0.188	-0.17	99.735
Popo I-2	64.525	0.679	16.272	4.565	0.07	2.467	4.574	4.822	1.905	0.165	-0.03	100.014
Popo I-3	61.775	0.762	16.153	5.506	0.093	4.667	5.388	4.412	1.65	0.179	-0.02	100.565
Popo II-6	60.811	0.794	16.187	5.592	0.091	4.452	5.773	4.417	1.596	0.191	-0.09	99.814
Popo II-7	64.786	0.679	16.338	4.589	0.068	2.526	4.622	4.601	1.889	0.162	0.03	100.29
Popo II-8	64.725	0.687	16.118	4.68	0.068	2.603	4.616	4.725	1.905	0.17	-0.02	100.277
Popo II-13	61.104	0.792	15.985	5.596	0.083	4.722	5.665	4.444	1.609	0.192	-0.1	100.092

	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
*	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Popo I-1	53	523	405	25	178	5	100	161	36	63	38	79	4	6
Popo I-2	66	514	436	28	186	4	65	44	39	32	30	78	6	8
Popo I-3	54	515	382	27	173	5	102	168	42	104	45	91	4	6
Popo II-6	50	525	371	26	174	4	117	142	39	67	40	85	3	8
Popo II-7	66	510	416	27	184	4	70	43	38	32	39	81	3	6
Popo II-8	67	502	432	29	184	3	71	54	41	39	33	81	3	10
Popo II-13	52	501	373	26	174	5	103	177	44	106	42	88	3	8

Tabla 4.2. Composición por roca total determinada por fluorescencia de rayos X de 7 muestras de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl utilizados en este estudio. En la parte superior se muestran los elementos mayores y en la inferior los elementos traza. En negritas se señalan las muestras con composición dacítica, mientras que el resto son de composición andesítica.

Las muestras están claramente separadas en dos grupos, uno andesítico y otro dacítico (figura 4.2) en la clasificación de rocas volcánicas por su contenido total de alcalis (Na₂O + K₂O) vs Sílice (SiO₂) de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS por sus siglas en inglés) propuesta por Le Bas et al. (1986). Variaciones similares en ceniza y fragmentos de pomez emitidos por el Popocatepetl en los eventos explosivos de septiembre de 2000 a febrero de 2001 (en particular la del 22 de enero del 2001) fueron encontradas por Martín del Pozzo et al. (2003). Esta variación fue atribuida al hecho de que el material emitido resulta de diferentes episodios de mezcla de magma. Por lo tanto, la presencia de dos distintos grupos de composición de las

muestras analizadas en este trabajo no necesariamente implica que hayan sido emitidos en fechas distintas, por lo que no es posible establecer con precisión si las muestras con composición andesítica fueron emitidas durante el mismo evento que las dacíticas o en eventos diferentes.

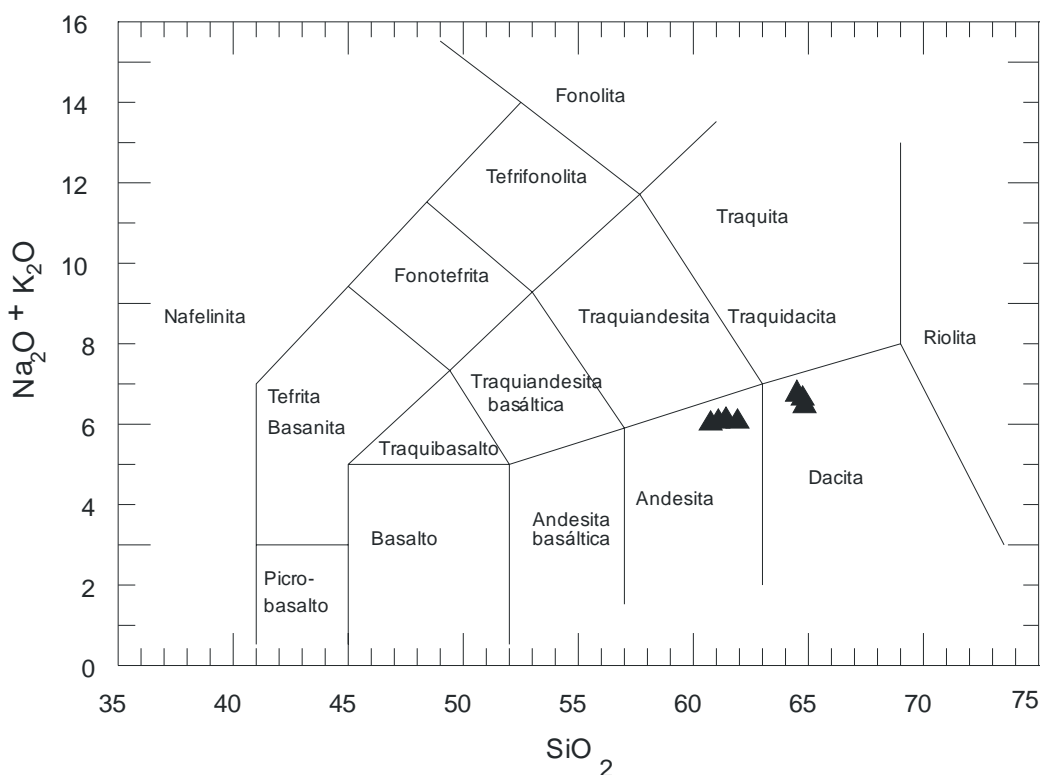


Figura 4.2. Localización de las muestras de balísticos emitidos de este trabajo en la clasificación de rocas volcánicas de acuerdo a su contenido total de alcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs Sílice (SiO_2) propuesta por Le Bas et al. (1986). Se observa un grupo de composición andesítica y otro de composición dacítica.

La variación del contenido de elementos mayores en función del contenido de sílice de las muestras analizadas en este estudio (figura 4.3) fue comparada con los datos de fragmentos juveniles emitidos en distintos eventos explosivos del volcán Popocatepetl entre 1996 y 1998 (Straub y Martin-Del Pozzo, 2001; Witter et al., 2005). Las correlaciones que se observan en los fragmentos recolectados en este trabajo emitidos entre el año 2000 y 2006 son parecidas a las de otros productos emitidos en eventos explosivos entre 1996 y 1998, por lo que no hay evidencias de una variación sistemática de la composición en distintos periodos de tiempo. Los estudios petrológicos de los productos emitidos por el volcán en el presente periodo eruptivo establecen que el magma resulta de la mezcla de un magma basáltico-andesítico y uno dacítico en distintas proporciones (Straub y Martin-Del Pozzo, 2001; Martin-Del Pozzo et al., 2003; Witter et al., 2005).

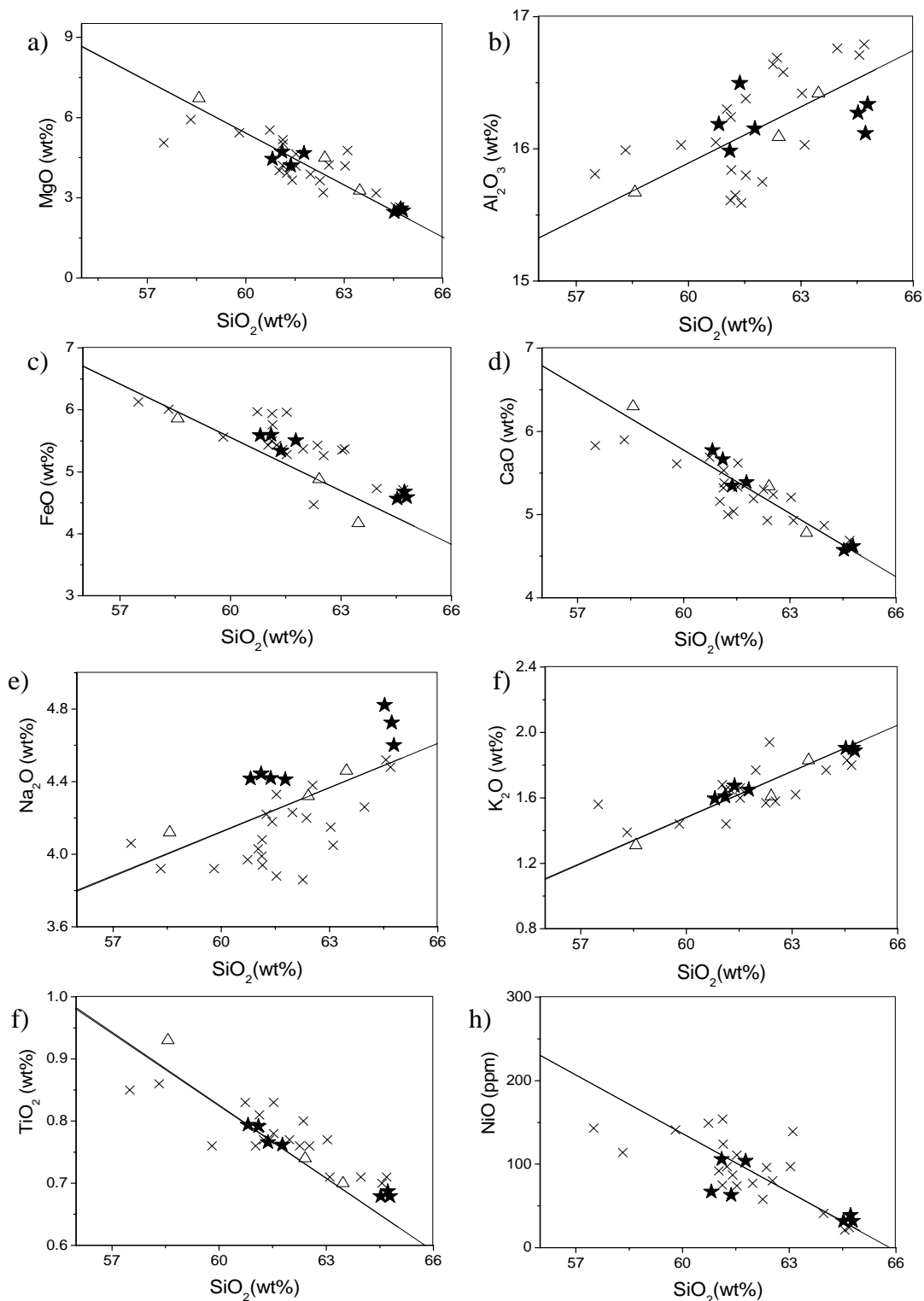


Figura 4.3. Variaciones composicionales de SiO₂ vs: (a) MgO, (b) Al₂O₃, (c) FeO total, (d) CaO, (e) Na₂O, (f) K₂O, (g) TiO₂ y (h) NiO. ★ Muestras de este estudio (tabla 4.2), x datos de Straub y Martin-Del Pozzo (2001) de ceniza y pómez de caída emitidos en distintos eventos entre 1996 y 1998, Δ datos promedio de pómez de caída emitidas el 30 de junio de 1997 y fragmentos líticos del domo de enero de 1998 según Witter et al. (2005). La línea corresponde a la regresión lineal obtenida por Witter et al. (2005) para las muestras emitidas entre 1996 y 1998.

Todas las rocas muestreadas en este trabajo son líticas y tienen una textura porfirítica con un contenido total de cristales variable entre 20% y 40% que miden hasta 4 mm, aunque la mayoría son menores de 1 mm. Todos los cristales de los distintos minerales son euhedrales a subhedrales y están sujetos por la matriz (que en algunas muestras es vítrea y en otra formada por microcristales), y muchos cristales de plagioclasa tienen fracturas. La proporción relativa entre cristales y matriz es similar en todas las muestras, mientras que las vesículas varían entre 5% y 30% de acuerdo al análisis de las secciones delgadas. Por lo general, minerales y vesículas están arreglados de manera caótica. La excepción es la muestra Popo I-3 (de composición andesítica) que presenta un bandeamiento en sección delgada, donde se observa claramente una orientación de los minerales (principalmente plagioclasa) contenidos en una de las bandas paralela a la orientación de la misma. El tamaño y forma de las vesículas depende mucho de la porosidad total de la muestra, varían desde semi-circulares a alargadas, con tamaños entre 0.1 mm hasta 4 mm en la muestra más porosa.

Las muestras de composición andesítica (tabla 4.2) tienen una matriz microcristalina de color pardo oscuro constituida por cristales aciculares alargados, los más gruesos (del orden de decenas de μm) son plagioclasa. Los fenocristales están constituidos por plagioclasa (80%), olivino (5%-10%), ortopiroxeno (5%), clinopiroxeno (5%), hornblendas (<5%), óxidos de hierro (<5%) y minerales opacos anhedrales hasta subhedrales.

Las muestras de composición dacítica tienen una matriz vítrea de color pardo con escasos microcristales ($\leq 10\%$), principalmente de plagioclasa además de minerales opacos anhedrales a subhedrales. Los fenocristales son feldespatos (80%) principalmente plagioclasa, ortopiroxeno (10%) con abundantes inclusiones de minerales opacos, clinopiroxeno (5%) y óxidos de hierro (5%). En algunas muestras también se reconocieron apatitas (<2%) como inclusiones en plagioclasas y ortopiroxenos y en la matriz vítrea con un hábito euhedral de color azul muy tenue. En la figura 4.4 se muestran fotografías de secciones delgadas de algunas de las muestras del volcán Popocatépetl.

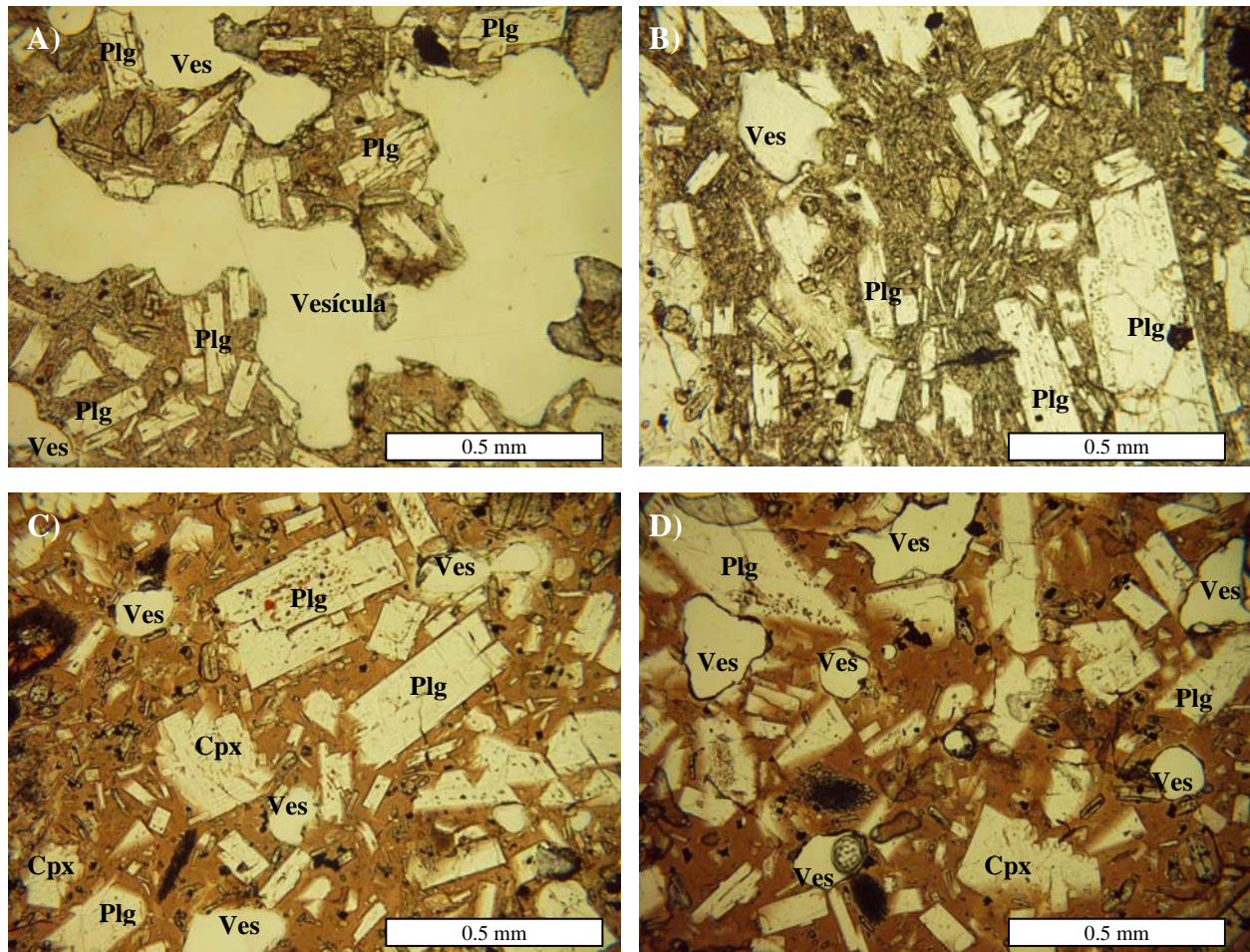


Figura 4.4. Imágenes de algunas secciones delgadas de las muestras del volcán Popocatepetl muestreadas. A) Popo I-1; B) Popo I-3; C) Popo II-7; D) Popo II-8. A) y B) corresponden a muestras de composición andesítica y C) y D) tienen composición dacítica. Las vesículas (Ves) y los fenocristales de plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (Cpx) están marcados en negritas.

4.3. Mediciones de densidades y porosidades

Para realizar los experimentos de fragmentación, se perforaron todas las muestras recolectadas para obtener núcleos coplanares cilíndricos de 2.5 cm de diámetro y 6.0 cm de longitud. Para cada cilindro se midieron dos diferentes densidades:

1. Densidad geométrica (ρ_{geom}).
2. Densidad de la matriz (ρ_{mat}).

La primera fue calculada a partir de la masa del cilindro y de su volumen ($Vol_{cil} = \pi r^2 h$ con r el radio y h la altura) y la segunda -que representa la densidad del vidrio, cristales y vesículas aisladas (porosidad cerrada) exceptuando las vesículas interconectadas- fue medida utilizando un

pycnómetro de helio (Accupyc 1330). Para esta medición, el cilindro de roca fue introducido en la sección de prueba (de volumen conocido V_1). Esta sección se puso al vacío y después fue presurizada con helio hasta una presión P_1 . Esta cámara se puso en comunicación con una sección de referencia de volumen conocido V_2 a través de una válvula hasta obtener una presión de equilibrio P_2 , y por la ley de Boyle $P_1V_g = P_2(V_g + V_2)$ se obtiene el volumen ocupado por el gas (V_g), con el cual finalmente se obtiene el volumen de la muestra que no es ocupado por el helio ($Vol_{accupyc} = V_1 - V_g$). Considerando este último volumen y la masa total de la muestra se obtiene la densidad de la matriz, que es la densidad de la roca sin considerar el volumen ocupado por las vesículas interconectadas. Considerando el $Vol_{accupyc}$ y el volumen geométrico del cilindro ($Vol_{geom} = \pi r^2 h$) es posible determinar la porosidad abierta (el volumen ocupado por las vesículas interconectadas) de cada cilindro ($\Phi_{abierta}$ en %) de acuerdo con la siguiente expresión:

$$\Phi_{abierta} = \left(\frac{Vol_{geom} - Vol_{accupyc}}{Vol_{geom}} \right) 100 \quad (4.1)$$

Para calcular la porosidad cerrada (aislada) y total de cada muestra, una parte del material fue pulverizado en un pulverizador de anillo hasta alcanzar un tamaño $<25 \mu\text{m}$ para romper todas las vesículas aisladas. La densidad del polvo ρ_{polvo} se midió utilizando un pycnómetro de helio. Utilizando la densidad obtenida y considerando la densidad geométrica promedio de todos los cilindros de una muestra (ρ_{geom}) se calculó la porosidad total (Φ_{total} en %) de la muestra de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\Phi_{total} = \left(\frac{\rho_{polvo} - \rho_{geom}}{\rho_{polvo}} \right) 100 \quad (4.2)$$

La porosidad cerrada promedio de cada muestra recolectada se obtuvo de:

$$\Phi_{cerrada} = \Phi_{total} - \Phi_{abierta} \quad (4.3)$$

La tabla 4.3 muestra las densidades y porosidades promedio de todas las muestras y su desviación estándar calculadas a partir de todos los cilindros (entre 5 y 10) para cada una de ellas. Como se muestra en esta tabla, la “porosidad abierta” varía entre 3% y 22%, mientras que la “porosidad cerrada” es más baja para todas las muestras analizadas, variando entre 1 y 1.6 %.

Muestra (# cilindros)	Densidad geométrica (gr/cm ³ ± Desv. Est.)	Densidad matriz (gr/cm ³ ± Desv. Est.)	Densidad polvo (gr/cm ³)	Porosidad abierta (% ± Desv. Est.)	Porosidad cerrada (%)	Porosidad total (%)
Popo I-1 (9)	2.09 ± 0.05	2.67 ± 0.004	2.71	21.49 ± 1.86	1.31	22.80
Popo I-2 (7)	2.23 ± 0.08	2.64 ± 0.04	2.69	15.84 ± 2.15	1.32	17.15
Popo I-3 (15)	2.41 ± 0.13	2.67 ± 0.01	2.71	9.50 ± 4.95	1.55	11.06
Popo II-5 (1)	2.33	2.68	-	13.00	-	-
Popo II-6 (10)	2.24 ± 0.11	2.67 ± 0.005	2.72	16.23 ± 4.34	1.26	17.49
Popo II-7 (11)	2.24 ± 0.02	2.60 ± 0.005	2.64	13.92 ± 0.65	1.05	14.97
Popo II-8 (10)	2.21 ± 0.04	2.60 ± 0.01	2.65	15.17 ± 1.58	1.37	16.54
Popo II-10 (1)	2.32	2.70	-	14.00	-	-
Popo II-12 (7)	2.12 ± 0.04	2.61 ± 0.004	2.67	18.64 ± 1.66	1.58	20.67
Popo II-13 (9)	2.60 ± 0.02	2.68 ± 0.01	2.72	3.13 ± 0.55	1.36	4.49

Tabla 4.3. Densidades y porosidades de las muestras recolectadas. Los valores de densidad geométrica, densidad de la matriz y porosidad abierta corresponden al promedio de todos los cilindros de cada una de las muestras líticas, por lo que se indica la desviación estándar. Las porosidades cerrada y total se calcularon utilizando las fórmulas (4.3) y (4.2) respectivamente. Las muestras en negritas son de composición dacítica y el resto son andesíticas. Para las muestras II-5 y II-10 solamente se midió un cilindro para cada una debido a que no se utilizaron en los experimentos.

La figura 4.5 muestra la porosidad abierta en función de la densidad de la matriz de acuerdo con los datos de la tabla 4.3. Se observa que la porosidad abierta es independiente de la densidad de la matriz y de la composición de las muestras mientras que la densidad de la matriz depende de su composición.

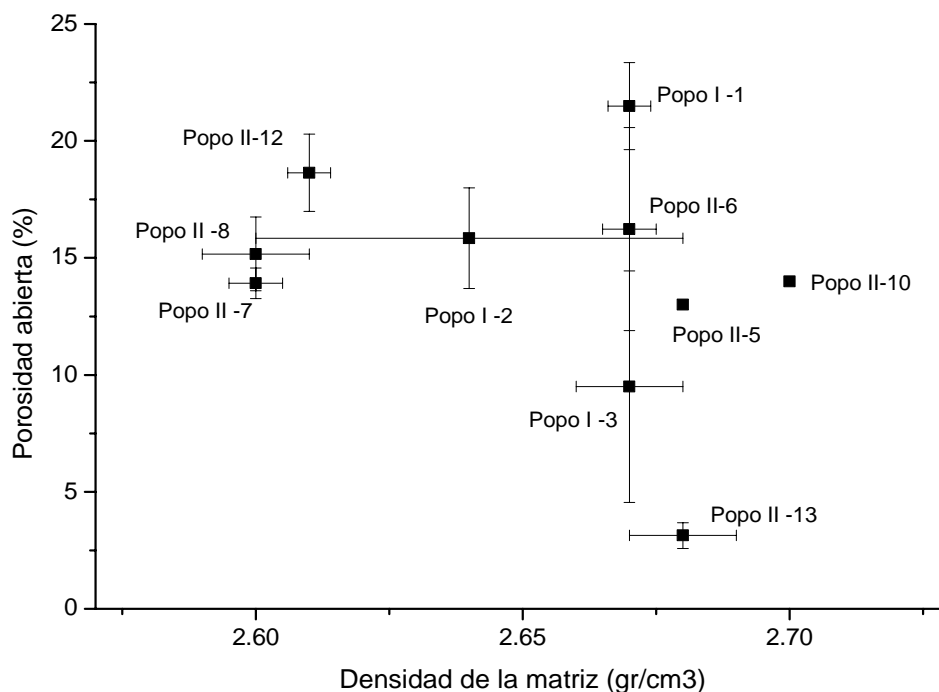


Figura 4.5. Porosidad abierta en función de la densidad de la matriz de acuerdo con los datos de la tabla 4.3. Las barras de error corresponden a la desviación estándar. Las densidades menores corresponden a las muestras con composición dacítica y las mayores a las muestras andesíticas. La desviación estándar de la densidad en la muestra I-2 es muy alta por la presencia de zonas de baja y alta densidad debidas probablemente a diferencias en la composición de la muestra, aunque no se observa bandeamiento en esta roca.

4.4. Medición de área superficial

El área superficial de una roca es un parámetro importante, ya que se supone que es más sensible a la existencia de fracturas y grietas con respecto a la porosidad (Scheu, 2005), y por lo tanto, está en relación con la resistencia interna del material al aplicarle un esfuerzo. El área superficial medida utilizando la teoría de adsorción de gas (atracción por adherencia) es 1 ó 2 órdenes de magnitud mayor que la obtenida a partir de consideraciones geométricas simples (Riley et al., 2003). La formación de grietas debida a efectos térmicos, la fragmentación y la mineralización secundaria pueden incrementar significativamente el área superficial (Scheu, 2005).

4.4.1 Metodología

Se midió el área superficial específica de seis de las muestras recolectadas de proyectiles balísticos cubriendo todo el intervalo de porosidades medidos para estas muestras (tabla 4.3) utilizando un analizador de adsorción de gas (Gemini 2375, Micrometrics) que calcula el área superficial utilizando el método de múltiples puntos de Brunauer-Emmett-Teller (BET) basado en la teoría de adsorción de gas (Braunauer et al., 1938; Gregg y Sing, 1982).

Para hacer las mediciones se cortaron cilindros coplanares de 2.5 cm de diámetro y 3 cm de longitud de cada una de las seis muestras y se calentaron a 200° C al vacío por más de 8 horas para remover la humedad y los contaminantes que pudieron absorber la muestra durante su exposición a la atmósfera. Los cilindros fueron introducidos en un tubo de vidrio que se coloca en el analizador Gemini, se enfría con nitrógeno líquido a 77° K y se hace vacío. El volumen del tubo que no es ocupado por el cilindro se determinó con la intrusión de helio (el cual no es adsorbido en estas condiciones). Posteriormente se vació el helio y se introdujo argón en el tubo de medición y en un tubo de referencia en incrementos controlados que representan un aumento sucesivo de la presión. De acuerdo con la teoría de adsorción de gas, en de un intervalo de presión con respecto a la presión de saturación P/P_0 entre 0.05 y 0.25, se forma una capa de espesor de un átomo de espesor en todas las superficies libres (es decir, en toda la superficie externa más las superficies de las burbujas y fracturas accesibles al gas). A presiones mayores se forma una superficie de espesor mayor a un átomo (Gregg y Sing, 1982).

El dispositivo Gemini mide el volumen del gas adsorbido en nueve diferentes valores de P/P_0 entre 0.05 y 0.25, que corresponden a la cantidad de gas necesaria para formar una capa monoatómica sobre toda la superficie libre de la muestra. El volumen del gas adsorbido durante estos incrementos de presión define una isoterma de adsorción. Considerando la cantidad de argón adsorbido, el volumen inicial del espacio libre del tubo con el cilindro y el peso de la muestra se calcula automáticamente el área superficial específica (en m^2/g) para cada cilindro. El área superficial específica mínima que puede ser detectada con el dispositivo Gemini es de $0.01 \text{ m}^2/\text{g}$. Se requiere una superficie de 0.1 m^2 para tener un valor total del área superficial específica con un error de $\pm 0.03 \text{ m}^2$, pero se requieren áreas mayores para una mejor medición.

Generalmente se utiliza el nitrógeno como gas adsorbente. Sin embargo, considerando que la sección transversal del átomo de argón es inferior a la sección transversal de una molécula de N_2 , el uso del argón incrementa la sensibilidad de la medición en un factor de cuatro. Esto es relevante porque el área superficial específica en este caso es baja ($<2 \text{ m}^2/\text{g}$, figura 4.6). El punto de ebullición del argón es similar al del nitrógeno (Ar: 87.35° K , N_2 : 77.35° K), por lo que el nitrógeno líquido puede ser utilizado para enfriar las muestras durante las mediciones. El analizador Gemini se ajusta para considerar el intervalo de presión aplicada de acuerdo a la presión de saturación del argón.

4.4.2 Resultados

La figura 4.6 muestra los resultados (valor promedio de 3 mediciones hechas para cada cilindro) obtenidos para cada una de las muestras en función de su porosidad abierta. El área superficial específica aumenta en forma lineal con la porosidad abierta de las muestras excepto el cilindro 2 de la muestra Popo II-8 (Popo II-8-2) que muestra un valor significativamente más elevado.

De acuerdo a consideraciones geométricas, el área superficial específica de un cilindro está dada por:

$$A_{esp} = \frac{\pi D \left(h + \frac{D}{2} \right)}{m} \quad (4.4)$$

con D el diámetro, h la altura y m la masa del cilindro. Para los cilindros utilizados en estas mediciones con masas alrededor de 30 gr, se obtiene un área superficial específica del orden de $A_{\text{esp}} = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{g}$, que es dos órdenes de magnitud menor que las medidas para los cilindros (figura 4.6), lo que ilustra la importancia de las fracturas, grietas y vesículas en este parámetro.

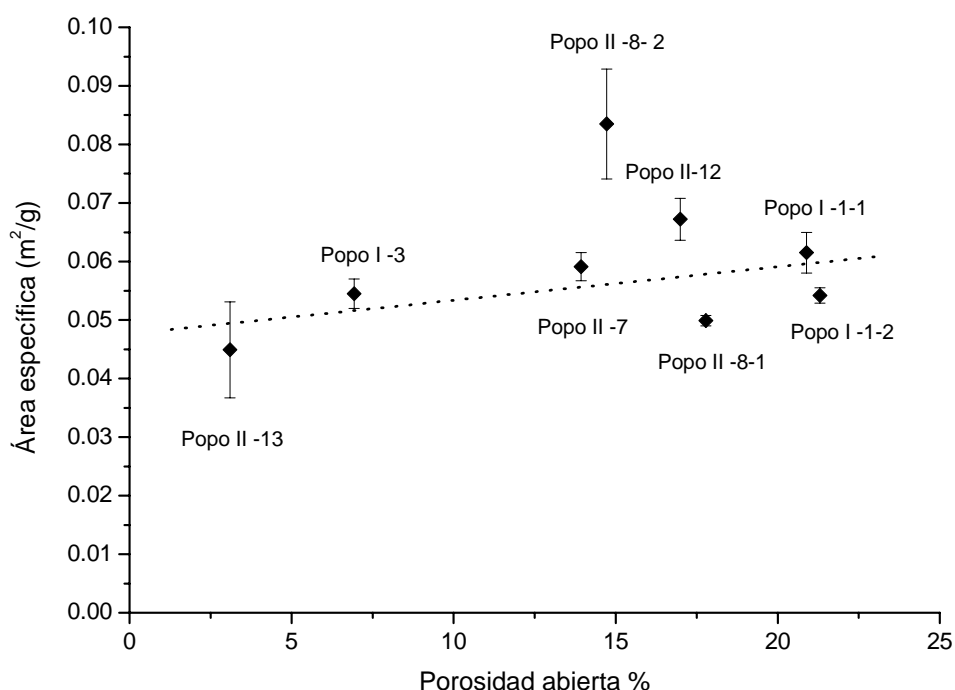


Figura 4.6. Área superficial específica en función de la porosidad abierta de 8 cilindros correspondientes a 6 muestras de balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl (Popo II-8-1 y Popo II-8-2 corresponden a dos cilindros perforados de la roca Popo II-8 y Popo I-1-1 y Popo I-1-2 corresponden a la muestra Popo I-1). Las barras de error corresponden a la desviación estándar de las distintas mediciones para cada cilindro. La línea punteada representa el ajuste lineal por mínimos cuadrados de los datos.

La figura 4.7 muestra el área superficial específica medida en muestras de bloques dacíticos encontrados dentro de un depósito de un flujo de bloques y ceniza de la erupción de 1990-1995 del volcán Unzen (Japón) de acuerdo a las mediciones de Scheu (2005). Las condiciones de medición para estas muestras fueron las mismas que las utilizadas en este trabajo con excepción de las dimensiones de los cilindros (25-26 cm de diámetro y 4 cm de longitud). En general, el área superficial específica depende de la geometría y tamaño de las muestras. Sin embargo, la diferencia en el área superficial específica debida a las distintas longitudes de los cilindros utilizados en este trabajo (3 cm) y los utilizados por Scheu (4 cm) es del orden de $10^{-5} \text{ m}^2/\text{g}$ que es mucho menor a la incertidumbre experimental, por lo que es válido hacer una comparación entre los datos del área superficial específica de este trabajo con los de Scheu (2005).

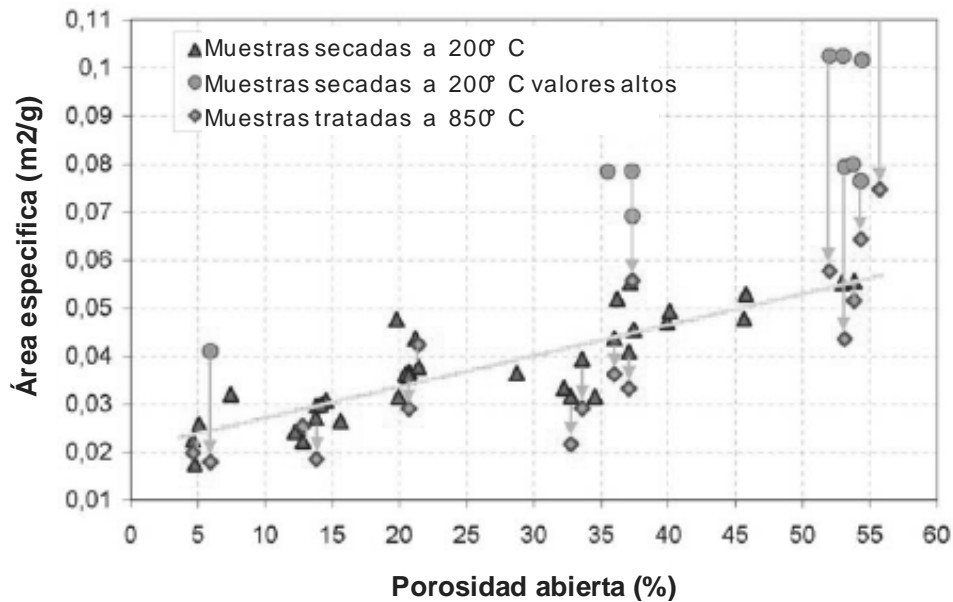


Figura 4.7. Área superficial específica en función de la porosidad abierta de muestras de un depósito de bloques y cenizas de 1990-1995 del volcán Unzen (Japón), en donde se observa un incremento del área superficial específica en forma aproximadamente lineal con respecto a la porosidad. Tomado de Scheu (2005).

El área superficial específica de las muestras del Unzen aumenta en forma aproximadamente lineal con la porosidad abierta (figura 4.7), aunque se observan algunos valores elevados con respecto a la tendencia general. Después de medir el área superficial específica, Scheu (2005) calentó a 850° C durante una hora las muestras que tuvieron valores elevados. Después de que se enfriaron lentamente, midió su área superficial específica y encontró que su valor disminuyó significativamente. Scheu aplicó el mismo tratamiento térmico a muestras que no habían tenido valores tan elevados y encontró que su valor disminuyó ligeramente. Con base en esto, Scheu (2005) interpretó los valores altos como el resultado de una mineralización secundaria o a la presencia de microfracturas debido a las tensiones de enfriamiento durante el emplazamiento de los bloques. Debido a que la microporosidad es independiente de la temperatura, el tratamiento térmico no la modificaría, y por lo tanto, la disminución del área superficial específica con el tratamiento térmico demuestra que la microporosidad es un factor secundario en los valores elevados encontrados por Scheu (2005).

Comparando la figura 4.6 correspondiente a las muestras de balísticos del volcán Popocatepetl con la figura 4.7 correspondiente a las muestras de depósitos de un flujo de bloques y cenizas del volcán Unzen medidas por Scheu (2005), se encuentra que los valores de área

superficial específica de las primeras, son mayores (aunque del mismo orden de magnitud). Esta diferencia en área superficial específica podría deberse a las diferencias de emplazamiento (balísticos y flujos) en los dos casos. Así mismo, en las muestras del Popocatepetl y del Unzen el área superficial específica aumenta linealmente con la porosidad y en ambos casos con la misma pendiente ($6 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{g}$).

Capítulo 5

Experimentos de fragmentación

Este capítulo presenta los resultados obtenidos en los experimentos de fragmentación con muestras de proyectiles balísticos emitidos por el volcán Popocatepetl entre 2000 y 2005. La sección 5.1 discute los resultados de la presión mínima necesaria para fragmentar estas muestras y la sección 5.2 discute los resultados obtenidos de la eficiencia de fragmentación de estos productos como función de la presión aplicada.

5.1 Presión umbral de fragmentación del magma

En las explosiones vulcanianas y en los eventos de colapso de domos y criptodomas la fragmentación del magma en estado de vesiculación ocurre por lo general por descompresión rápida (sección 2.3.4), cuando la sobrepresión del gas supera la resistencia interna del magma y la descompresión ocurre a una escala de tiempo inferior al tiempo de relajación del magma (ecuación 2.23), (Dingwell, 1998; Alidibirov y Dingwell, 2000).

5.1.1 Metodología

Alidibirov y Dingwell (1996a y 2000) diseñaron un aparato para investigar los procesos de fragmentación por descompresión rápida de muestras naturales porosas presurizadas (figura 5.1). El aparato consta de tres unidades principales:

1. Un tanque de acero inoxidable de 3 m de largo y 40 cm de diámetro que se encuentra en condiciones atmosféricas de presión y temperatura, donde se colectan los piroclastos producidos artificialmente después de la fragmentación.
2. Un autoclave de acero donde se coloca la muestra, con dimensiones internas asimétricas: la parte superior mide 25 cm y tiene un diámetro interno de 2.8 cm, y la parte inferior mide 20 cm y tiene un diámetro de 1 cm. La muestra de 2.5 cm de diámetro y 6 cm de altura se inserta dentro de una camisa cilíndrica de acero y se coloca de manera que quede aproximadamente a la mitad del autoclave para mantener mejor el equilibrio térmico. El

autoclave puede ser calentado hasta 900°C y sometido hasta 50 MPa utilizando argón y un compresor de gas para alcanzar mayores presiones que la del tanque.

- Un sistema de hasta tres diafragmas que separan el autoclave del tanque y que se rompen a una diferencia de presión reproducible. Los diafragmas consisten en discos de 5 cm de diámetro que pueden ser de hierro, aluminio o cobre, y que pueden tener espesores entre 0.3 y 1.0 mm, a los cuales se les imprime un círculo y una cruz. Dependiendo del material del disco, su espesor y la profundidad a la que se hacen las impresiones, los diafragmas pueden romperse a presiones reproducibles entre 0.7 MPa y 17 MPa, con una variación de la presión de ruptura entre 5 y 10 %. El uso de tres diafragmas permite un incremento gradual de la presión y el establecimiento más preciso de la presión aplicada al autoclave. Por ejemplo, para realizar un experimento a 30 MPa se utilizan tres diafragmas con una presión de rompimiento de 13 MPa, en donde cada uno de ellos se somete a 10 MPa.

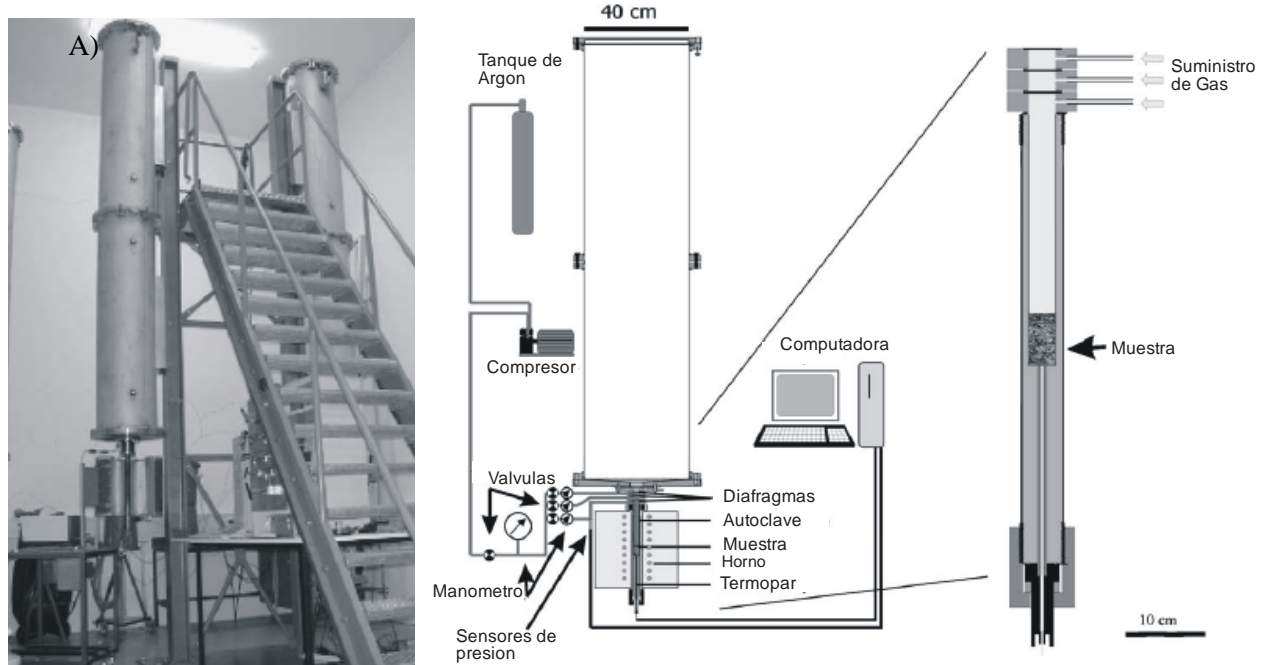


Figura 5.1. A) Fotografía del dispositivo utilizado para los experimentos de fragmentación. B) Dibujo esquemático de la bomba de fragmentación con ampliación del autoclave. Modificado de Kueppers et al. (2006b).

Cada muestra (6 cm de largo y 2.5 cm de diámetro) se inserta a presión en una camisa de acero que se calienta externamente con una pistola de aire de alta temperatura (aproximadamente 550°C). Este procedimiento difiere de lo que utilizaron Spieler et al. (2004a) que pegaron la muestra a una camisa de acero cuyo diámetro interno es ligeramente mayor a la muestra (26.1

mm). Se hicieron algunas pruebas utilizando ambos procedimientos y no se encontraron diferencias significativas.

La camisa de acero se coloca dentro del autoclave y se monta en la bomba de fragmentación junto con los diafragmas. El autoclave se calienta con un horno eléctrico a una razón de 15 °C/min de tal forma que se alcanza la temperatura final de 850°C en aproximadamente una hora. Para evitar la alteración de la muestra debido a oxígeno o vapor de agua, se utiliza argón 4.8 para presurizar la muestra. Spieler et al. (2004a) encontraron que una presión de al menos 1 MPa durante el calentamiento evita cambios en las propiedades físicas de las muestras debido al cambio de temperatura. Análisis microscópicos e imágenes al MEB (Microscopio Electrónico de Barrido) realizados por Spieler et al. (2004a) y Taddeucci et al. (2004) de muestras con distintas composiciones (basaltos, andesitas y dacitas) indicaron que no hay cambios significativos en los rasgos microtexturales: cristalinidad, vesicularidad y fracturas antes del calentamiento y presurización, después del calentamiento y después de la fragmentación.

Cuando el autoclave llega a 850 °C, la muestra se somete a la presión experimental deseada y se deja reposar por una hora para que alcance el equilibrio. Todos los experimentos fueron realizados a 850 °C para comparar los resultados de este trabajo con los de Spieler et al. (2004a) y Kueppers et al. (2006 a y b) para muestras de otros volcanes. La presión fue incrementada abriendo la válvula del tanque de argón (y en presiones mayores a 12 MPa utilizando el compresor), por lo que el gas solamente tiene acceso a las vesículas interconectados (porosidad abierta). Por lo tanto, las vesículas aisladas en estos experimentos se comportan como cristales.

Para generar la fragmentación, se abre la válvula del diafragma superior, lo que produce la ruptura casi instantánea (del orden de ms) de los tres diafragmas y por ende la descompresión rápida del autoclave presurizado. La onda de rarefacción viaja a través de la muestra con la velocidad del sonido del gas presurizado (argón), dando como resultado una tasa de descompresión del orden de 1-100 GPa/s dependiendo de la diferencia de presión inicial (Spieler et al., 2004a). Si la diferencia de presión es suficientemente grande, las muestras se fragmentan de manera quebradiza. Si la diferencia de presión no es suficiente para fragmentar completamente la muestra, el experimento se repite a una diferencia de presión mayor utilizando un nuevo

cilindro de muestra con la misma porosidad. En cada experimento se va aumentando la presión en 1 MPa hasta que la muestra se fragmenta completamente. La presión mínima que se requiere para fragmentar completamente la muestra es la “presión umbral de fragmentación” ΔP_{fr} (*fragmentation threshold*). ΔP_{fr} puede ser evaluada con una precisión de ± 0.5 MPa. Cuando se determina ΔP_{fr} , el experimento se repite bajo las mismas condiciones para comprobar su valor dentro de este intervalo de precisión.

En general, a presiones entre 0.5 y 1.5 MPa debajo de la presión umbral de fragmentación, se observa la fragmentación parcial de la muestra. En este intervalo de presiones el proceso de fragmentación es muy sensible a las irregularidades del material ya que estas pueden disminuir la resistencia de la muestra en algunas zonas y fragmentarlas, mientras que en otras zonas el material puede resistir la descompresión. Es importante remarcar que la presión umbral de fragmentación se define a partir de la presión mínima para que la muestra se fragmente completamente.

Spieler et al. (2004a) realizaron aproximadamente 400 experimentos de fragmentación utilizando esta metodología con el dispositivo ilustrado en la figura 5.1 utilizando muestras naturales de diferentes volcanes que cubren un amplio intervalo de porosidad, permeabilidad, cristalinidad y composición química, correspondientes a una variedad de estilos eruptivos. Los resultados obtenidos indican que la presión umbral de fragmentación depende principalmente de la porosidad abierta mientras que la permeabilidad tiene un papel secundario e influye principalmente en muestras altamente porosas. La composición química, cristalinidad y distribución del tamaño de las burbujas tienen efectos menores. Por esta razón, para medir la presión umbral de fragmentación se utilizaron cilindros con la misma porosidad aunque correspondieran a diferentes balísticos.

Una incertidumbre de los resultados se debe a que no se ha determinado cual es la influencia del desarrollo experimental empleado en la presión umbral de fragmentación. En particular, la inserción a presión de cada una de las muestras en la camisa de acero y después calentarlas a 850°C podría generar esfuerzos capaces de fracturar (o debilitar) las muestras y por lo tanto influir en los resultados de la presión umbral de fragmentación, lo cual debe tomarse en cuenta al interpretar los resultados.

5.1.2 Resultados

La tabla 5.1 indica la porosidad abierta promedio de cada conjunto de cilindros perforados de las muestras líticas utilizadas en este estudio, su desviación estándar, la presión umbral de fragmentación, el intervalo de presión investigado para cada conjunto y el número de experimentos realizados.

Porosidad Abierta (%)	Desv. Estándar (%)	Presión umbral de fragmentación ($\Delta P_{fr} \pm 0.5$ MPa)	Intervalo de Presión (MPa)	Número de experimentos
2.9	0.22	20	18-22	4
4.92	0.55	13	12-18	7
7.99	0.6	11	10-16	6
13.85	0.5	9	6-10	6
19.04	0.2	6	5-8	5

Tabla 5.1. Parámetros y resultados de los experimentos para medir la presión umbral de fragmentación de las muestras de este estudio.

La figura 5.2 muestra la gráfica de la presión umbral de fragmentación como función de la porosidad abierta de los resultados obtenidos en este estudio y los resultados obtenidos por Spieler et al. (2004a) para Merapi (andesita basáltica de flujos piroclásticos de 1994-1998), Unzen (dacita de flujos de bloques y ceniza y proyectiles balísticos de 1990-1995), Etna (proyectiles balísticos basálticos de 2001), Campi Flegrei (traquita de las erupciones de 4100 AP y 1538), Santorini (dacitas de depósitos de caída de la erupción Minoana de 1500 AC) y Soufrière Hills (andesita de flujos piroclásticos de 1997). Todas las muestras con valores <20% de porosidad corresponden a fragmentos de domo.

La presión máxima del gas que las burbujas pueden soportar sin que colapsen depende del volumen de la burbuja y del espesor y resistencia de su membrana (Mc Birney y Murase, 1970; Alidibirov, 1994; Zhang, 1999). El grado de vesiculación del magma controla tanto el volumen de gas disponible para la expansión de las burbujas como el espesor de sus membranas, lo que explica el hecho de que la presión umbral de fragmentación es inversamente proporcional a la porosidad abierta (figura 5.2). El hecho de que la mayoría de las muestras de distintos volcanes con distintas composiciones y diferente contenido de cristales sigan el mismo comportamiento muestra que la presión umbral de fragmentación es relativamente insensible (con respecto a la porosidad abierta) a estos factores. Las muestras de Campi Flegrei constituyen una excepción a

esta tendencia (sus presiones umbrales de fragmentación son mayores a muestras con porosidades menores), lo que se ha interpretado como que su alta permeabilidad reduce la presión efectiva antes de la fragmentación (Mueller et al., 2005).

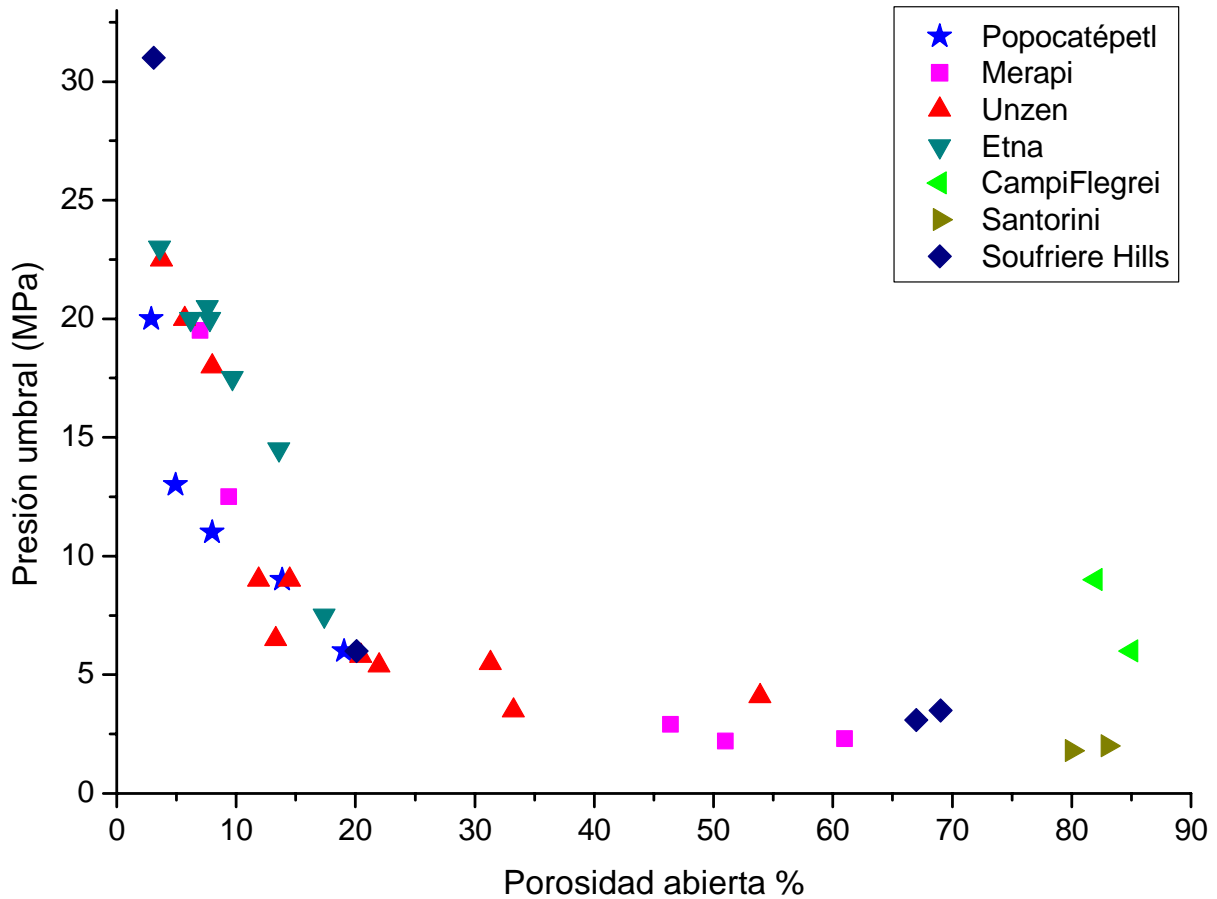


Figura 5.2. Presión umbral de fragmentación como función de la porosidad abierta. Las estrellas corresponden a los resultados de este estudio para las muestras del volcán Popocatépetl y el resto corresponde a valores publicados por Spieler et al. (2004a).

Como se muestra en la figura 5.2, las muestras del volcán Popocatépetl siguen un patrón similar a las de los otros volcanes. Cabe resaltar que las muestras correspondientes al volcán Popocatépetl son fragmentos de domo que fueron emitidos de forma balística. Sin embargo, considerando que algunos eventos explosivos del volcán Popocatépetl entre 2000 y 2005 han emitido fragmentos más porosos (pómez), en un futuro se planea realizar experimentos con muestras más vesiculadas para ampliar el intervalo analizado y poder determinar si las muestras del volcán Popocatépetl siguen el mismo patrón que los otros volcanes.

Otro aspecto de interés en la figura 5.2 es que la presión umbral de fragmentación aumenta muy rápidamente para un rango de vesicularidades $<10\%$. Esto se debe a que para estos valores la cantidad de gas presurizado es menor, y por lo consiguiente, la energía disponible para la fragmentación. En estos casos, el único mecanismo capaz de fragmentar la muestra es la propagación de la onda elástica de descompresión (sección 2.3.4), en donde el frente de onda tiende a acelerar la muestra hacia arriba mientras que la fricción con las paredes de la camisa de acero tienden a mantener la muestra en su lugar, lo que produce un esfuerzo de cizalla en la muestra. Para que se produzca la fragmentación, es necesario que este esfuerzo supere la resistencia interna del magma.

En la figura 5.3 se muestran fotografías tomadas por Scheu (2005) de una muestra de un bloque de flujo piroclástico de la erupción de 1997 del volcán Soufirere Hills (Montserrat) con porosidad de 2.5% después de efectuar experimentos por descompresión rápida a 30 MPa (izquierda) y 40 MPa (derecha). En ambos casos, las muestras fueron solo parcialmente expulsadas de la camisa de acero mientras que la mayor parte se quedó atorada y se rompió en fragmentos aproximadamente paralelos. En la figura de la izquierda (30 MPa) solamente se fracturaron los primeros 3 cm, mientras que el resto parece estar casi intacto. En la de la derecha (40 MPa) la muestra fue completamente fracturada aunque no toda fue expulsada de la camisa de acero. En ambos casos, las fracturas ocurrieron en forma paralela a la superficie de la muestra y al frente de la onda de descompresión, lo que muestra que la propagación de la onda de descompresión es el mecanismo de fragmentación más importante para muestras con un grado de vesicularidad abierta $<10\%$.

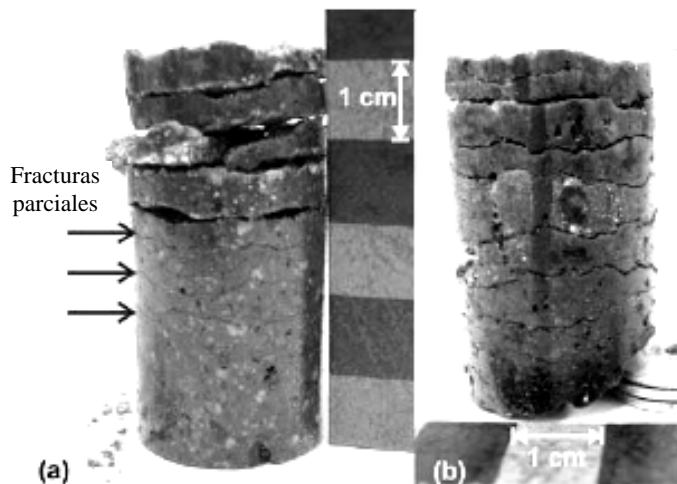


Figura 5.3. Muestras fracturadas de una roca con porosidad de 2.5% del volcán Soufrière Hills. a) Experimento a 30 MPa. b) Experimento a 40 MPa. Tomada de Scheu (2005).

En la figura 5.2 se observa que para las muestras más densas del volcán Popocatépetl (< 8%) la presión umbral de fragmentación es menor a la de las muestras del Etna, Soufrière Hills, Montserrat y Unzen según los resultados de Spieler et al. (2004a). Esto implica que la resistencia a los esfuerzos causados por la onda de descompresión (que genera la fragmentación de muestras densas) para los balísticos del Popocatépetl es menor comparada con las muestras de estos volcanes. Esto puede deberse a una mayor presencia de fracturas de las muestras del Popocatépetl como lo indica su mayor área superficial específica con respecto a las muestras del volcán Unzen (sección 4.4), aunque es probable que el área superficial específica difiera debido a los diferentes mecanismo de emplazamiento. No hay evidencias de que el mecanismo de emplazamiento de las muestras o su composición sean determinantes en la presión umbral de fragmentación porque las muestras del Etna (balísticos basálticos), Merapi (andesita basáltica de flujos piroclásticos) y Unzen (dacita de flujos de bloques y cenizas) tienen valores similares según los resultados de Spieler et al. (2004a).

5.1.3 Comparación de los resultados experimentales con modelos teóricos

Se han propuesto diversos criterios para la fragmentación magmática. Los más comunes establecen un grado de vesicularidad (en volumen) obtenido midiendo fragmentos de pómez en distintos depósitos plinianos y resultantes de consideraciones geométricas relativas al empaquetamiento de vesículas iguales de forma esférica: ~75 % (Sparks, 1978; Wilson et al., 1980), 70-80 % (Sparks et al., 1994), 60-70 % (Thomas et al., 1994) y ~64 % (Gardner et al., 1996). Sin embargo, además de un intervalo de porosidad determinado, se debe considerar la sobrepresión del gas (figura 5.2). Un magma mucho menos poroso que el indicado por estos criterios (<60%) puede fragmentarse si la magnitud de la descompresión es suficientemente alta. El amplio intervalo de porosidades encontradas en los piroclastos producidos en erupciones explosivas muestra que el magma con vesicularidades <60% también puede ser fragmentado (Spieler et al., 2004a). Por lo tanto, un criterio más sofisticado de fragmentación es necesario para determinar las condiciones en que ésta ocurre en eventos explosivos. Los criterios de fragmentación basados en modelos de vesículas presurizadas (McBirney y Murase, 1970; Alidibirov, 1994; Zhang, 1999) pueden aplicarse a los datos experimentales de la figura 5.2.

McBirney y Murase (1970) establecieron que para que un magma se fragmente, la presión del gas en el interior de las vesículas debe superar la resistencia interna del magma. Según estos autores, la resistencia de un magma vesiculado tiene dos componentes: la resistencia tensional del magma (τ) y la tensión superficial de la interfase gas-líquido (P_γ). El primero de estos factores domina en magmas poco vesiculados sometidos a esfuerzos de duración corta mientras que el segundo es importante cuando la vesicularidad es elevada. El exceso de presión en la fase gaseosa (ΔP) ejerce sobre el magma una fuerza por unidad de área transversal $\Phi\Delta P$ donde Φ es la porosidad del magma. La condición para que ocurra la fragmentación del magma es entonces:

$$\Phi\Delta P \geq P_\gamma + \tau \quad (5.1)$$

Para magmas con $\Phi < 50\%$, $\tau \gg P_\gamma$, por lo que (5.1) deviene:

$$\Phi\Delta P \geq \tau \quad (5.2)$$

Para evaluar τ en términos de las propiedades del magma no vesiculado, McBirney y Murase (1970) utilizaron la ecuación de Griffith (1921):

$$\tau = \sqrt{\frac{4E\gamma_{gl}}{\pi c}} \quad (5.3)$$

donde E es el módulo de Young del magma vesiculado, γ_{gl} es la tensión superficial gas-líquido y c es la circunferencia de la sección transversal del magma a lo largo de la cual ocurre la fractura. El módulo de Young E del magma vesiculado puede expresarse en función del módulo de Young del magma sin poros, E_o , utilizando la ecuación de MacKenzie (1950):

$$E = E_o(1 - 1.7\Phi) \quad (5.4)$$

Substituyendo las ecuaciones (5.4) y (5.3) en la condición (5.2) se obtiene que:

$$\Delta P \geq \frac{\tau_o}{\Phi} \sqrt{1 - 1.7\Phi} \quad (5.5)$$

donde τ_o es la resistencia tensional del magma sin vesículas. La presión umbral de fragmentación (ΔP_{fr}) que puede utilizarse para modelar los datos de la figura 5.2 de acuerdo con este modelo, corresponde a la diferencia de presión (ΔP) en la que la igualdad de la condición (5.5) se cumple.

Modelos más recientes consideran la distribución de esfuerzos alrededor de burbujas esféricas presurizadas. Alidibirov (1994) propuso un modelo en el que un magma viscoelástico se comporta como un sólido bajo esfuerzos de pequeña duración. Todas las burbujas (vesículas) se consideran esféricas y del mismo tamaño y con distribución uniforme en el magma. El radio de cada burbuja es a y se supone que cada una está rodeada por una envoltura esférica de magma con radio b , por lo que el espesor de la pared de la burbuja es $l = b - a$ y la distancia entre cada burbuja es $d = 2l$ (figura 5.4).

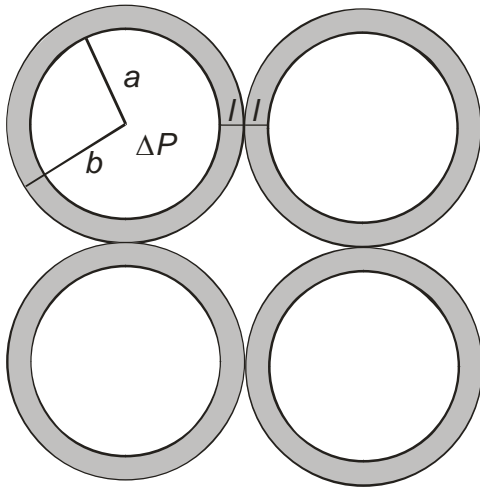


Figura 5.4. Dibujo esquemático del modelo de Alidibirov (1994). La zona sombreada representa la envoltura esférica de magma que rodea a las burbujas.

Alidibirov (1994) supone que la presión de la fase gaseosa $\Delta P \gg P_a$ donde P_a es la presión externa a la burbuja (presión atmosférica). Bajo estas condiciones, la distribución de esfuerzos en la envoltura esférica está dada por (Landau y Lifshitz, 1986):

$$\sigma_{\theta\theta} = \frac{a^3 \Delta P}{b^3 - a^3} \left(1 + \frac{b^3}{2r^3} \right) \quad (5.6)$$

$$\sigma_{rr} = \frac{a^3 \Delta P}{b^3 - a^3} \left(1 - \frac{b^3}{r^3} \right) \quad (5.7)$$

donde $\sigma_{\theta\theta}$ es el esfuerzo tangencial, r es la distancia de un punto en la envoltura de la burbuja a su centro y σ_{rr} es el esfuerzo radial a través del espesor de la pared de la burbuja. En el caso de una pared delgada ($a \gg l$) los esfuerzos dentro de la burbuja se simplifican de la siguiente manera:

$$\sigma_{\theta\theta} = \frac{\Delta P}{2} \frac{a}{l} \quad (5.8)$$

$$\overline{\sigma_{rr}} = \frac{\Delta P}{2} \quad (5.9)$$

donde $\overline{\sigma_{rr}}$ es el esfuerzo radial promedio a través del espesor de la pared de la burbuja. En este caso $\sigma_{tt} \gg \sigma_{rr}$ (es decir, que los esfuerzos tangenciales predominan sobre los radiales).

La porosidad (Φ) está definida por:

$$\Phi = \frac{V_g}{V_g + V_l} \quad (5.10)$$

donde V_g y V_l son el volumen del gas y el del líquido respectivamente. El radio de la burbuja a y el espesor de la pared l están relacionadas por (Alidibirov, 1994):

$$\frac{a}{l} = \frac{\Phi^{1/3}}{1 - \Phi^{1/3}} \quad (5.11)$$

Al sustituir la ecuación (5.11) en la ecuación (5.8) se obtiene:

$$\sigma_{tt} = \frac{\Delta P}{2} \frac{a}{l} = \frac{\Delta P}{2} \frac{\Phi^{1/3}}{1 - \Phi^{1/3}} \quad (5.12)$$

De acuerdo con la teoría de máximo esfuerzo, la fragmentación ocurre cuando el esfuerzo tensional máximo σ_{max} supera la resistencia tensional del magma τ (Zhang, 1999):

$$\sigma_{max} > \tau \quad (5.13)$$

En el modelo de Alidibirov (1994) resulta que la presión umbral de fragmentación es:

$$\Delta P_{fr} = 2\tau \frac{1 - \Phi^{1/3}}{\Phi^{1/3}} \quad (5.14)$$

Zhang (1999) propuso un modelo similar al de Alidibirov en donde consideró la distribución del esfuerzo tangencial dentro de la pared de cada burbuja. También en este modelo se consideró que todas las burbujas son esféricas, del mismo tamaño, uniformemente distribuidas y rodeadas por una envoltura circular (figura 5.4). Zhang demostró que, para cualquier espesor de la pared de la burbuja, el esfuerzo máximo ocurre en la parte interna de ésta ($r = a$) donde las ecuaciones (5.6) y (5.7) se reducen a:

$$\sigma_{tt} = \Delta P \frac{1+2\Phi}{2(1-\Phi)} - P_a \quad (5.15)$$

$$\sigma_{rr} = \Delta P \quad (5.16)$$

donde P_a es la presión atmosférica. El esfuerzo tangencial ejercido por el gas sobre las paredes de las burbujas es mayor que el radial, por lo que al aplicar la condición de fragmentación (5.13) y suponiendo que $\Delta P \gg P_a$, se obtiene que la presión umbral de fragmentación de acuerdo al modelo de Zhang (1999) está dada por:

$$\Delta P_{fr} = \frac{2\tau(1-\Phi)}{1+2\Phi} \quad (5.17)$$

Spieler et al. (2004a) consideran que la fragmentación de un magma vesiculado ocurre cuando la fuerza total ejercida por el gas excede la resistencia del magma sobre la misma sección transversal (ecuación 5.2). De acuerdo con esta condición, los autores utilizan la siguiente relación empírica para modelar sus datos:

$$\Delta P_{fr} = \frac{\tau_{prom}}{\Phi} \quad (5.18)$$

donde τ_{prom} es la resistencia tensional efectiva del magma compuesto por los cristales y la matriz.

Para ajustar los modelos teóricos existentes con los datos obtenidos de la presión umbral de fragmentación para el volcán Popocatepetl (tabla 5.1), es necesario ajustar el valor de la resistencia tensional del magma (τ) para cada uno de ellos. La tabla 5.2 muestra los valores de τ que minimizan el error estándar^a para los datos experimentales del volcán Popocatepetl con base en los diferentes modelos descritos anteriormente utilizando las ecuaciones (5.5), (5.14), (5.17) y (5.18), respectivamente. Por comparación, también se muestran los valores de τ que mejor ajustan los datos de Spieler et al. (2004a) para cada modelo con su respectivo error estándar. En la figura 5.5 se muestra el mejor ajuste de los distintos modelos de fragmentación a los datos experimentales del volcán Popocatepetl (tabla 5.1) utilizando para cada uno los valores de la resistencia tensional de la tabla 5.2.

^a El error estándar se define como la raíz cuadrada de la suma del cuadrado de los errores entre el grado de libertad.

Modelos utilizados	Popocatépetl		Spieler et al. (2004a)	
	Resistencia tensional τ (MPa)	Error estándar	Resistencia tensional τ (MPa)	Error estándar
McBirney y Murase (1970)	0.67	3.1	1.031	4.110
Alidibirov (1994)	4.22	1.0	5.875	2.899
Zhang (1999)	7.9	3.0	9.442	4.574
Spieler et al. (2004a)	0.65	2.8	0.995	3.646

Tabla 5.2. Resistencia tensional y error estándar correspondientes al mejor ajuste a los resultados experimentales del volcán Popocatépetl (tabla 5.1) y de Spieler et al. (2004a) para cada uno de los modelos de fragmentación teóricos.

El mejor ajuste se obtuvo utilizando el modelo de Alidibirov (1994) (tabla 5.2 y figura 5.5). Es importante señalar que este ajuste se basa en la distribución de esfuerzos sobre la pared delgada de una burbuja ($a \gg l$) y es válido para porosidades elevadas ($\Phi > 80\%$), por lo que debe ser tomado con reservas ya que las muestras del volcán Popocatépetl tienen $\Phi < 20\%$.

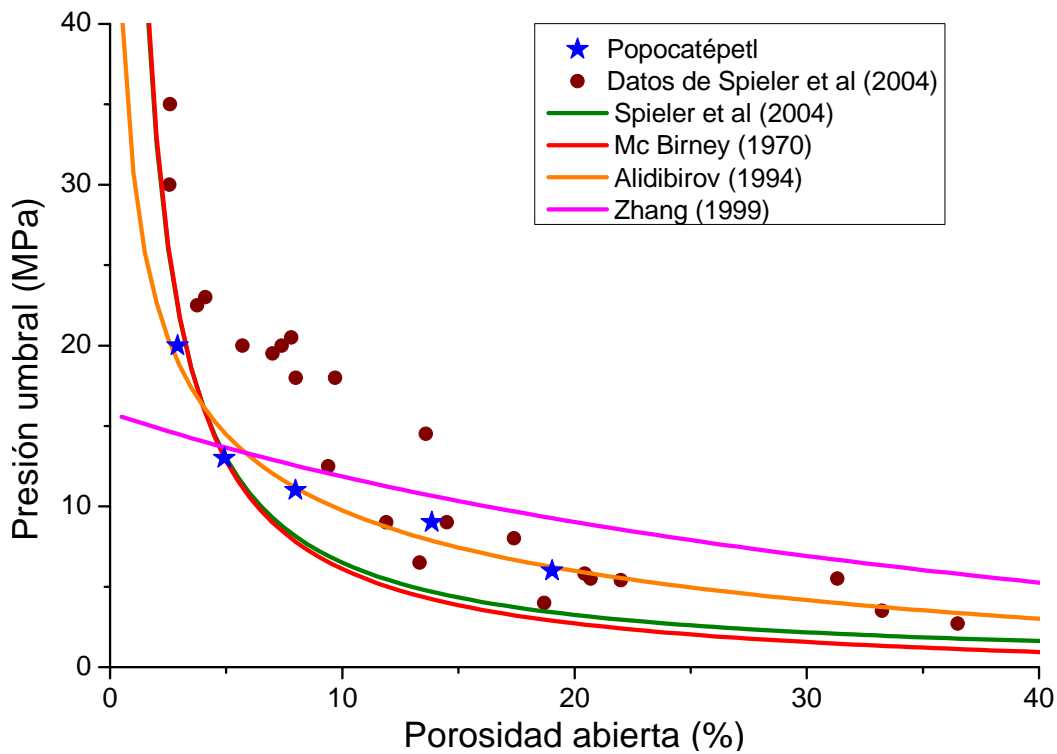


Figura 5.5. Porosidad abierta vs presión umbral de fragmentación correspondientes a los datos experimentales del volcán Popocatépetl y mejores ajustes que se obtuvieron con los parámetros indicados en la tabla 5.2, en comparación con otros resultados experimentales obtenidos por Spieler et al. (2004a).

El modelo de Zhang (1999) es más preciso que el de Alidibirov para porosidades en el intervalo de las muestras del Popocatépetl ($\Phi < 20\%$) desde el punto de vista teórico, ya que considera la distribución de esfuerzos en el interior de las paredes de las burbujas. Sin embargo, este modelo subestima la presión umbral de fragmentación a bajas porosidades ($< 5\%$) e inclusive

da un valor finito en el caso de $\Phi = 0$. Esto puede deberse al hecho que el modelo de Zhang predice la presión diferencial necesaria para generar fracturas en el interior del magma, mientras que la presión umbral de fragmentación en los experimentos corresponde a la presión mínima necesaria para fragmentar completamente una muestra. La desviación del modelo de Zhang de los datos experimentales para bajas porosidades se debe probablemente a que la distancia entre las burbujas es mucho mayor al radio de éstas y por ende se necesita una presión suficiente para generar las fracturas y además para que éstas se propaguen para fragmentar completamente la muestra (Spieler et al., 2004a). De hecho, Koyaguchi et al. (2006) sugieren que la fragmentación de un magma poroso está controlada por la generación de fracturas de acuerdo al criterio de Zhang (1999), mientras que en muestras menos porosas la fragmentación está limitada por la condición de que las fracturas se puedan propagar a través de la muestra.

Por otro lado, los modelos de Alidibirov (1994) y Zhang (1999) consideran burbujas esféricas, uniformemente distribuidas (figura 5.4) y una distribución de esfuerzos uniforme sobre sus paredes. En las muestras naturales, las burbujas rara vez son esféricas y pueden contener cristales o microlitos que enfocan los esfuerzos en las zonas de menor radio de curvatura facilitando la generación de fracturas con menores presiones. Esto puede explicar porque los valores de la resistencia tensional del magma (τ) de todos los modelos ajustados a los datos experimentales del volcán Popocatepetl (tabla 5.2) son significativamente menores a los medidos para vidrios dacíticos y riolíticos (sin cristales ni vesículas) con resistencias tensionales del orden de 100 MPa (Webb y Dingwell, 1989; Romano et al., 1996). Además, el vidrio deshidratado puede presentar microfracturas alrededor de las vesículas, lo que reduce hasta en dos órdenes de magnitud la resistencia tensional del magma (Romano et al., 1996). Otro factor de error puede atribuirse al hecho que todos los modelos consideran la porosidad cerrada, mientras que las muestras utilizadas en este estudio presentan principalmente porosidad abierta (tabla 4.3). Esto determina que el gas escape de la muestra liberando parcialmente la presión antes de la fragmentación del magma (Mueller et al., 2005). En el caso de las muestras en estudio que son poco vesiculadas, el flujo de gas resulta relativamente lento para reducir efectivamente la presión durante los experimentos. Sin embargo, en el caso de muestras más porosas como las de Campi Flegrei (figura 5.2) este factor ha sido considerado significativo para determinar el valor de la presión umbral de fragmentación más elevado que el patrón general (Mueller et al., 2005).

La diferencia existente entre los modelos teóricos y los datos experimentales obtenidos en este estudio se debería a que los modelos asumen una distribución uniforme de las burbujas en la matriz, mientras que las muestras naturales presentan vesículas y cristales con texturas complejas que determinan heterogeneidades que afectan la generación y propagación de fracturas. Así mismo, el acomodo geométrico de las burbujas (debida a su distribución de tamaños) afecta el espesor de las paredes de las burbujas y por lo tanto influye en la magnitud de la diferencia de presión requerida para fragmentar completamente el magma (Spieler et al. 2004a). Otro aspecto importante es que si la distribución de las burbujas no es uniforme se obtiene que los esfuerzos que son radiales para unas burbujas correspondan a esfuerzos tangenciales para otras, lo cual hace que la condición de fragmentación no dependa solamente de los esfuerzos tangenciales como lo suponen los modelos de Alidibirov (1994) y Zhang (1999).

5.2 Eficiencia de fragmentación

La eficiencia de fragmentación puede determinarse como función de la presión con el dispositivo de la figura 5.1, ya que el sistema es cerrado y se pueden recolectar prácticamente todas las partículas resultantes de los experimentos. La eficiencia puede evaluarse en términos de granulometría y del incremento de área superficial de los fragmentos producidos experimentalmente. La granulometría de estos fragmentos no es directamente comparable con los depósitos naturales de piroclastos debido a que en los experimentos los fragmentos prácticamente no sufren clasificación granulométrica por transporte, pero proporciona información sobre el proceso de fragmentación en sí mismo.

5.2.1 Metodología

Para realizar los experimentos de eficiencia de fragmentación, se siguió una metodología similar a la utilizada para medir la presión umbral de fragmentación descrita en la sección 5.1.1. En este caso, para cada conjunto de experimentos se aplicaron diferentes presiones mayores a la presión umbral de fragmentación, para analizar el efecto de la presión aplicada en la granulometría de los piroclastos resultantes.

Los piroclastos producidos fueron recolectados dos horas después del término del experimento. Esto permite que el autoclave que se encuentra a alta temperatura se enfríe y que las partículas finas se depositen en la base del tanque superior de la bomba de fragmentación (figura 5.1). El autoclave fue removido y en su lugar se colocó un cilindro de sedimentación. Sucesivamente se removieron todas las partículas con una pistola de agua utilizando aproximadamente 10 lt de agua destilada. El agua transporta los piroclastos hacia el cilindro de sedimentación y la mezcla se hace pasar por un tamiz de 250 μm a fin de separar la parte gruesa de la fina. La parte gruesa se deja secar por aproximadamente 8 horas a temperatura ambiente. La parte fina se deposita en un frasco colocado debajo del tubo sedimentario y se deja por un periodo de dos días, después de los cuales se drena a través de un tubo capilar para evitar la pérdida de partículas por turbulencia. Las partículas que quedan pegadas a la pared del tubo sedimentario se remueven hacia el frasco con agua destilada. Después de 24 horas, cuando todas las partículas se depositan en el fondo del frasco, se utiliza un vaporizador rotacional para separar el agua por evaporación y dejar las partículas finas que son recolectadas. Con este procedimiento, se logra recolectar más del 99% en peso total de la muestra para su análisis posterior.

La fracción de mayores dimensiones a 250 μm fue tamizada manualmente a intervalos de $1/2\phi$ ($\phi = -\log_2 d$ donde d es el diámetro en mm). La duración del tamizado fue de ~ 15 segundos para partículas >2 mm y ~ 30 segundos para los piroclastos de dimensiones menores. Este tiempo es suficiente para separar las distintas fracciones granulométricas como fue confirmado por varias pruebas de tamizado. Cada fracción fue pesada. La pérdida por abrasión de las partículas >250 μm fue menor a 1% del peso total de la muestra.

La fracción fina ($<250\mu\text{m}$) fue tamizada manualmente hasta 63 μm , mientras que las partículas menores fueron analizadas por refracción láser utilizando un equipo Beckman-Coulter® 1320, con un intervalo de medición entre 0.04-2000 μm y una longitud de onda 750 nm. Con este equipo, es posible calcular la granulometría de una muestra suspendida a partir del ángulo de refracción y la intensidad del haz del láser. En este método se supone que:

1. Todas las partículas son esféricas y suficientemente grandes con respecto a la longitud de onda utilizada.
2. Todas las partículas están suficientemente alejadas unas de otras y no hacen sombra.
3. Todas las partículas refractan la luz con la misma eficiencia.

Para interpretar el patrón de luz se utilizó el modelo de difracción de Fraunhofer debido a que el número de partículas muy finas ($<10 \mu\text{m}$) es bajo, y no se conocen los índices de refracción de los piroclastos generados artificialmente ni su grado de absorción (Weiner, 1984).

Una pequeña cantidad de muestra se suspende en agua destilada y se hace circular por un tubo a velocidad constante. Un haz láser pasa por la muestra suspendida perpendicularmente a la dirección de flujo y es refractado en la superficie de cada partícula. El haz refractado forma anillos concéntricos, cuyo radio depende del tamaño de las partículas. La intensidad de la luz refractada a cierto ángulo depende de la proporción de partículas con un cierto tamaño. Debido a que no es posible medir todas las partículas $<63 \mu\text{m}$ ($\sim 0.5 \text{ gr}$) en una sola corrida, cada muestra se separó en fracciones de $\sim 0.1 \text{ g}$ y cada una se midió en forma independiente. Cada resultado se promedió y se convirtió en porcentaje del peso total de la muestra en fracciones correspondientes a $1/2 \phi$.

Al combinar los resultados obtenidos por tamizado con los obtenidos por refracción láser se obtuvo la granulometría completa de cada experimento. Es importante señalar que el tamaño de los fragmentos obtenido por los tamices no corresponde exactamente al tamaño que se mide en la refracción láser porque las dimensiones que se miden en ambos métodos es distinta y por lo tanto la comparación debe ser tomada con cautela. Sin embargo, la fracción de las partículas $<63 \mu\text{m}$ que fueron analizadas por refracción láser corresponde a $<0.5\%$ del peso total de las muestras, por lo que se considera que su distribución no afecta los parámetros estadísticos.

5.2.2 Morfología de los productos resultantes

Los productos resultantes de los experimentos de fragmentación consisten en mayor proporción a vidrio (90%-95%), y en menor proporción cristales de piroxeno (3%-5%), olivino ($\sim 3\%$ solamente en las muestras de composición andesítica) y hornblenda ($\sim 3\%$). Los fragmentos resultantes de los experimentos no contienen plagioclasa, no obstante que esta fase domine en las láminas delgadas, debido a la alta temperatura a la que se realizaron los experimentos (850°C). En la figura 5.6 se muestran fotografías tomadas en el microscopio electrónico de barrido JEOL-35C (Instituto de Geología de la UNAM) de algunos fragmentos de vidrio producidos durante los

experimentos. En esta figura también se muestran fotografías de cenizas vítreas producidas por el volcán Popocatepetl en los eventos explosivos del 30 de junio de 1997 y del 20 de diciembre de 1998 recolectadas en Amecameca (a 19 km del cráter volcán) y del 29-30 de diciembre de 2000 recolectadas en Tlamacas (4 km del cráter), (recolectadas por el Ing. Carlos Linares).

Todos los fragmentos vítreos producidos en los experimentos de fragmentación tienen redondez de angulosa a muy angulosa de acuerdo a la tabla de imágenes de Krumbein y Sloss (1951). Esto indica que la fragmentación ocurrió de manera quebradiza y no dúctil, probablemente debido a que la tasa de descompresión de los experimentos fue elevada (~10 GPa/s). Estos fragmentos tienen morfologías similar a la de las cenizas vítreas producidas por el volcán Popocatepetl, las cuales también tienen redondez de angulosas a muy angulosas. Esto indica que los experimentos de fragmentación por descompresión rápida presentan algunas similitudes con los procesos de fragmentación que ocurren durante los eventos explosivos del volcán Popocatepetl.

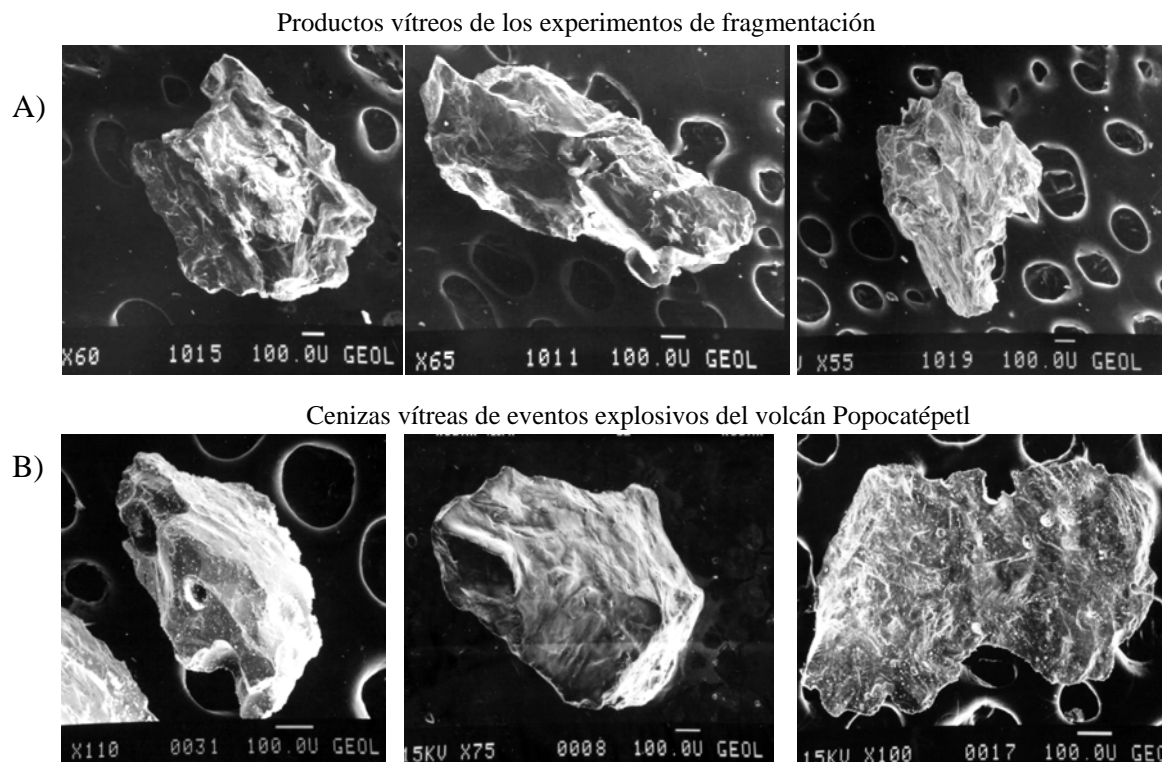


Figura 5.6. Fotografías tomadas en el microscopio electrónico de barrido de: A) fragmentos vítreos producidos durante los experimentos. B): Cenizas emitidas por el volcán Popocatepetl en distintos eventos explosivos.

5.2.3 Resultados de la granulometría

Para los experimentos de eficiencia de fragmentación se consideraron dos conjuntos de cilindros seleccionados con base a su porosidad abierta: 14% y 20%. Estos conjuntos fueron seleccionados porque se disponía de suficientes cilindros de ambos para realizar los experimentos. Cada conjunto consistió en un total de seis cilindros que fueron sometidos a una serie de presiones mayores a su presión umbral de fragmentación hasta un máximo de 25 MPa (tabla 5.3). Las figuras 5.7 y 5.8 muestran la granulometría correspondiente a los experimentos de eficiencia de fragmentación de las muestras con porosidad abierta 14% y 20% respectivamente.

Nombre	Porosidad abierta (%)	Desviación estándar	Porosidad cerrada (%)	Presión umbral de fragmentación (MPa)	Intervalo de presión (MPa)
14 %	14.38	0.15	1.3	9	13-25
20 %	20.25	0.75	1.4	~6 ^b	11-25

Tabla 5.3. Características físicas de las muestras utilizadas para los experimentos de eficiencia de fragmentación.

Los primeros dos histogramas de muestras con una porosidad de 14% (figura 5.7) sometidos a presiones de 13.4 MPa y 14.1 MPa (4.4 MPa y 5.1 MPa más que la presión umbral de fragmentación respectivamente) se observan porcentajes elevados (>40%) en $d=16$ mm, correspondientes a 3 ó 4 fragmentos, por lo que un análisis estadístico de la granulometría de estas muestras es poco confiable. Las cuatro gráficas restantes muestran una distribución unimodal asimétrica con una forma general similar. El diámetro correspondiente a la fracción más abundante (la moda) disminuye al aumentar la presión.

Las muestras con porosidades de 20% (figura 5.8) presentan también una distribución unimodal asimétrica. Sin embargo, a diferencia de la granulometría de los experimentos con porosidad de 14%, la moda prácticamente no cambia con la presión. El histograma correspondiente a la muestra sometida a 11.3 MPa (5.3 MPa más que la presión umbral de fragmentación) presenta dos picos en -3ϕ y -2ϕ que pueden explicarse como debidos a una fragmentación incompleta.

^b La presión umbral de fragmentación de las muestras con porosidad abierta de 19% fue de 6 MPa, por lo que aunque no se midió la presión umbral de fragmentación de las muestras con 20%, es posible que su presión mínima de fragmentación sea ligeramente menor a 6 MPa.

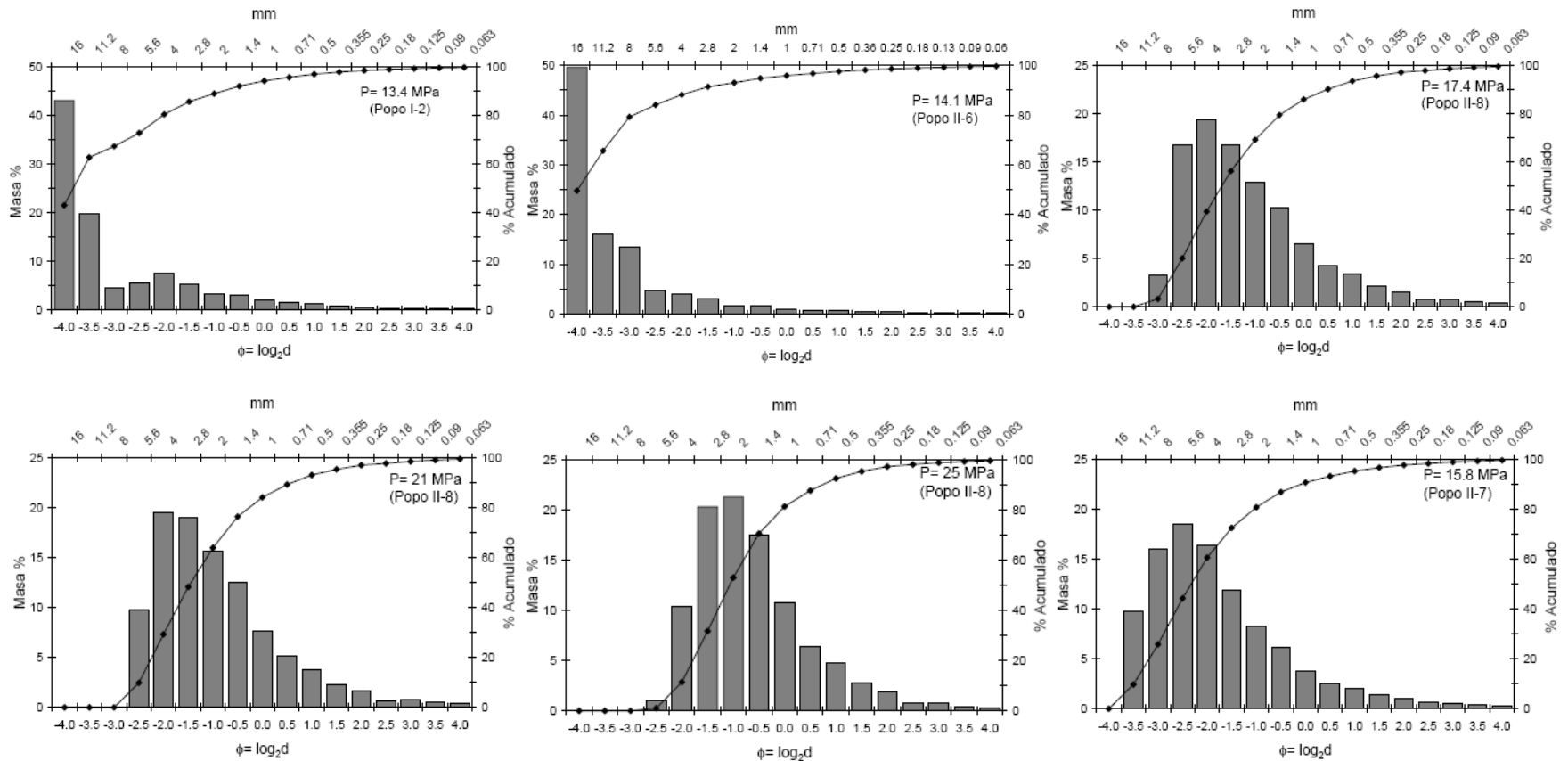


Figura 5.7. Histogramas relativos a muestras obtenidas en los experimentos de eficiencia de la fragmentación con porosidades abiertas de 14%, y porcentaje acumulado (puntos unidos por la línea). En cada gráfica se indica la presión aplicada y entre paréntesis el nombre de la muestra que se utilizó.

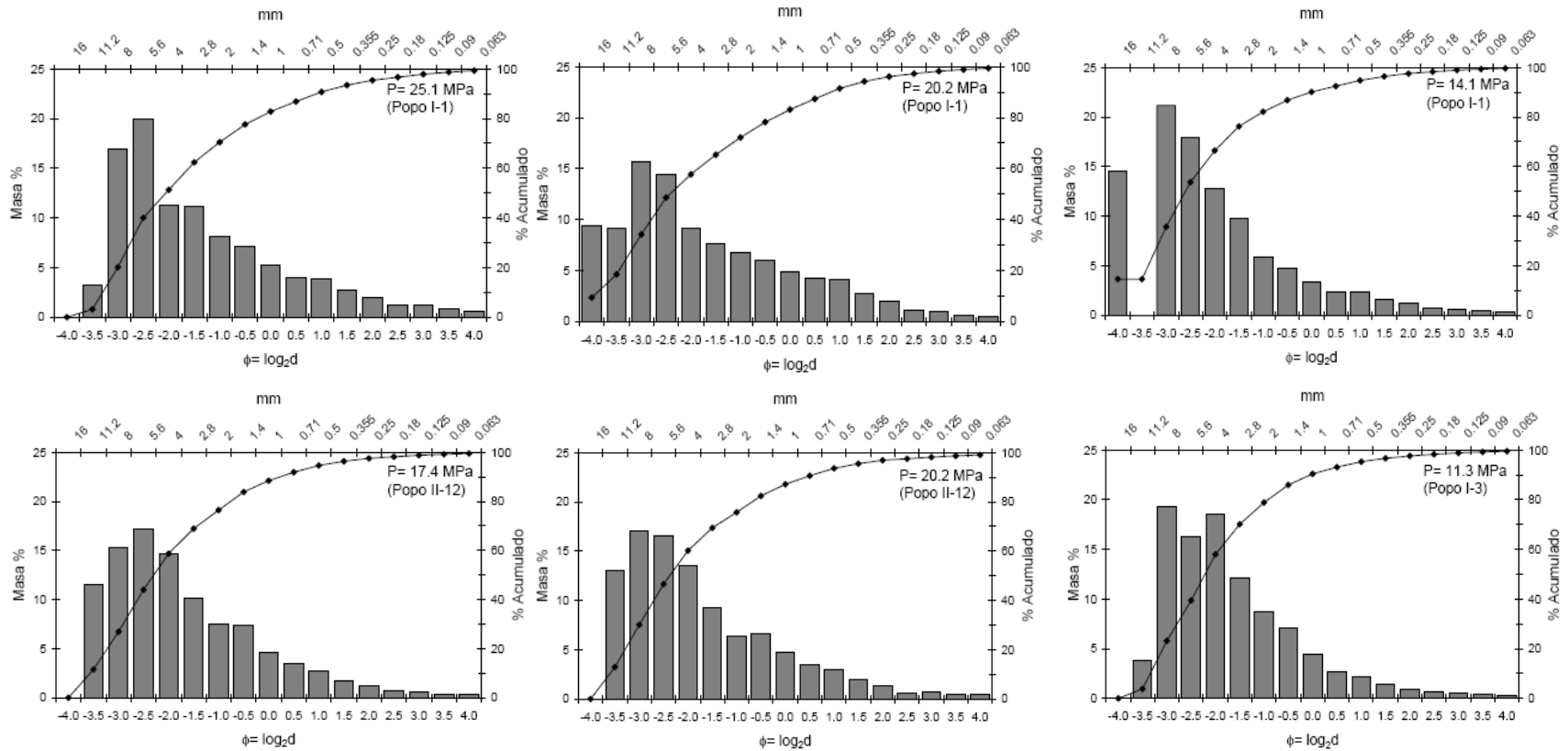


Figura 5.8. Histogramas relativos a muestras obtenidas en los experimentos de eficiencia de la fragmentación con porosidades abiertas de 20%, y porcentaje acumulado (puntos unidos por la línea). En cada gráfica se indica la presión aplicada y entre paréntesis el nombre de la muestra que se utilizó.

La distribución de Rosin-Rammler (1933) se utiliza en geología para describir distribuciones asimétricas. Se ha propuesto (Schleyer, 1987) que la granulometría de materiales fragmentados que no han sufrido transporte o han sido transportados a pequeñas distancias siguen este tipo de distribución, mientras que los materiales de los depósitos de caída que son transportados a mayores distancias siguen una distribución gaussiana (normal). Por lo tanto, se ha postulado que para fragmentos volcánicos el grado de desviación de la granulometría respecto a la distribución de Rosin hacia una distribución gaussiana es una medida de la madurez textural del depósito (Kittleman, 1964; Schleyer, 1987).

Schleyer (1987) desarrolló un programa para calcular el ajuste de un conjunto finito de datos granulométricos a las distribuciones de Gauss y Rosin. Este programa utiliza la moda de las distribuciones y el gradiente del 50% central de la curva acumulativa para calcular la distribución ideal de Gauss y Rosin. Schleyer analizó el truncamiento de las curvas de distribución y sus efectos sobre el ajuste de las distribuciones ideales y encontró que aunque la curva se encuentre significativamente truncada (debido al muestreo) la parte central de la curva puede ser utilizado para calcular el ajuste. El ajuste (en %) se calcula a partir de 100 menos la diferencia media entre los valores de la granulometría y los valores de la distribución correspondiente. De esta forma, el ajuste perfecto corresponde a un 100% y disminuye al aumentar la distancia entre los datos reales y la distribución ideal. Para que el ajuste sea de 100%, la densidad debe de ser uniforme, lo cual no ocurre en el caso de muestras naturales debido a la presencia de distintas fases cristalinas con diferentes densidades y propiedades elásticas.

En la figura 5.9 se muestra el ajuste a la distribución de Rosin vs Gauss de los resultados experimentales obtenidos en este estudio. La mayoría de los datos se ajustan mejor con la distribución de Rosin. Este hecho es consistente con la idea de que la distribución de Rosin está más directamente relacionada con el proceso de fragmentación mientras que la de Gauss con el transporte. Experimentos efectuados con muestras dacíticas del criptodomo de 1980 del Mount St. Helens (Spieler et al., 2003) y muestras de flujos de bloques y ceniza de 1990-1995 del volcán Unzen (Kueppers et al., 2006a) muestran el mismo comportamiento. Las muestras analizadas en este estudio que se encuentran en el campo de la distribución de Gauss presentan anomalías en la fracción gruesa que influyen considerablemente en el análisis estadístico, en especial los de 14%

de porosidad. En los dos experimentos de la muestra Popo I-1 que se encuentran dentro del campo de la distribución de Gauss, la parte central de la gráfica sigue un comportamiento similar al resto de los experimentos con 20% de porosidad (figura 5.8), por lo que su ajuste a la distribución de Rosin también es mayor a 95%.

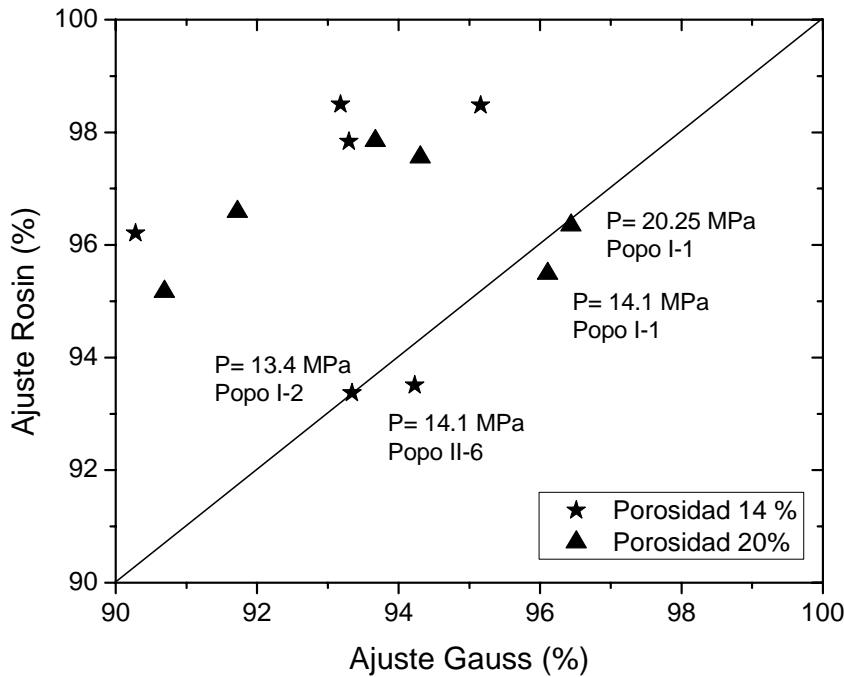


Figura 5.9. Ajuste de los datos experimentales a la distribución de Rosin vs Gauss según el programa de Schleyer (1987).

Considerando el ajuste observado, para calcular el diámetro medio de cada una de las muestras experimentales, se utilizó la distribución de Rosin. Esta distribución se expresa con la siguiente función:

$$f(d) = 100 \exp \left[- \left(\frac{d}{k} \right)^s \right] \tag{5.19}$$

donde $f(d)$ es el porcentaje de partículas mayores a d (diámetro del tamiz), k es el tamaño de grano que corresponde al 36.79 percentil de la distribución (en este caso, la mediana) y s un coeficiente de dispersión. El diámetro medio (M_R en unidades ϕ) para la distribución de Rosin se define como (Schleyer, 1987):

$$M_R = \frac{\phi_{18.4} + \phi_{36.78} + \phi_{68.4}}{3} \tag{5.20}$$

La distribución de Rosin es equivalente a la distribución de Weibull $F_w(d)$ que representa el porcentaje de partículas inferiores a d (Weibull, 1951):

$$f_w(d) = 100 \left(1 - \exp \left[- \left(\frac{d}{k} \right)^s \right] \right) \quad (5.21)$$

Para analizar la eficiencia de fragmentación en los experimentos, es más conveniente utilizar la densidad de energía potencial de fragmentación (*DEPF*) que la presión aplicada porque permite comparar mejor los resultados de muestras con diferentes porosidades. La *DEPF* se define como la energía del gas comprimido almacenada en una unidad de volumen del magma, y está dada por (Alidibirov, 1994):

$$DEPF = \frac{\Phi P_g}{\gamma - 1} \left[1 - \left(\frac{P_a}{P_g} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} \right] \quad (5.22)$$

donde P_g y P_a son las presiones del gas y atmosférica respectivamente y γ es la razón de las capacidades caloríficas. Para los experimentos efectuados en la “bomba de fragmentación”, $P_a = 0.1$ MPa y $\gamma = 1.67$ para el argón (gas utilizado para presurizar la muestra). Esta energía es varios órdenes de magnitud mayor que la energía elástica que se obtiene suponiendo que el magma es un material viscoelástico que se comporta como un sólido para esfuerzos de poca duración (Alidibirov, 1994).

Una manera de representar la eficiencia de la fragmentación es considerar el porcentaje de ceniza ($d < 2$ mm), que es producido durante la descompresión rápida de la muestra. Considerando el porcentaje de ceniza producido por los experimentos en función de la *DEPF* (figura 5.10) se observa que la cantidad de ceniza aumenta en forma aproximadamente lineal al incrementar la *DEPF*. Las desviaciones de algunos datos para porosidades del 20% se deben posiblemente a heterogeneidades en las muestras (como la distribución no homogénea de fracturas y cristales), y el valor menor en las muestras con porosidad de 14% correspondiente a uno de los experimentos en el que dominan dos fragmentos grandes (Popo II-6). Sin embargo, la pendiente de ambas series es distinta. En el caso de los experimentos con porosidad de 14%, la cantidad de ceniza aumenta más rápidamente que en el caso de la serie con 20%, en donde el porcentaje de ceniza

producido aumenta ligeramente con el aumento de la *DEPF*. Es importante mencionar que si se considera la cantidad de material fino menor a otros tamaños (ej. $d < 0.5$ mm) en lugar de $d < 2$ mm, se encuentran el mismo comportamiento para las dos series de experimentos al que se observa en la figura 5.10.

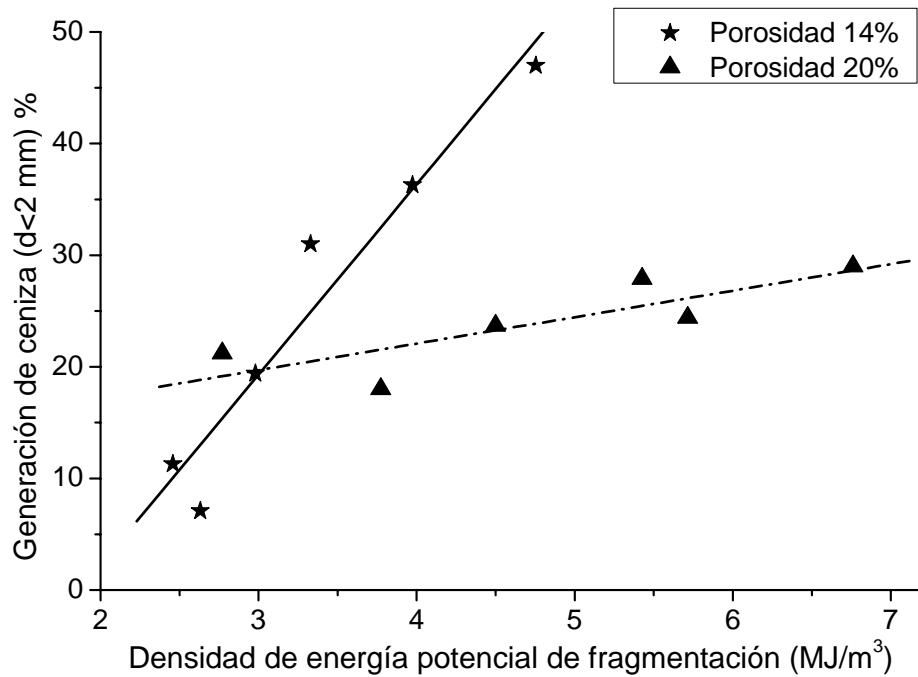


Figura 5.10. Generación de ceniza ($d < 2$ mm) como función de la energía potencial de fragmentación (*DEPF*) para las dos series de experimentos con distintas porosidades.

Otra manera de analizar la eficiencia de la fragmentación de los experimentos consiste en determinar la variación del diámetro medio con la energía potencial de fragmentación (Kueppers et al., 2006a). En la figura 5.11 se muestra el diámetro medio calculado de acuerdo a la distribución de Rosin (ecuación 5.20) como función de la *DEPF*. Los experimentos con porosidad de 14% muestran un aumento sistemático del diámetro medio al disminuir la *DEPF* con un comportamiento asintótico al acercarse a la *DEPF* correspondiente a la presión umbral de fragmentación ($\Delta P_{fi} = 9$ MPa $\Rightarrow DEPF \sim 1.6$ MJ/m^3). De manera diferente, el diámetro medio de los experimentos con porosidad de 20% se mantiene prácticamente constante al aumentar la *DEPF*. La diferencia entre el comportamiento de las dos series de experimentos en la figura 5.11 es consistente con la diferencia observada en la figura 5.10. Esta variación en el comportamiento de las dos series de muestras con distintas porosidades se discute con mayor detalle más adelante en este capítulo.

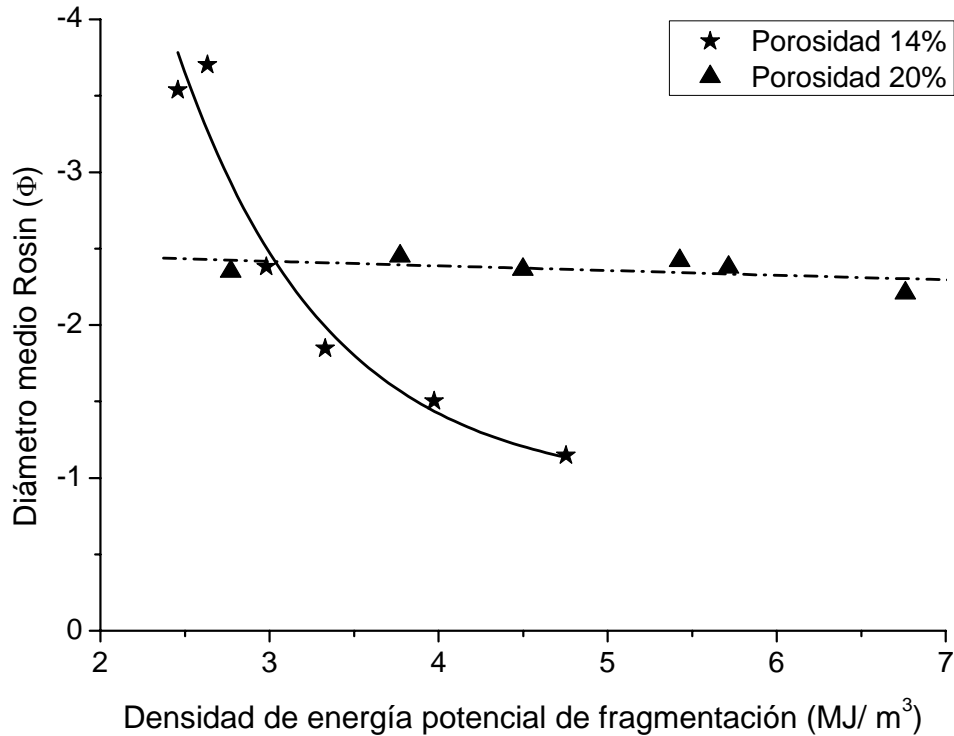


Figura 5.11. Diámetro medio calculado con la distribución de Rosin (en unidades Φ) como función de la energía potencial de fragmentación (*DEPF*) para las dos series de experimentos con distintas porosidades. En la gráfica el diámetro medio disminuye hacia abajo.

5.2.4 Incremento de área superficial

La eficiencia de fragmentación se puede evaluar de otra forma con el estudio del incremento de área superficial de los piroclastos resultantes de los experimentos en relación a la muestra cilíndrica original, debido a que durante la fragmentación, parte de la energía potencial es utilizada para generar más superficie. El área superficial de los piroclastos fue medida utilizando un analizador de adsorción de gas (Gemini 2375, Micrometrics) que calcula el área superficial de las muestras utilizando el método de múltiples puntos de Brunauer-Emmett-Teller (BET) basado en la teoría de adsorción de gas (Braunauer et al., 1938; Gregg y Sing, 1982) como se describe en la sección 4.4. Un problema está dado por el hecho que el área superficial de las partículas recolectadas en un tamiz individual es inferior al límite detectable con el equipo utilizado (0.1 m^2). Este problema fue resuelto juntando las partículas correspondientes a distintas fracciones para medir el área superficial en 5 grupos:

1. $d < 250 \text{ } \mu\text{m}$ ($\phi > 2.0$)
2. $250 \text{ } \mu\text{m} \leq d < 710 \text{ } \mu\text{m}$ ($\phi = 2.0, 1.5, 1.0$)

3. $710 \mu\text{m} \leq d < 2 \text{ mm}$ ($\phi = 0.5, 0.0, -0.5$)
4. $2 \text{ mm} \leq d < 4 \text{ mm}$ ($\phi = -1.0, -1.5$)
5. $d \geq 4 \text{ mm}$ ($\phi \leq -2.0$)

El área superficial total de los piroclastos A_{pir} se obtuvo a partir de la suma de cada área superficial específica de cada grupo (A_s en m^2/g) multiplicado por su respectiva masa (m en g):

$$A_{pir} = A_{s_1} * m_1 + A_{s_2} * m_2 + A_{s_3} * m_3 + A_{s_4} * m_4 + A_{s_5} * m_5 \quad (5.23)$$

El análisis de las partículas mayores a 4 mm (grupo 5) indicó que el área superficial específica de estos fragmentos cae en el margen de error del área superficial específica del cilindro original. Por esta razón, se considera que este grupo no contribuye efectivamente al incremento de superficie total de la muestra y por lo tanto $A_{s_5} = A_{s_{cil}}$. El incremento total de área superficial (ΔA en %) fue evaluado comparando los valores de la muestra cilíndrica antes de la fragmentación ($A_{cil} = A_{s_{cil}} * m_{cil}$) con los de los piroclastos resultantes (A_{pir}) (Kueppers et al., 2006a):

$$\Delta A = \frac{A_{pir} - A_{cil}}{A_{cil}} * 100 \quad (5.24)$$

En la tabla 5.4 se muestran los valores del área superficial específica de las muestras cilíndricas originales antes de la fragmentación, el área superficial específica correspondiente a los 5 grupos de piroclastos definidos arriba y el incremento total de área superficial de acuerdo a la fórmula (5.24). En esta tabla se observa que el área superficial específica de cada uno de los grupos depende principalmente del área superficial específica de la muestra cilíndrica original y no de la porosidad de la muestra o de la presión aplicada en el experimento. Así mismo, se observa que el valor del área superficial específica aumenta progresivamente al considerar los grupos con partículas más pequeñas.

Los valores del área superficial específica para la fracción fina ($d < 250 \mu\text{m}$, A_{s_1}) son menores a los medidos por Delmelle et al. (2005) ($1.1\text{-}2.1 \text{ m}^2/\text{g}$) para muestras de cenizas naturales (con $d < 100 \mu\text{m}$) para diferentes volcanes (El Chichón, México; Hekla, Islandia; St. Helens, EU, Pinatubo, Filipinas, San Cristóbal, Nicaragua, Soufrière Hills, Montserrat) debido posiblemente a que el contenido de partículas $< 100 \mu\text{m}$ es pequeño.

Muestra	Porosidad (%)	Presión (MPa)	DEPF (J/m ³)	masa inicial (g)	Ascil (m ² /g)	$d < 250 \mu\text{m}$		$250 \leq d < 710 \mu\text{m}$		$710 \leq d < 2 \text{ mm}$		$2 \text{ mm} \leq d < 4 \text{ mm}$		$d \geq 4 \text{ mm}$		Área superficial total (m ²)	Incremento de superficie (%)
						m ₁ (g)	As ₁ (m ² /g)	m ₂ (g)	As ₂ (m ² /g)	m ₃ (g)	As ₃ (m ² /g)	m ₄ (g)	As ₄ (m ² /g)	m ₅ (g)	As ₅ (m ² /g)		
Popo I-2	14.23	13.4	2.459	68.05	0.059	1.105	0.142	1.904	0.097	4.576	0.074	5.789	0.071	54.681	0.059	4.321	7.50
Popo II-6	14.43	14.1	2.632	68.05	0.059	0.923	0.142	1.258	0.097	2.543	0.074	3.274	0.071	60.055	0.059	4.221	5.01
Popo II-7	14.48	15.8	2.981	66.30	0.059	1.579	0.142	2.962	0.097	8.252	0.074	13.342	0.071	40.168	0.059	4.443	13.45
Popo II-8	14.60	17.4	3.329	65.57	0.067	1.955	0.160	4.558	0.110	13.737	0.083	19.482	0.080	25.842	0.067	5.246	19.98
Popo II-8	14.29	21	3.974	64.88	0.067	2.003	0.186	5.029	0.105	16.433	0.078	22.435	0.076	18.981	0.067	5.156	19.19
Popo II-8	14.23	25	4.754	64.17	0.067	1.801	0.213	6.101	0.098	22.250	0.075	26.677	0.085	7.345	0.067	5.419	26.65
Popo I-3	19.24	11.3	2.771	63.76	0.055	1.505	0.151	2.884	0.094	9.079	0.067	13.313	0.068	36.981	0.055	4.021	15.72
Popo I-1	20.68	14.1	3.773	62.68	0.062	1.527	0.171	3.182	0.106	6.494	0.075	9.834	0.077	41.638	0.062	4.399	14.12
Popo II-12	19.73	17.4	4.499	61.95	0.067	1.521	0.187	3.501	0.110	9.563	0.079	10.983	0.084	36.383	0.067	4.788	14.96
Popo II-12	21.41	20.2	5.716	59.80	0.067	1.869	0.187	3.758	0.106	8.860	0.075	9.298	0.084	36.012	0.067	4.610	14.66
Popo I-1	20.27	20.25	5.426	62.64	0.062	2.425	0.171	5.470	0.097	9.517	0.069	9.051	0.077	36.180	0.062	4.514	17.16
Popo I-1	20.17	25.08	6.761	62.96	0.054	2.890	0.182	5.394	0.074	10.288	0.064	12.080	0.066	32.304	0.054	4.126	21.03

Tabla 5.4. Análisis del área superficial de todas muestras del volcán Popocatépetl para cada uno de los 5 grupos e incremento de área superficial para cada experimento.

En la figura 5.12 se muestra el incremento de área superficial para cada experimento en función de la densidad de energía potencial de fragmentación (*DEPF*) para las dos series de experimentos con diferentes porosidades. El incremento de área superficial aumenta en forma aproximadamente lineal con la *DEPF* para ambos conjuntos de muestras; sin embargo, la pendiente de las muestras con 14% de porosidad es mayor que la de las muestras con 20% de porosidad que muestran solamente un ligero aumento de ΔA con respecto a la *DEPF*. Este comportamiento es similar al que se observa en la figura 5.10 para la generación de ceniza ($d < 2\text{mm}$). Esto se debe a que el área superficial específica para cada grupo no varía significativamente con la porosidad o la presión aplicada, y por lo tanto, el incremento de área superficial depende fundamentalmente de la generación de partículas pequeñas, es decir, de la fracción de masa correspondiente a cada grupo.

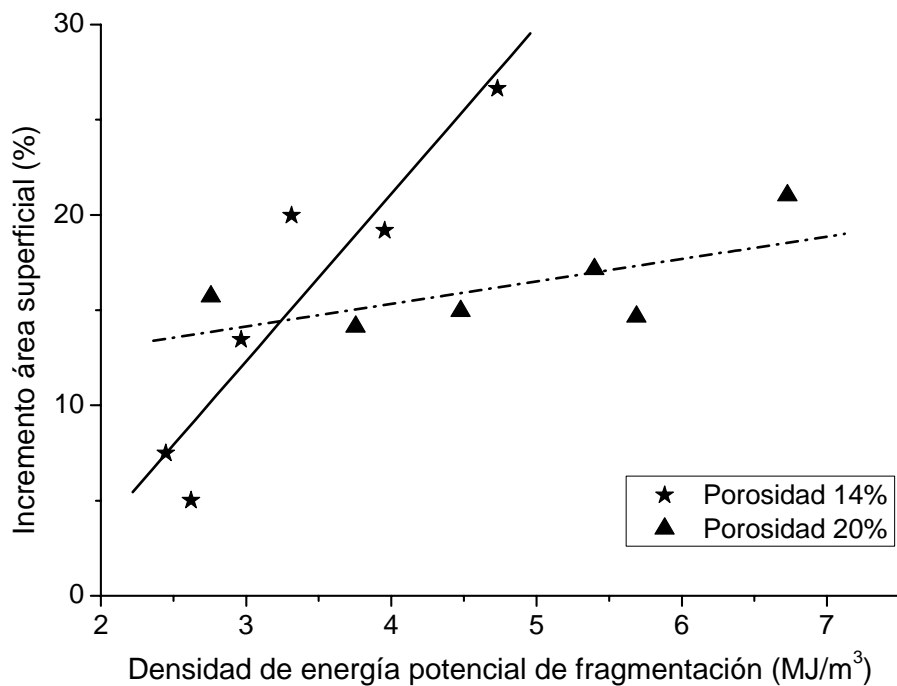


Figura 5.12. Incremento del área superficial de las partículas después del experimento como función de la densidad de energía potencial de fragmentación para las dos series con distintas porosidades.

Comparando el incremento de área superficial como función de la *DEPF* para muestras del volcán Unzen con porosidades de 7%, 20.5 % y 35.5 % observado en experimentos similares (figura 5.13), (Kueppers et al., 2006a), se observa que el incremento de área es mayor en el caso de las muestras del volcán Unzen. Sin embargo, en ambos casos el área superficial total después de los experimentos es comparable. La diferencia radica en que el área superficial específica de

las muestras del volcán Popocatépetl antes de la fragmentación es considerablemente más alta que la de las muestras del Unzen (figuras 4.6 y 4.7) lo que hace que el porcentaje de área incrementada sea más bajo.

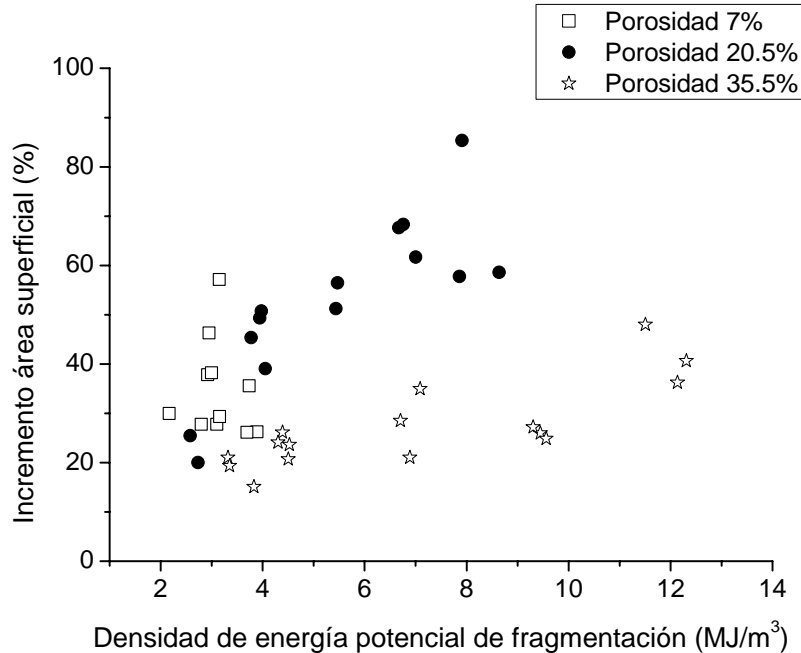


Figura 5.13. Incremento del área superficial de las partículas después del experimento como función de la densidad de energía potencial de fragmentación de muestras del volcán Unzen (Japón) con tres distintas porosidades (Datos tomados de Kueppers et al., 2006a).

Otra observación importante que resalta al observar las figuras 5.12 y 5.13, es que las muestras con mayor porosidad (20% Popocatépetl y 35.5% Unzen) presentan un incremento de superficie con la *DEPF* más ligero que muestras menos porosas (14% Popocatépetl y 20.5% Unzen). En ambos casos se observa que el porcentaje de ceniza producida ($d < 2\text{mm}$) aumenta más con la *DEPF* para las muestras menos porosas que para las de mayor porosidad.

5.2.5 Discusión

Al observar la variación de la generación de ceniza (figura 5.10), diámetro medio (figura 5.11) e incremento del área superficial (figura 5.12) en función de la densidad de energía potencial de fragmentación (*DEPF*), es evidente que el comportamiento de las series con porosidad de 14% y 20% es diferente: la eficiencia de fragmentación de la serie $\Phi=14\%$ aumenta notablemente con la *DEPF* (como indicado por una mayor cantidad de ceniza, una disminución del diámetro medio de la distribución, un incremento de área superficial). De manera distinta, la

eficiencia de fragmentación de la serie $\Phi=20\%$ aumenta solo ligeramente con la *DEPF*. Un comportamiento similar se observa en las muestras del volcán Unzen (Kueppers et al., 2006a) en donde la eficiencia de la fragmentación de la serie $\Phi=20.5\%$ es mayor a la que se obtiene con muestras más porosas ($\Phi=35.5\%$).

Una posible causa de estas variaciones puede encontrarse en la diferente permeabilidad de las muestras, dada por la facilidad del gas de fluir a través de ellas y que depende del tamaño y la estructura de los poros. Mueller et al. (2005) desarrollaron una metodología para medir la permeabilidad en estado no estacionario de muestras volcánicas sometidas a una diferencia de presión utilizando una “bomba de fragmentación” similar a la que se muestra en la figura 5.1. La dispersión de sus resultados muestra que la permeabilidad no está unívocamente determinada por la porosidad (figura 5.14), sino que también por distintas propiedades texturales de los poros: 1) fracturas y poros elongados y 2) una red de burbujas esféricas interconectadas.

El primer caso corresponde a rocas poco porosas asociadas a una actividad efusiva y formación de domos. En este caso, la permeabilidad puede ser descrita por las ecuaciones de Kozeny-Carman basadas en tubos capilares (a_1 en la figura 5.14) o por la relación correspondiente a flujo por fracturas (a_2 en la figura 5.14). En ambos casos, la permeabilidad (k) se expresa como función de la porosidad (Φ en %) como:

$$k(\Phi) = c_1 \Phi^n \quad (5.25)$$

donde n tiene valor entre 3.0 y 3.8 (que corresponden a los límites de la figura 5.14) y $c_1 = 1 \times 10^{-17}$ de acuerdo al ajuste de Mueller et al. (2005).

En el segundo caso, que se aplica para pómez, las burbujas esféricas están parcialmente interconectadas (b en la figura 5.14) para $\Phi > 30\%$. La permeabilidad en este caso puede describirse con la teoría de percolación de esferas penetrables de acuerdo con:

$$k(\Phi) = c_2 (\Phi - 30)^2 \quad (5.26)$$

donde $c_2 = 1 \times 10^{-16}$ y $c_2 = 8 \times 10^{-15}$ corresponden a los límites de los datos de Mueller et al. (2005). En el caso de pómez con vesículas alargadas se puede utilizar una combinación de ambos casos (c en la figura 5.14).

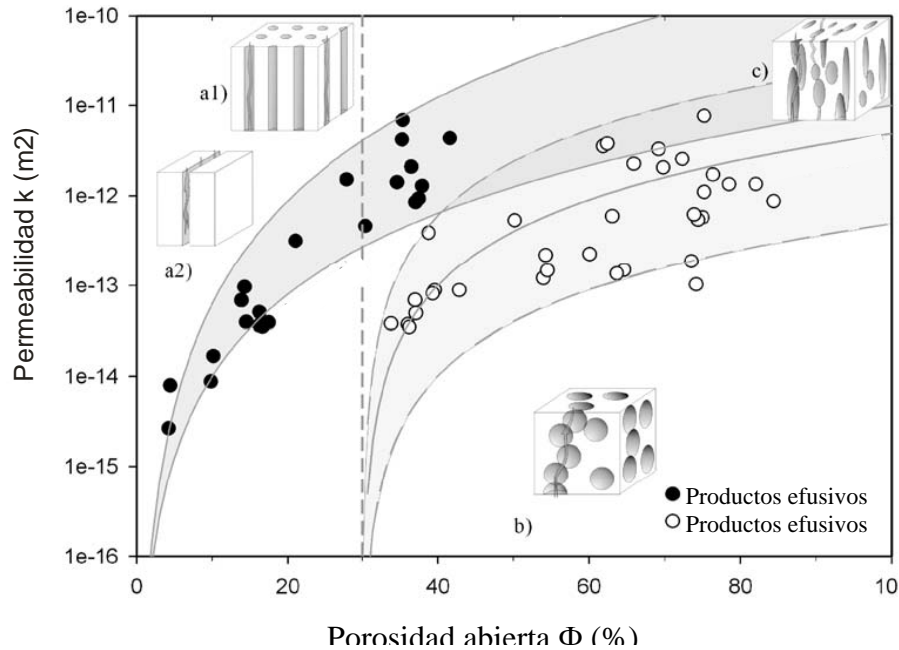


Figura 5.14. Datos de permeabilidad vs porosidad total para diferentes muestras volcánicas. Se muestran dos tendencias para distintas texturas de los poros y su ajuste a los datos experimentales: a₁) modelo de tubo capilar, a₂) modelo de flujo por fracturas, b) teoría de percolación y c) combinación de a) y b). Tomada de Mueller et al. (2005).

Aunque no se midió la permeabilidad de los fragmentos emitidos por el volcán Popocatepetl, las muestras utilizadas en los experimentos de fragmentación tienen porosidades de 14% y 20%, y por lo tanto es muy probable que su permeabilidad corresponda al primer caso (fracturas y poros elongados). Utilizando la ecuación (5.25) para una permeabilidad correspondiente a $\Phi=14\%$ se encuentra entre $2.7 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ y $2.3 \times 10^{-13} \text{ m}^2$, y para $\Phi=20\%$ entre $8 \times 10^{-14} \text{ m}^2$ y $8.8 \times 10^{-13} \text{ m}^2$. Estudios sobre la influencia de la permeabilidad en los procesos de fragmentación muestran que a partir de una zona de transición entre $k=10^{-13} \text{ m}^2$ y 10^{-12} m^2 , la eficiencia de la desgasificación afecta más considerablemente la fragmentación (Mueller et al., 2004, Scheu, 2005). La permeabilidad de los experimentos con $\Phi=20\%$ podría encontrarse dentro de este intervalo, y por lo tanto, ser un parámetro importante en la eficiencia de la fragmentación.

Las vesículas de la muestra Popo I-1 con porosidad de 20% (figura 4.4A) tienen formas alargadas, son más grandes y están mejor interconectadas que las de la muestra Popo II-8 que tienen porosidad de 14% (figura 4.4D). Esto indicaría una diferencia importante en permeabilidad entre muestras con porosidad de 20% y 14%. Por lo tanto, la energía potencial de fragmentación podría ser reducida considerablemente por un flujo permeable de gas durante la fragmentación, lo que explicaría que la eficiencia de la fragmentación de las muestras con $\Phi=20\%$ no aumenta de forma considerable con la *DEPF* como ocurre en los experimentos con $\Phi=14\%$.

5.2.6 Análisis fractal

En general, el proceso de fragmentación de las rocas no depende del tamaño de éstas y por lo tanto puede ser descrito a partir de la teoría fractal de fragmentación (Korvin, 1992; Turcotte, 1997). De acuerdo con esta teoría, el número N de partículas mayores a un determinado tamaño d está dado por:

$$N(> d) = Cd^{-D} \quad (5.27)$$

donde C es una constante y D es la dimensión fractal, que en este caso expresa la relación entre el número y el tamaño de los fragmentos. Tomando el logaritmo de ambos lados de la ecuación (5.27) se obtiene:

$$\log N(> d) = \log C - D \log d \quad (5.28)$$

y por lo tanto la dimensión fractal D es la pendiente en la gráfica log-log y expresa que tan rápido aumenta el número de partículas al disminuir su tamaño: para mayores D , más rápidamente aumenta el número de partículas finas. La distribución fractal está relacionada con la distribución de Weibull (y por lo tanto con la de Rosin) porque la ecuación (5.21) se reduce a la ecuación (5.27) cuando $(d/k)^s < 1$ (esto equivale a $d < 2\text{mm}$ en los experimentos).

Tamizando los fragmentos producidos durante los experimentos se obtuvo la masa correspondiente a cada tamiz (m_t). Para convertir la masa (m_t) en número de partículas (N), se considera que:

$$m_t = Nm_p \quad (5.29)$$

donde m_p es la masa promedio de cada partícula, la cual a su vez está dada por:

$$m_p = k_1 d^3 \quad (5.30)$$

con d el diámetro del tamiz y k_1 una constante que depende de la forma y densidad de las partículas. Substituyendo la ecuación 5.30 en la 5.29 y despejando N se obtiene:

$$N = k_2 \frac{m_t}{d^3} \quad (5.31)$$

Se contaron a mano las partículas que se quedaron en cada tamiz $> 2 \text{ mm}$ (-1ϕ) y se graficó N vs m_i/d^3 para obtener el valor de la constante k_2 en cada experimento. En todos los casos, la relación lineal obtenida con al menos 5 puntos (sin considerar los fragmentos más grandes) tuvo un valor de $R^2 > 0.995$ lo que muestra la validez de la ecuación 5.31. Obtenida k_2 para cada experimento, se calculó el número de partículas correspondientes a las fracciones $< 2 \text{ mm}$. Los datos obtenidos por refracción láser ($d < 63 \mu\text{m}$) no se utilizaron porque la definición del tamaño es distinta a la de los tamices y por lo tanto el valor de k_2 es distinto.

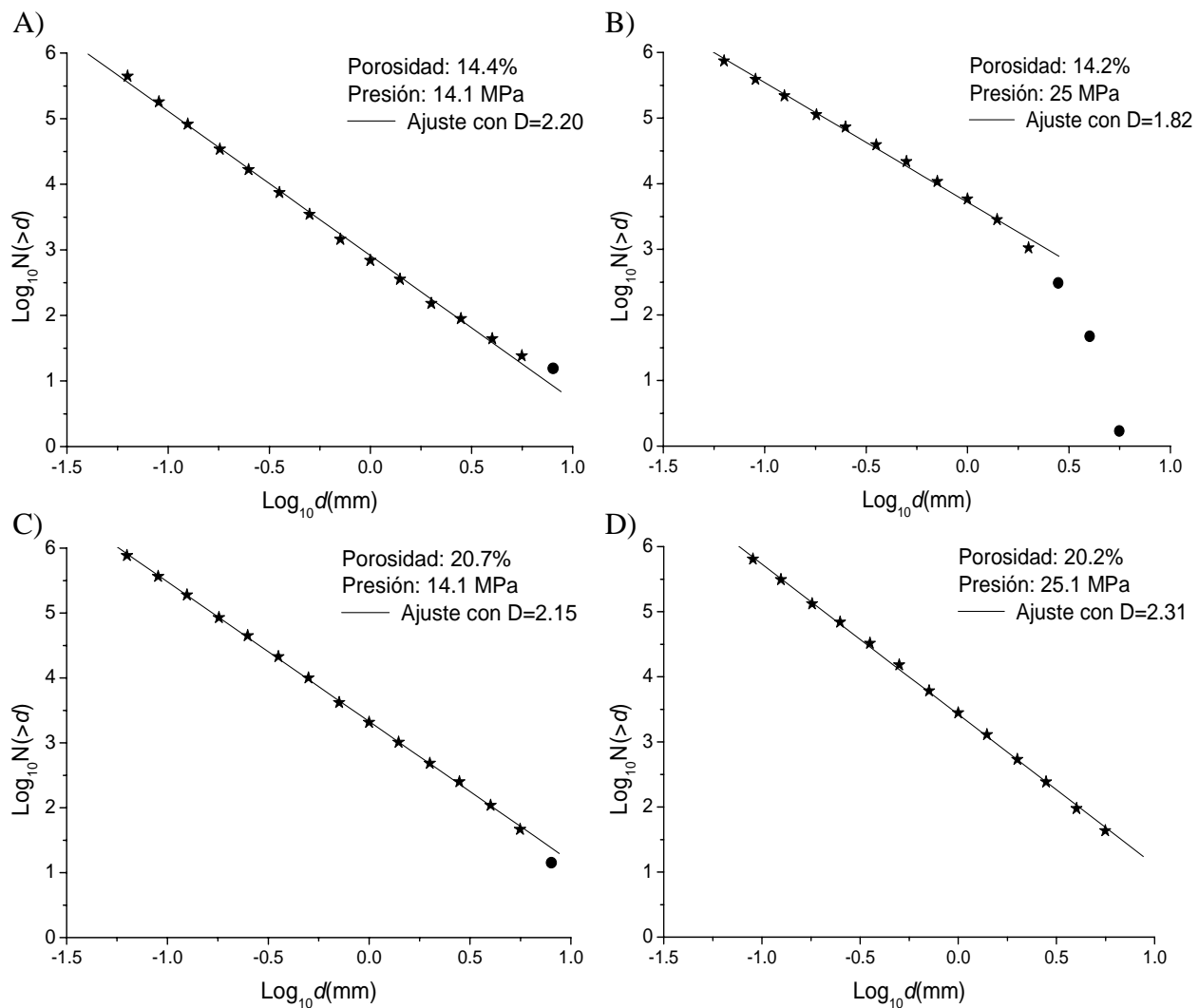


Figura 5.15. Logaritmo del número de partículas $N>d$ vs d para cuatro representativos experimentos incluyendo las dos series de distintas porosidades: 14% (arriba) y 20% (abajo) y dos diferentes presiones: 14.1 MPa (izquierda) y 25 MPa (derecha). Las estrellas indican los puntos utilizados para el ajuste lineal y los círculos los datos que no fueron considerados, correspondientes a los fragmentos más grandes.

La figura 5.15 muestra la variación del número de partículas $N>d$ para 4 experimentos correspondientes a las dos series con distintas porosidades (14% y 20%) sometidas a dos diferentes presiones (14.1 y 25 MPa). La pendiente corresponde a la dimensión fractal de cada experimento ($-D$). Como se observa en estas gráficas, existe un muy buen ajuste de los datos a la relación fractal (5.28) en dos órdenes de magnitud, excepto en el caso de algunos puntos correspondientes a los fragmentos más grandes de algunos experimentos, los cuales no fueron considerados para calcular el ajuste lineal. El ajuste lineal obtenido con la ecuación 5.24 es muy bueno en todos los casos ($R^2>0.993$) dentro del intervalo establecido (que cubre casi 2 órdenes de magnitud), lo que demuestra el comportamiento fractal de la fragmentación producida en los experimentos (tabla 5.5).

Muestra	Porosidad (%)	Presión (MPa)	DEPF (MJ/m ³)	Dimensión fractal	R ²	Intervalo d (mm)
Popo I 2	14.23	13.4	2.447	2.20	0.9979	0.063-5.6
Popo II-6	14.43	14.1	2.620	2.20	0.998	0.063-5.6
Popo II 7	14.48	15.8	2.967	2.05	0.9973	0.063-4
Popo II 8	14.6	17.4	3.313	2.07	0.9968	0.063-4
Popo II 8	14.290	21	3.955	1.99	0.9949	0.063-2.8
Popo II 8	14.23	25	4.730	1.82	0.9934	0.063-2
Popo I 3	19.24	11.3	2.758	2.07	0.9987	0.063-5.6
Popo I 1	20.680	14.1	3.754	2.15	0.9993	0.063-5.6
Popo II 12	19.73	17.4	4.477	2.13	0.9972	0.063-5.6
Popo II 12	21.41	20.2	5.688	2.19	0.9981	0.063-5.6
Popo I 1	20.27	20.25	5.399	2.34	0.9974	0.063-5.6
Popo I 1	20.17	25.08	6.727	2.31	0.9992	0.063-5.6

Tabla 5.5. Resultados del análisis fractal para todos los experimentos. La densidad de energía potencial de fragmentación (DEPF) se calculó utilizando la ecuación (5.22). La dimensión fractal se calculó del ajuste lineal de la gráfica $\text{Log}N$ vs $\text{Log}d$ en el intervalo que se indica con coeficiente de correlación R^2 .

Los valores de la dimensión fractal correspondientes a procesos de fragmentación primaria o sencilla se encuentran entre $1.5 \leq D \leq 2.4$ en varios fenómenos naturales (Hartmann, 1969). Todos los valores de D de los experimentos que se muestran en la tabla 5.5 se encuentran en este mismo intervalo lo que confirma esas observaciones. Kaminski y Jaupart (1998) analizaron 25 depósitos de caída y 37 de flujos piroclásticos y encontraron que en un intervalo de al menos 6 unidades de ϕ ($3 \geq \phi \geq -3$) la granulometría sigue una distribución fractal (ecuación 5.27). Los valores de D para los diferentes depósitos de caída se encuentran entre 3.0 y 3.9, mientras que los depósitos de los flujos tienen valores de D entre 2.9 y 3.4. Estos valores se encuentran fuera del intervalo de la fragmentación primaria según Hartmann (1969) y es interpretado como el

resultado de una fragmentación secundaria debido a la colisión de los fragmentos que afecta fundamentalmente a las partículas más grandes, produciendo una mayor cantidad de material fino y aumentando el valor de la dimensión fractal. Este hecho, junto con la clasificación de las partículas durante el transporte, hace que los resultados experimentales no sean directamente comparables con los fragmentos reales.

Para situaciones experimentales, los parámetros fundamentales asociados a la fragmentación primaria son las propiedades del material, la geometría de la muestra y la energía aplicada. Si se aplica una pequeña cantidad de energía, solo algunos pequeños fragmentos se rompen en la superficie de la muestra. Pero si se aplica una energía mayor, se activan todas las zonas de debilidad y se produce una mayor cantidad de partículas de todos los tamaños. El tamaño máximo de las partículas resultantes depende de las dimensiones iniciales de la muestra que se quiere investigar, mientras que el tamaño mínimo de los clastos está controlado por la escala de las zonas de debilidad y las heterogeneidades de la muestra (Kaminski y Jaupart, 1998).

En la figura 5.16 se muestra la variación de la dimensión fractal D en función de la energía potencial de fragmentación (ecuación 5.22) para las dos series de muestras del volcán Popocatepetl y para muestras del volcán Unzen con tres diferentes porosidades (Kueppers et al., 2006b) en experimentos similares a los descritos en este trabajo. Se observa que la dimensión fractal en los experimentos del Popocatepetl con porosidad de 20% aumenta con la $DEPF$ en forma aproximadamente lineal al igual que las tres series de experimentos del volcán Unzen. De manera diferente, la dimensión fractal de las muestras con 14 % de porosidad del volcán Popocatepetl disminuye al aumentar la $DEPF$ en forma aproximadamente lineal.

No se ha establecido la razón del comportamiento de la dimensión fractal de las muestras del volcán Popocatepetl con 14% de porosidad. En la tabla 5.5 se observa que el tamaño máximo de los fragmentos que siguen el comportamiento fractal disminuye al aumentar la $DEPF$ (desde 5.6 mm a 2 mm). En la figura 5.15 (B) se observa que el número de fragmentos mayores a 1.7 mm ($\log_{10}d > 0.25$) es menor al que indica la relación fractal. Frecuentemente esto se relaciona a un muestreo incompleto de clastos de mayores dimensiones, pero en situaciones experimentales como esta, todas las partículas se recuperan, por lo que esta explicación no es válida. Otra razón

puede encontrarse en el hecho que al aumentar la energía en los experimentos existe un proceso no fractal que causa la fragmentación de los clastos mayores generando más ceniza (figura 5.10), una disminución del diámetro medio (figura 5.11) y un aumento de área superficial (figura 5.12). Este proceso correspondería a una fragmentación selectiva que afecta a clastos mayores de cierto tamaño (dependiente de la energía). Es posible que este proceso de fragmentación selectiva sea poco eficiente para producir partículas finas provocando una disminución de la dimensión fractal. En la tabla 5.5 también se observa que el coeficiente de correlación R^2 de los experimentos con porosidad de 14% disminuye con la *DEPF*, lo que indicaría una importancia mayor de un elemento no fractal asociado a la fragmentación selectiva al aumentar la *DEPF*. Sin embargo, no es claro si este proceso está asociado directamente a la fragmentación, o a colisiones y fricción de los fragmentos grandes con el conducto y los diafragmas.

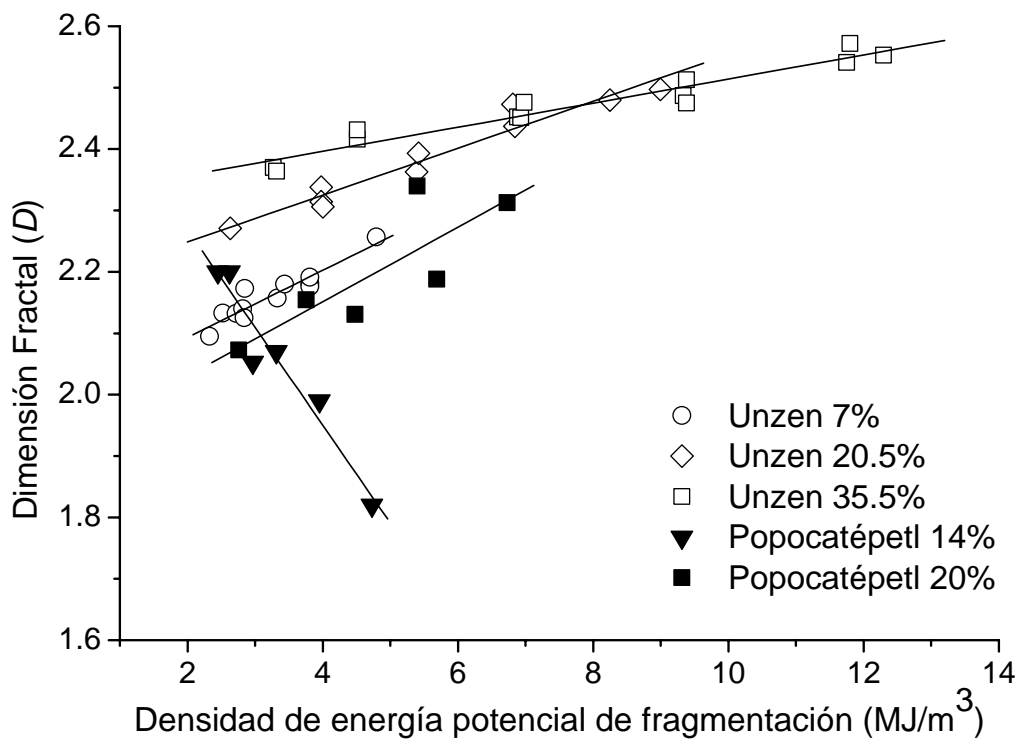


Figura 5.16. Dimensión fractal como función de la energía potencial de fragmentación (*DEPF*) para las muestras del volcán Popocatépetl (tabla 5.5) y del volcán Unzen (Kueppers et al., 2006b). Se muestra la línea de tendencia para cada conjunto de muestras con la misma porosidad. La dimensión fractal en los experimentos del Popocatépetl con porosidad de 14% disminuye con la *DEPF*, mientras que aumenta en el resto de los casos.

Capítulo 6

Discusión

La actividad del volcán Popocatepetl desde 1996 hasta la fecha (2006) se ha caracterizado por el crecimiento de domos de lava dentro del cráter y su subsiguiente destrucción por eventos explosivos de tipo vulcaniano y exhalaciones de ceniza de pequeñas a moderadas que han ocurrido de manera intermitente (figura 3.2). Observaciones de campo de diferentes volcanes y modelos teóricos indican que durante la fase de crecimiento de un domo, el magma se desgasifica y los volátiles exsolutos se filtran a través de fracturas hacia la atmósfera. La exsolución del gas incrementa la viscosidad del magma en varios órdenes de magnitud y fomenta la cristalización de microlitos, lo que genera una sobrepresión (definida como la presión sobre la presión litostática) en el interior del domo del orden de algunas decenas de MPa. Sin embargo, esa sobrepresión es disipada por el escape de gas a través de un flujo permeable a través de la red de microfracturas y fracturas formadas en el interior del domo (Sato et al., 1992; Sparks 1997; Stix et al., 1997; Melnik y Sparks, 1999, 2002; Woods et al., 2002; Diller et al., 2006).

La desgasificación genera una zona de magma denso y de muy baja vesicularidad en la parte superior del domo. Cuando esta zona impide la ulterior exsolución de volátiles desde las porciones más internas, la sobrepresión del magma no se libera y se genera un gradiente de presión que eventualmente puede superar la resistencia de la parte superior del domo, lo que produce una descompresión repentina del magma subyacente que genera su fragmentación (Sparks 1997; Stix et al., 1997; Melnik y Sparks, 1999; Diller et al., 2006).

Los procesos específicos que generan la sobrepresión en el interior el domo, la desgasificación y el mecanismo que dispara las explosiones en el volcán Popocatepetl aún no se conocen por completo y su estudio no está contemplado en el presente trabajo. Sin embargo, los datos experimentales presentados pueden servir para estimar la profundidad a la que se puede llevar a cabo la fragmentación (considerando la cantidad de material que debe ser removido para producir una descompresión igual a la presión umbral de fragmentación) y hacer algunas consideraciones sobre la transformación de la energía potencial en energía cinética de los proyectiles balísticos.

Es importante mencionar que no se conoce con exactitud la fecha en la que fueron emitidas las muestras recolectadas para los experimentos. De acuerdo con lo descrito en el capítulo 4, los reportes del CENAPRED indican que 4 eventos explosivos emitieron proyectiles balísticos a distancias entre 2 y 3 km del cráter, aunque éstos pudieron ser emitidos en otras fechas que no fueron reportadas. De acuerdo con el grado de conservación de los cráteres y considerando que los que se observaron en el año 2000 fueron completamente erosionados, es muy probable que la mayor parte de las muestras analizadas correspondan a las explosiones ocurridas en febrero de 2003. Dado que se cree que todos los domos han tenido composiciones similares (Wright et al., 2002; Macías y Siebe, 2005) y que la presión umbral de fragmentación en general no depende de la composición química y cristalinidad de las rocas (Spieler et al., 2004a), se puede considerar que los resultados experimentales obtenidos podrían ser similares a los que se obtendrían utilizando fragmentos con las mismas porosidades emitidos por otras explosiones.

Los resultados experimentales presentados en el capítulo 5, así como los datos correspondientes a muestras de otros volcanes (Spieler et al., 2004a), demuestran que la presión umbral de fragmentación depende principalmente de la porosidad de las muestras. Por lo tanto, para estudiar con mayor detalle los procesos de fragmentación que ocurren en el volcán Popocatepetl durante los eventos explosivos, es necesario conocer la distribución de la porosidad (y densidad) en el interior del domo y en las partes superiores del conducto a partir de un análisis estadístico de un número significativo de muestras. La densidad y porosidad de las 10 muestras utilizadas en los experimentos fueron medidas y los resultados se presentan en la tabla 4.3. Todas estas muestras corresponden a fragmentos de domo (aunque hasta el momento no hay evidencias contundentes de que algunas de ellas no corresponden a las paredes del conducto) y tienen una porosidad abierta entre 3% y 21%. A continuación se presentan algunas implicaciones de los resultados experimentales a la actividad explosiva del volcán Popocatepetl.

6.1 Estimación de la profundidad a la que ocurre la fragmentación

En la sección 3.3 se presentaron los resultados obtenidos por Cruz-Atienza et al. (2001) de los estudios sísmicos de inversión de onda asociados a 10 eventos explosivos del volcán Popocatepetl entre 1997 y 1998. La profundidad de la fuente y la duración de las explosiones se determinaron al considerar la solución que minimiza el error cuadrático entre los

sismogramas observados y los sintéticos. En la tabla 6.1 se muestra la profundidad de los sismos asociados a las explosiones de acuerdo con los mismos autores, la presión litostática asociada a estas profundidades y el intervalo de porosidades del magma que es posible fragmentar cuando la magnitud de la descompresión es igual a la presión litostática de acuerdo con los resultados experimentales obtenidos en este trabajo (tabla 5.1). Es importante hacer algunas acotaciones a los datos de la profundidad que se presentan en la tabla 6.1. Como Cruz-Atienza et al. (2001) mencionan, la resolución de la profundidad no es suficiente para determinar con precisión profundidades menores a 1 km. Por lo tanto, los datos de profundidad de esta tabla deben tomarse solamente como estimaciones.

Fecha (día/mes/año)	Profundidad (m)	Presión litostática (MPa)	Intervalo de porosidad (%)
29/04/97	200	4.5	> 21
14/05/97	400	9.0	> 14
14/05/97	600	13.5	> 5
02/01/98	100	2.3	-
21/09/98	100	2.3	-
22/09/98	300	6.8	> 19
25/11/98	900	20.3	> 3
25/11/98	400	9.0	> 14
15/12/98	400	9.0	> 14

Tabla 6.1. Profundidad de las explosiones del Volcán Popocatepetl de abril de 1997 a diciembre de 1998 de acuerdo con Cruz-Atienza et al. (2001). La presión litostática ($P_{li} = \rho gh$) está calculada con una densidad promedio de $\rho = 2300 \text{ kg/m}^3$ (ver tabla 4.3). En la última columna se indica el intervalo de porosidad del magma que se puede fragmentar con una magnitud de descompresión igual a la de la presión litostática de acuerdo con la tabla 5.1.

La presión litostática correspondiente a la remoción de 400 m de la parte superior del domo sería suficiente para fragmentar el magma con porosidades mayores a 14% (que corresponde a la porosidad media de las rocas muestreadas), mientras que la remoción de 200 m es insuficiente para fragmentar un magma con porosidades menores a 20% (que corresponder a la porosidad máxima del domo de acuerdo con las rocas muestreadas), pero podría permitir la fragmentación de una porción más porosa del magma asociada a fragmentos de pómez que han sido observados en algunos eventos explosivos del volcán Popocatepetl (Global Volcanism Network Bulletin, 1997; Capra et al., 2004). Sin embargo, la presión de los volátiles no depende solamente de la presión litostática, sino también por un exceso de presión resultante de la cristalización de microlitos y exsolución de volátiles que en cierta medida es disipada por un flujo permeable a través del domo (ver inicio del capítulo). Por lo tanto, la presión litostática que se muestra en la tabla 6.1 corresponde al límite inferior de la presión de la fase gaseosa.

Con estas consideraciones, se puede inferir que la profundidad a la cual puede ocurrir la fragmentación del magma en los eventos explosivos es somera, del orden de algunos centenares de metros (<1 km) de acuerdo con la diferencia de presión requerida para fragmentar el magma y con la profundidad de las señales sísmicas asociadas a los eventos explosivos del volcán Popocatepetl. Estos resultados concuerdan con estimaciones de la profundidad de fragmentación en eventos vulcanianos en el volcán Unzen, Japón (Nakada et al., 1999; Scheu et al., 2006) y de colapso de domo en el volcán Soufrière Hills, Montserrat (Sparks y Young, 2002).

6.2 Presión y energía cinética de los proyectiles balísticos.

Utilizando el modelo balístico que utiliza el coeficiente de arrastre correspondiente a fragmentos volcánicos de Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006), es posible calcular la velocidad de lanzamiento mínima de los fragmentos muestreados en este trabajo necesaria para alcanzar la distancia a la que fueron encontrados. La tabla 6.2 muestra la velocidad calculada para cada uno de los bloques muestreados considerando las propiedades físicas (tamaño y densidad), su localización (altitud y distancia al cráter) y ángulo de lanzamiento óptimo estimado para cada bloque.

Muestra	Diámetro promedio (cm)	Distancia al cráter (m)	Altitud (msnm)	Densidad geométrica (gr/cm ³)	Velocidad (m/s)	Energía cinética (x10 ⁶ J)	Densidad de energía (MJ/kg)
I-1	39.29	2655	4140	2.09	230	1.75	0.03
I-2	35.78	2570	4169	2.23	226	1.37	0.03
I-3	53.67	2555	4172	2.41	175	3	0.02
II-5	30.33	2695	4107	2.33	266	1.2	0.04
II-7	44.72	2568	4152	2.24	200	2.1	0.02
II-8	40.24	2602	4131	2.21	215	1.75	0.02
II-10	40	2435	4200	2.32	196	1.5	0.02
II-12	32.47	2533	4172	2.16	244	1.15	0.03
II-13	42.15	2456	4171	2.6	183	1.7	0.02

Tabla 6.2. Localización, diámetro promedio (geométrico) y densidad geométrica (incluyendo vesículas) de las muestras de proyectiles balísticos utilizados en los experimentos de fragmentación. Se muestra también la velocidad calculada con el modelo balístico descrito en Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados (2006), así como su energía cinética de lanzamiento (E_k) y la densidad de energía cinética (E_k /masa).

Las velocidades calculadas para estas muestras varían entre 175 y 266 m/s, que corresponden a flujos subsónicos (incompresibles). La velocidad y la densidad de energía por unidad de masa son mayores para fragmentos de menores dimensiones debido a que la fuerza de arrastre es inversamente proporcional al diámetro medio y, por lo tanto, disipa más energía.

Para calcular la presión de los gases en el interior de un magma, diversos autores han utilizado la velocidad de lanzamiento de los proyectiles balísticos. La relación más simple corresponde a la ecuación de Bernoulli modificada, en la que la gravedad y la fuerza de fricción se ignoran y se considera que la densidad de la mezcla de magma con volátiles se mantiene constante (Fudali y Melson, 1972; Nairn y Self, 1978; Nakada et al., 1999):

$$P_g - P_a = \frac{1}{2} \rho v^2 \quad (6.1)$$

donde P_g y P_a son la presión del gas y de la atmósfera respectivamente, ρ es la densidad de la mezcla de magma-gases, y v es la velocidad de los proyectiles balísticos. Utilizando esta ecuación y una densidad de la mezcla de magma-gases $\rho = 2300 \text{ kg/m}^3$, se obtienen presiones entre 35 y 81 MPa para las velocidades calculadas para los balísticos muestreados (tabla 6.2). Esta ecuación está sobresimplificada porque considera que la densidad de la mezcla magma-gas se mantiene constante a través del conducto, por lo cual la presión que se obtiene es por mucho mayor a la presión umbral de fragmentación medida en los experimentos (tabla 5.1).

Para relacionar la velocidad de los proyectiles balísticos y la presión de la fase gaseosa de una manera más realista, es necesario utilizar los modelos físicos para explosiones vulcanianas mencionados en la sección 2.2.3. Los modelos más importantes para este tipo de explosiones son el de Fagents y Wilson (1993), el de Turcotte et al. (1990) y el de Woods (1995a). En los tres modelos es posible obtener las velocidades de lanzamiento de los proyectiles balísticos de la tabla 6.2 para diferentes combinaciones de la presión inicial y del contenido de volátiles. De acuerdo a los experimentos de fragmentación, la presión mínima necesaria para fragmentar rocas con porosidades $>14\%$ (porosidad promedio de los balísticos muestreados) es de 9 MPa (tabla 5.1), por lo que se puede utilizar este valor para calcular el contenido de volátiles necesario para alcanzar las velocidades calculadas utilizando los tres modelos. Para valores mayores de presión, se requieren contenidos de volátiles ligeramente menores, aunque los resultados no cambian significativamente en ninguno de los tres modelos.

La figura 6.1 muestra la velocidad de lanzamiento de los proyectiles balísticos en función de la presión de gas para diferentes contenidos en peso de volátiles de acuerdo al modelo de Fagents y Wilson (1993) que supone una expansión adiabática de los gases.

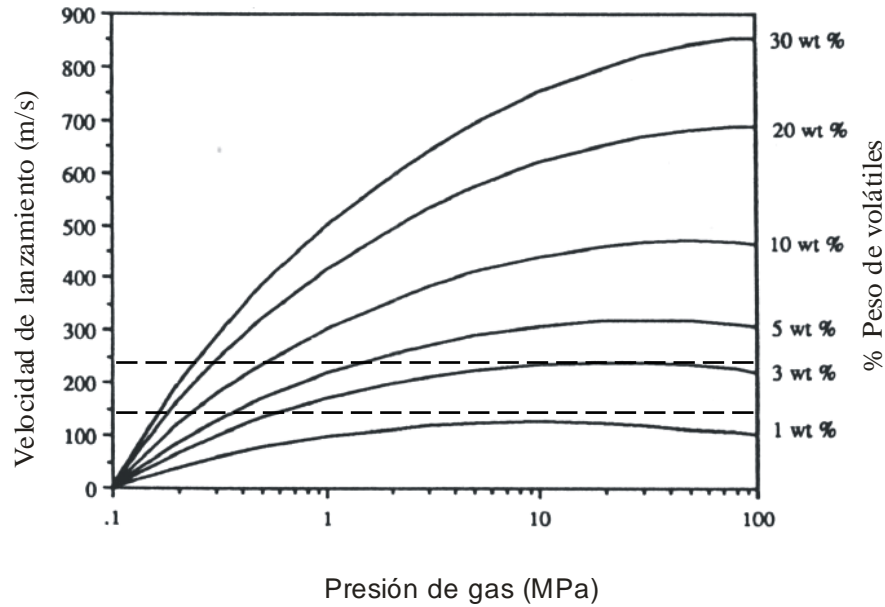


Figura 6.1. Velocidad de lanzamiento en función de la presión del gas de acuerdo al modelo de Fagents y Wilson (1993). Las líneas punteadas delimitan el intervalo de velocidades calculadas para las muestras de la tabla 6.2.

El contenido por peso de volátiles (n) que se requiere para alcanzar la velocidad de lanzamiento de los balísticos (u) de acuerdo al modelo de Turcotte et al. (1990) (el cual supone una expansión isotérmica de los gases) está dado por (ver ecuación 2.16):

$$n = \frac{u^2}{R_v T \ln(P_g / P_a)} \tag{6.2}$$

donde R_v es la constante de gas ($461.67 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ para el agua), T la temperatura, P_g la presión de los volátiles y $P_a = 0.1 \text{ MPa}$ la presión atmosférica..

En el modelo de Woods (1995a) (el cual considera que solamente una fracción f de fragmentos está en equilibrio térmico con los volátiles) la velocidad de lanzamiento de los proyectiles balísticos (u) está relacionada con el contenido de volátiles (n) por (ver ecuaciones 2.19 y 2.21):

$$u = \frac{2\gamma}{\gamma - 1} \sqrt{n R_v T_o} \left[\left(\frac{P_g}{P_a} \right)^{\frac{\gamma-1}{2\gamma}} - 1 \right] \tag{6.3}$$

donde T_o es la temperatura inicial y γ es la razón entre los calores específicos de la mezcla magma-gas dada por (ecuación 2.20):

$$\gamma = 1 + \frac{nR_v}{C_v n + C_m f(1-n)} \quad (6.4)$$

donde $C_m= 1400$ J/kgK es el calor específico del magma y $C_v=1875$ J/kgK el calor específico a volumen constante de los volátiles calculados con el programa CONFLOW (Mastin y Ghiorso, 2000 y referencias ahí citadas) considerando las composiciones de las rocas emitidas por el Popocatepetl (tabla 4.2), $P= 9$ MPa, $T= 1000$ K y un porcentaje en volumen de fenocristales de 30%. Por otro lado, en los experimentos de eficiencia de la fragmentación con presiones más cercanas a la presión umbral de fragmentación (sección 5.2), se encontró que la fracción de fragmentos menores a 1 mm que están en equilibrio térmico con el magma es de $f= 0.1$.

La tabla 6.3 muestra el contenido de volátiles necesario para obtener las velocidades entre 175-266 m/s observadas de los proyectiles balísticos (tabla 6.2) de acuerdo a los modelos de Fagents y Wilson (1993), Turcotte et al. (1990) y Woods (1995a) considerando en este último $f= 0.1$. En todos los casos se consideraron $P_g=9$ MPa, $T = 1000$ K (727°C) y $R_v = 461.67$ Jkg⁻¹K⁻¹ (para agua). La porosidad Φ (fracción en volumen) fue calculada considerando que la densidad del magma sin volátiles es $\rho_s=2640$ kg/m³ (tabla 4.3) y utilizando la siguiente ecuación:

$$\Phi = \frac{n\rho_s}{n\rho_s + \frac{P}{R_v T}} \quad (6.5)$$

Modelo	Fagents y Wilson (1993)	Turcotte et al. (1990)	Woods (1995a) con $f= 0.1$
n (wt%)	2-4 %	0.33 - 0.75%	0.34 % a 0.8%
Φ (vol %)	73% - 84%	31% - 50%	32% - 52%

Tabla 6.3. Contenido en peso de volátiles (n) y porosidad (Φ) necesaria para obtener las velocidades observadas de los proyectiles balísticos (tabla 6.2) de acuerdo a los tres diferentes modelos. Para calcular las porosidades se considera que todos los volátiles corresponden solamente a los gases exsolutos. En todos los casos se consideraron $\rho_s= 2640$ kg/m³, $T = 1000$ K (727°C), $P_g = 9$ MPa y $R_v = 461.67$ Jkg⁻¹K⁻¹ (agua).

El modelo de Turcotte et al. (1990) requiere de una menor cantidad de volátiles para alcanzar las velocidades calculadas para las muestras analizadas debido a que supone una expansión isotérmica, lo cual implica que el magma le proporciona constantemente energía térmica a los volátiles para que mantengan su temperatura constante. De manera diferente, en el modelo de Woods (1995a) solamente una fracción $f=0.1$ del magma contribuye con la energía térmica a la expansión de los gases, mientras que Fagents y Wilson (1993) consideran una expansión adiabática y por lo tanto toda la energía térmica disponible en este modelo proviene únicamente de los volátiles, por lo cual se requiere una mayor proporción de éstos para obtener las velocidades calculadas.

La pequeña cantidad de volátiles ($n \leq 0.8$ %) que requieren los modelos de Turcotte et al. (1990) y Woods (1995a) para emitir los proyectiles balísticos a las distancias observadas y la gran cantidad de volátiles emitidos por el volcán Popocatepetl (Delgado-Granados et al., 2001, Atlas et al., 2005) implicarían que las explosiones que emitieron estos balísticos podrían ser relativamente comunes, y que incluso pudiera haber una mayor cantidad de eventos explosivos que emitieran balísticos a distancias mayores a las observadas. Por otro lado, el modelo adiabático de Fagents y Wilson (1993) requiere una cantidad por peso de volátiles entre 2% y 4% que coincide con el contenido de agua (1 ± 0.1 a 3 ± 0.5 wt %) observado en inclusiones fluidas en fenocristales del volcán Popocatepetl (Atlas et al., 2005). Por lo tanto, el modelo adiabático podría ser el más indicado para relacionar la presión de la fase gaseosa con la velocidad de los proyectiles balísticos en los eventos explosivos del volcán Popocatepetl.

Una incertidumbre del análisis presentado en esta sección se debe a que los tres modelos consideran que todos los fragmentos se mueven a la misma velocidad que el gas aunque en realidad la velocidad de los clastos más grandes podría ser significativamente menor. Además, ninguno de estos modelos considera la gravedad y la fricción con el conducto. Estos factores implican que la cantidad de volátiles para alcanzar las velocidades calculadas tendría que ser mayor a la que se presenta en la tabla 6.3.

Por otro lado, el modelo balístico utilizado para calcular la velocidad de lanzamiento de los proyectiles (Alatorre-Ibargüengoitia y Delgado-Granados, 2006) considera que éstos son

lanzados en una atmósfera en reposo; sin embargo, durante el inicio de la explosión la expansión de los gases podría reducir la fuerza de arrastre (Fagents y Wilson, 1993), lo cual implica que las velocidades de lanzamiento necesarias para emitir los proyectiles balísticos a las distancias observadas podrían ser menores a las calculadas. Además, la presión de los volátiles podría ser significativamente mayor a la presión umbral de fragmentación utilizada (en este caso 9 MPa). En ambos casos, los valores de n necesarios para obtener las velocidades de lanzamiento de los balísticos analizados serían menores a los que se presentan en la tabla 6.3.

Por lo tanto, algunas incertidumbres podrían aumentar la cantidad de los volátiles necesarios para lanzar los proyectiles balísticos a las distancias observadas, pero también hay incertidumbres que podrían reducir esta cantidad.

6.3 Energía asociada a las explosiones del volcán Popocatépetl.

Debido a que no se tienen datos sobre parámetros fundamentales como la cantidad de material emitido o la temperatura del domo, y a que en general los estudios realizados para distintas manifestaciones energéticas de la actividad explosiva del volcán Popocatépetl corresponden a fechas distintas, no es posible calcular la partición de energía asociada a los eventos explosivos del volcán Popocatépetl. Sin embargo, con base al análisis presentado en este estudio se pueden hacer algunas consideraciones.

La tabla 6.4 muestra la recopilación de las distintas energías asociadas a diferentes eventos explosivos del volcán Popocatépetl. La energía térmica total se calculó utilizando las ecuaciones (3.9) y (3.11) y la energía térmica asociada solamente a los volátiles y a la fracción del magma (en este caso $f=0.1$) que está en equilibrio térmico con ellos se calculó utilizando la ecuación (3.12). El trabajo realizado por la expansión de los gases se calculó utilizando las ecuaciones (3.13), (2.18) y (2.20) considerando $P_g = 9$ MPa que es la presión mínima necesaria para fragmentar rocas con porosidades $>14\%$ (ver tabla 5.1). En los tres casos se consideró $n= 0.3 \%$ y $n= 4 \%$ de acuerdo a la cantidad de volátiles requeridos para alcanzar las velocidades calculadas para las muestras observadas (ver sección anterior) y $\Delta T \approx 710$ K. La energía cinética corresponde a las velocidades calculadas para los proyectiles balísticos analizados en la tabla 6.2, la cual

coincide con el trabajo realizado por la expansión de los gases. Para calcular la energía total a partir de la energía por unidad de masa se consideraron masas totales emitidas entre 10^8 kg y 10^9 kg correspondientes a 4×10^4 m³ y 4×10^5 m³ respectivamente correspondientes a valores indicados por Global Volcanism Network Bulletin (2000, 2001 y 2003) para diferentes eventos explosivos del volcán Popocatepetl.

Por otro lado, la energía térmica asociada a las ondas atmosféricas corresponde a los datos de Raga et al. (2002) para siete explosiones ocurridas entre septiembre y diciembre de 1998 (ver sección 3.3.2) y la energía asociada a las fuerzas sísmicas fue calculada utilizando los datos de Cruz-Atienza et al. (2001) para 10 explosiones volcánicas entre abril de 1997 y diciembre de 1998 utilizando la ecuación (3.8), (ver tabla 3.5).

Es importante recalcar que las magnitudes de las distintas energías no son directamente comparables entre sí porque no corresponden a los mismos eventos. Además, una incertidumbre importante de los datos que se presentan en la tabla 6.4 es que no se conocen con precisión la cantidad de material emitido y su temperatura en los distintos eventos.

Tipo de energía	Térmica total	Volátiles + fracción <i>f</i> de magma	Trabajo de expansión	Energía cinética	Ondas atmosféricas	Fuerzas sísmicas
Fuente	Ec. (6.12) a (6.14)	Ec. (6.15)	Ec. (6.16)	Tabla 6.2	Raga et al. (2002)	Cruz-Atienza et al. (2001), tabla 3.5
Energía/masa MJ/kg	1.0	0.11	0.02-0.04	0.02-0.04		
Energía	1×10^{14} J a 1×10^{15} J	1×10^{13} J a 1×10^{14} J	2×10^{12} J a 4×10^{13} J	2×10^{12} J a 4×10^{13} J	2×10^{13} J a 1×10^{15} J	1×10^{12} J a 4×10^{13} J

Tabla 6.4. Recopilación de la magnitud de distintas energías. Los datos no son directamente comparables ya que corresponden a distintas fechas y hay distintas incertidumbres asociadas al cálculo de cada uno de ellos. Los parámetros utilizados en cada cálculo se mencionan en el texto.

Capítulo 7

Conclusiones

1. Los resultados de los experimentos por descompresión rápida a alta temperatura ($T=850^{\circ}\text{C}$) de las muestras del volcán Popocatepetl indican que la presión umbral de fragmentación (definida como la diferencia de presión mínima requerida para fragmentar por completo una muestra) disminuye con la porosidad abierta de la muestra y siguen un patrón similar al obtenido para muestras de otros volcanes con diferentes composiciones y orígenes, lo que confirma que otros factores como la composición y cristalinidad tienen un efecto secundario. Una posible implicación de estos resultados es que si existe un flujo permeable de gas a través del edificio volcánico, la presión de poro podría disminuir la resistencia de las rocas del edificio, lo que aumentaría la probabilidad de un colapso del mismo.
2. La presión umbral de fragmentación de las muestras más densas (porosidad $< 10\%$) es menor que la medida para muestras de otros volcanes debido posiblemente a una mayor presencia de fracturas en las muestras del volcán Popocatepetl que en muestras de otros volcanes, lo cual coincide con el hecho de que el área superficial específica de las muestras del volcán Popocatepetl es menor al área superficial específica de muestras del volcán Unzan (Japón).
3. El mejor ajuste de la relación entre la porosidad y la presión umbral de fragmentación de los datos obtenidos experimentalmente corresponde al modelo de Alidibirov (1994) que considera la distribución de esfuerzos alrededor de burbujas esféricas presurizadas suponiendo que el espesor de la pared es mucho menor al radio de las burbujas, lo que no se cumple en el caso de las muestras densas, por lo que este ajuste debe ser considerado con cautela. Para muestras densas (porosidad $< 10\%$), la fragmentación podría estar controlada por la capacidad de las fracturas de propagarse a través de las rocas, mientras que en el magma poroso la fragmentación está controlada por la generación de fracturas de acuerdo al criterio de Zhang (1999).

-
4. Los fragmentos producidos experimentalmente tienen morfologías angulosas y sugieren que la fragmentación ocurrió de manera quebradiza a pesar de la elevada temperatura de los experimentos ($T=850^{\circ}\text{C}$) debido a la alta tasa de descompresión (~ 10 GPa/s). Además, los fragmentos vítreos producidos experimentalmente tienen morfologías similares a los fragmentos vítreos de ceniza producidos por el volcán Popocatepetl durante distintos eventos explosivos, por lo que se estableció que los experimentos de fragmentación por descompresión rápida realizados tienen algunas similitudes con los procesos de fragmentación que ocurren durante los eventos explosivos del volcán Popocatepetl.

 5. La granulometría de los fragmentos resultantes de los experimentos en general corresponde a la distribución de Rosin-Rammler en mayor medida que la distribución normal. Esta distribución está asociada a procesos primarios de fragmentación cuando no hay una clasificación por transporte. Al analizar la eficiencia de la fragmentación a partir del diámetro medio, el porcentaje de la generación de ceniza y el incremento de área superficial de los piroclastos resultantes como función de la densidad de energía potencial de fragmentación (DEPF), se encontró que las muestras con porosidad de 14% y las de 20% tienen comportamientos muy distintos. En el primer caso, la eficiencia de la fragmentación aumenta notablemente con la DEPF, mientras que en el segundo caso los parámetros asociados a la eficiencia aumentan muy poco con la DEPF. Una posible causa de este hecho es que la permeabilidad de las muestras con 20% es significativamente mayor a las de 14% y el exceso de presión se disipa por un flujo permeable.

 6. El número de fragmentos mayores a un cierto tamaño sigue una distribución fractal (potencial). En el caso de las muestras con porosidad de 20%, la dimensión fractal aumenta linealmente con la DEPF en forma similar a muestras del volcán Unzen con distintas porosidades. De manera diferente, en el caso de las muestras con porosidad de 14% la dimensión fractal disminuye en forma lineal con la DEPF. Esto puede deberse a un mecanismo no fractal que fragmenta con mayor eficiencia las partículas más grandes que un cierto tamaño, el cual depende de la DEPF, aunque el origen de este mecanismo no es claro.

-
7. Los experimentos muestran que la descompresión repentina del orden de algunos MPa es suficiente para fragmentar el magma con porosidad mayor a 14% (que es la porosidad promedio observada de las muestras), lo cual puede ocurrir a profundidades de pocos cientos de metros. Estimaciones de la profundidad de los sismos asociados a las explosiones del volcán Popocatepetl confirman que las profundidades a las cuales puede iniciar la fragmentación son someras (< 1 km).
 8. Con base en la presión umbral de fragmentación medida en los experimentos, se pueden utilizar modelos para explosiones vulcanianas para calcular la cantidad de volátiles necesaria para emitir los proyectiles balísticos a las velocidades calculadas. El modelo de una expansión adiabática de Fagents y Wilson (1993) es el más adecuado porque requiere contenido de volátiles entre 2 y 4 wt % que corresponde a la cantidad de agua observada en inclusiones fluidas (Atlas et al., 2005). El modelo isotérmico de Turcotte et al. (1990) y el de Woods (1995a) requieren contenidos de volátiles menores a 0.8%, lo que implicaría que la emisión de proyectiles balísticos a las distancias observadas (2.6 km) ocurriera con mayor frecuencia a la observada dada la gran cantidad de volátiles emitidos por el volcán Popocatepetl (Delgado-Granados et al., 2001, Atlas et al., 2005).
 9. El trabajo realizado por la expansión de los gases y la fracción de magma que podría estar en equilibrio térmico con ellos es similar a la energía cinética de lanzamiento de los proyectiles balísticos para los eventos explosivos del volcán Popocatepetl y corresponde entre el 2% y el 4% de la energía térmica del magma (sin considerar el potencial químico) y entre el 20% y el 40% de la energía térmica de los volátiles y la fracción de magma en equilibrio térmico con ellos. También se presentaron los cálculos de la energía asociada a las ondas atmosféricas y a las fuerzas de los sismos asociados a las explosiones volcánicas; sin embargo, los datos no son directamente comparables entre sí porque corresponden a eventos distintos, además de que no se tienen datos precisos sobre la masa de material emitido y su temperatura.
 10. Los resultados experimentales presentados en este trabajo pueden utilizarse para estimar algunos parámetros de entrada (como la presión inicial y la granulometría producida durante la explosión) para un modelo de las explosiones del volcán Popocatepetl que permita

describir en forma adecuada su dinámica y eventualmente podrían ser utilizados para estimar las condiciones que puedan disparar un evento explosivo en el volcán Popocatépetl. Los resultados de este modelo deberán ser cotejados con datos observables asociados a distintas manifestaciones de las explosiones como las mencionadas en este trabajo.

Futuras líneas de trabajo

1. Hacer un estudio estadístico de la porosidad y densidad de los productos emitidos por el volcán Popocatépetl durante un determinado evento explosivo para conocer la distribución de la porosidad (y densidad) en el interior del domo y en las partes superiores del conducto, y determinar con mayor precisión la cantidad de volátiles involucrados.
2. Realizar experimentos de fragmentación con muestras con un rango más amplio de porosidades de acuerdo al estudio estadístico, en particular incluir fragmentos de pómez.
3. Realizar experimentos de eficiencia de fragmentación con muestras con otras porosidades y a diferentes presiones considerando los diferentes parámetros utilizados en el presente estudio para tener una visión más amplia de los principales factores que la determinan.
4. Realizar experimentos de compresión para establecer si hay una relación directa con los experimentos de fragmentación por descompresión.
5. Hacer un estudio para relacionar la información de señales sísmicas de periodo muy largo (VLP) asociada a las explosiones del volcán Popocatépetl con los datos de presión obtenidos en los experimentos que permita estimar la cantidad de descompresión necesaria para iniciar la fragmentación del magma y producir una explosión volcánica.
6. Medir la permeabilidad de las rocas emitidas por el volcán Popocatépetl en función de la porosidad y analizar la influencia que pueden tener en los procesos de fragmentación, en particular en la eficiencia de la fragmentación.
7. Con base en la información recabada en los puntos anteriores, tratar de establecer un modelo de explosiones vulcanianas que sea aplicable al volcán Popocatépetl.

Apéndice

Ecuaciones de movimiento para un fluido homogéneo

Las ecuaciones de conservación que definen el movimiento de un fluido homogéneo con densidad ρ en un flujo con régimen no estacionario son las siguientes (White, 1994):

Ecuación de continuidad (o de conservación de masa)

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \nabla \cdot \bar{u} = 0 \quad (\text{A.1})$$

Ecuación de conservación de momento

$$\rho \frac{D\bar{u}}{Dt} = -\nabla P + \rho \bar{g} + \mu \nabla^2 \bar{u} + \left(\zeta + \frac{1}{3} \mu \right) \nabla (\nabla \cdot \bar{u}) \quad (\text{A.2})$$

Ecuación de conservación de energía térmica

$$\rho \frac{De}{Dt} = -\nabla \cdot \bar{q} - P(\nabla \cdot \bar{u}) + E_{fr} \quad (\text{A.3})$$

donde \bar{u} es la velocidad de movimiento del fluido, t el tiempo, P la presión, \bar{g} la aceleración debida a la gravedad, μ es la viscosidad dinámica del fluido, ζ es el segundo coeficiente de viscosidad (en la ecuación (A.2) $\mu > 0$ y $\zeta > 0$ se consideran constantes), $e = \int C_v dT$ es la energía interna por unidad de masa, C_v el calor específico a volumen constante, T la temperatura, \bar{q} es el flujo de calor que de acuerdo con la ley de Fourier está dado por $\bar{q} = -k \nabla T$ con k la conductividad térmica y E_{fr} el flujo de energía por unidad de volumen que se disipa debido a la viscosidad del fluido.

Para el caso en que la duración de un evento explosivo es mucho mayor que el tiempo que se requiere para que una porción del magma pase a través del conducto, se puede considerar que el régimen es estacionario. Bajo estas condiciones todas las derivadas temporales de las ecuaciones (A.1), (A.2) y (A.3) se anulan.

En el caso de un flujo unidimensional (en la dirección z), las ecuaciones de continuidad (A.1) y conservación de momento (A.2) pueden ser expresadas de la siguiente manera:

Ecuación de continuidad

$$\frac{d(\rho u)}{dz} = 0 \quad (\text{A.4})$$

Ecuación de conservación de momento

$$u \frac{du}{dz} = -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dz} - g + \mu \nabla^2 u + \left(\zeta + \frac{1}{3} \mu \right) \frac{d^2 u}{dz^2} \quad (\text{A.5})$$

Integrando la ecuación de conservación de momento desde un punto inicial (representado por el subíndice i) hasta un punto final (indicado por subíndice f) se obtiene:

$$\int_{P_i}^{P_f} \frac{dP}{\rho} = \frac{1}{2} (u_f^2 - u_i^2) + g(z_f - z_i) + \phi \quad (\text{A.6})$$

donde ϕ es la energía mecánica por unidad de masa disipada debido a la fricción viscosa. Para flujos subsónicos, ϕ puede calcularse con la siguiente fórmula (Wilson et al., 1980):

$$\phi = \int_{z_i}^{z_f} \left(\frac{f_o u^2}{4r} dz \right) \quad (\text{A.7})$$

donde f_o es un parámetro que depende del número de Reynolds, la geometría del ducto y la rugosidad de las paredes, y r es el radio del conducto. Si en la ecuación (A.6) se desprecia el término de fricción, ésta se reduce a la ecuación de Bernoulli.

En el caso de flujos que pueden considerarse como isotérmicos ($T = \text{cte}$), la ecuación de conservación de energía (A.3) establece que debe haber un flujo de calor \bar{q} hacia el sistema que compense el trabajo asociado a la expansión (o compresión) del fluido y a la energía que se disipa por los efectos viscosos. En este caso, la dinámica puede obtenerse solamente de las ecuaciones de continuidad y de conservación de momento por lo que no es necesario resolver la ecuación de la energía térmica. Sin embargo, la ecuación de energía es importante para los modelos en que se considera un flujo adiabático (es decir, en los que no hay transferencia de calor) en cuyo caso $\nabla \cdot \bar{q} = 0$. Si además se desprecian los términos viscosos E_{fr} , la ecuación de energía (A.3) para el caso estacionario se reduce a:

$$\rho u \frac{de}{dz} = -P \left(\frac{du}{dz} \right) \quad (\text{A.8})$$

Referencias

- Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., 2003. *Física de proyectiles balísticos volcánicos y delimitación de zonas de peligro por su impacto*. Tesis de licenciatura en física, Facultad de Ciencias, UNAM, Mexico, 125 p.
- Alatorre I., M. A., Delgado G., H. y Abimelec F., I., 2001. *Mapa de Peligros por Caída de Productos Balísticos del Volcán Popocatepetl*. Publicación conjunta del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. y del Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Alatorre-Ibargüengoitia, Miguel A. and Delgado-Granados Hugo, 2006. *Experimental determination of drag coefficient for volcanic materials: calibration and application of a model to Popocatepetl volcano (Mexico) ballistic projectiles*. Geophys. Res. Lett. 33, L11302.
- Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Delgado-Granados, H., y Farraz-Montes, I.A., 2006. *Hazard zoning for ballistic impact during volcanic explosions at Volcán de Fuego de Colima (Mexico)*. Geol. Soc. Am., Special Paper 402, 26-39.
- Alidibirov, M., 1994. *A model for viscous magma fragmentation during volcanic blast*. Bull. Volcanol., 56, 459-465.
- Alidibirov, M., y Dingwell, D.B., 1996a. *An experimental facility for the investigation of magma fragmentation by rapid decompression*. Bull. Volcanol., 58 (5): 411-416.
- Alidibirov, M., y Dingwell, D.B., 1996b. *Magma fragmentation by rapid decompression*. Nature, 380 (6570): 146-148.
- Alidibirov, M., y Dingwell, D.B., 2000. *Three fragmentation mechanism for highly viscous magma under rapid decompression*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 100, 413-421.
- Atlas, Z., Dixon, J.E., Sen, G., Finny, M. y Martin-Del Pozzo, A.L., 2005. *Melt inclusions from Volcán Popocatepetl and Volcán de Colima, Mexico: Melt evolution due to vapor-saturated crystallization during ascent*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 153: 221-240.
- Bennett, F.D., 1974. *On volcanic ash formation*. Am. J. Sci., 274: 648-661.
- Blackburn, E.A., Wilson, L. & Sparks R.S.J., 1976. *Mechanism and Dynamics of Strombolian Activity*. Jour. Geol. Soc. Lond., 132: 429-440.
- Blong, R.J., 1984. *Volcanic hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions*. Academic Press, Orlando, Florida, 424 p.

-
- Boudal, C. y Robin, C., 1988. *Volcán Popocatépetl: Recent eruptive history and potential hazards and risks in future eruptions*. En: Latter, J.H. (editor) *Volcanic Hazards, Vol I*. Berlin: Springer: 110-128.
- Bower, S.M. y Woods, A.W., 1996. *On the dispersal of clasts from volcanic craters during small explosive eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 73:19-32.
- Brunauer, S., Emmett, P.H., Teller, E., 1938. *Adsorption of gases in multimolecular layer*. Journal of American Chemical Society, 60: 309-319.
- Buresti, G. y Casarosa, C., 1989. *One-dimensional adiabatic flow of equilibrium gas-particle mixtures in long vertical ducts with friction*. J. Fluid Mech., 203: 251-272.
- Capra, L., Poblete, M.A. y Alvarado, R., 2004. *The 1997 and 2001 lahars of Popocatépetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 131: 351-369.
- Carey, S.N. y Sparks, R.S.J., 1986. *Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns*. Bull. Volcanol., 48: 109-125.
- Carey S. y Sigurdsson H., 1989. *The intensity of plinian eruptions*. Bull. Volcanol., 51: 28-40.
- Cashman, K.V., Sturtevant, B., Papale, P. y Navon, O., 2000. Magmatic fragmentation. En Sigurdsson H. (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, Estados Unidos, 1417 p.
- Chouet, B., Hamitsevicz, N. & Mc Getchin T.R., 1974. *Photoballistics of Volcanic Jet Activity at Stromboli, Italy*. Jour. Geophys. Res., 79: 4961-4976.
- Chouet, B., Dawson, P. y Arciniega-Ceballos, A., 2005. *Source mechanism of Vulcanian degassing at Popocatépetl Volcano, Mexico, determined from waveform inversions of very long period signals*. J. Geophys. Res., 110, (B7).
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R. y Sbrana, A., 2000. *Plinian and subplinian eruptions*. En Sigurdsson H. (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, Estados Unidos, 1417 p.
- Colgate, S.A. y Sigurgeirsson, T., 1973. *Dynamic mixing of water and lava*. Nature, 244: 552-555.
- Cruz-Atienza, V. M., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Shapiro, N. M., Valdés, C. e Iglesias, A., 2001. *Size of Popocatepetl volcano explosions (1997-2001) from waveform inversions*. Geophys. Res. Lett., 28, (21): 4027-4030.
- De la Cruz-Reyna, S., 1991. *Poisson-distributed patterns of explosive eruptive activity*. Bull. Volcanol., 54: 57-67.

-
- De la Cruz-Reyna, S. y Carrasco-Núñez, 2002. *Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 113: 307-318.
- De la Cruz-Reyna, S., Quezada, J.L., Peña, C., Zepeda, O. y Sánchez, T., 1995. *Historia de la actividad reciente del Popocatepetl (1354-1995)*. En: *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis del 1994-1995*. Publicación especial CENAPRED y UNAM, México D.F., México:3-22.
- De la Cruz-Reyna, S. y Tilling, R.I., 2007. *Scientific and public responses to the ongoing volcanic crisis at Popocatepetl Volcano, Mexico: Importance of an effective hazards-warning system*. J. Volcanol. Geotherm. Res. En prensa.
- Delgado-Granados, H., Cárdenas-González, L., y Piedad-Sánchez, N., 2001. Sulfur dioxide emissions from Popocatepetl volcano (Mexico): case study of a high-emission rate, passively degassing erupting volcano, J. Volcanol. Geotherm. Res., 108, 107-120.
- Delgado Granados H., M. Navarro Collado, I. Abimelec Farraz Montes y M. A. Alatorre Ibarquengoitia, 2003. *Volcán Masaya: Mapa de Amenaza Volcánica I. Projectiles Balísticos*. INETER.
- Delgado G., H., Navarro C., M., Abimelec F., I. y Alatorre I., M., 2002. *Mapa de peligros del Volcán Concepción I*. Instituto de Geofísica, UNAM, Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET), México.
- Delmelle, P., Villiérás, F. y Pelletier, M., 2005. *Surface area, porosity and water adsorption properties of fine ash particles*. Bull. Volcanol., 67: 160-169.
- Diller, K., Clarke, A.B., Voight, B. y Neri, A., 2006. *Mechanism of conduit plug formation: Implications for vulcanian explosions*. Geophys. Res. Lett., 33, L20302.
- Dingwell, D.B., 1996. *Volcanic dilemma: flow or blow?* Science, 273: 1054-1055.
- Dingwell, D.B., 1998. *Recent experimental progress in the physical description of silicic magma relevant to explosive volcanism*. En Freundt, A. y Rosi, M. (Editores). *From magma to tephra*. Elsevier, Holanda: 1-23.
- Dingwell, D.B. y Webb, S.L., 1989. *Structural relaxation in silicate melts and non-Newtonian melt rheology in geological processes*. Phys. Chem. Miner., 16:508-516.

-
- Dobran, F., 1992. *Nonequilibrium flow in volcanic conduits and application to the eruptions of Mt. St Helens on May 18, 1980, and Vesuvius in AD 79*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 49: 285-311.
- Escobar, C., Ferres, D., Pullinger, C., Delgado G., H. M., Abimelec F., I., Alatorre I., M., Hurst, A.W., 2004. *Mapa de Escenarios de Amenaza Volcánica Volcán San Miguel o Chaparrastique*. Instituto de Geofísica, UNAM, Servicio Nacional de Estudios Territoriales (El Salvador).
- Fagents, S.A. y Wilson, L., 1993. *Explosive volcanic eruptions- VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions*. Geophys. J. Int. 113: 359-370.
- Fudali, R.F. y Melson, W.G., 1972. *Ejecta velocities, Magma Chamber Pressure and Kinetic Energy Associated with the 1968 Eruption of Arenal Volcano*. Bull. Volcanol., 35: 383-401.
- Francis, P., 1995. *Volcanoes: A planetary perspective*. Clarendon Press, Hong Kong, 443 p.
- Francis, P. y Oppenheimer, C., 2004. *Volcanoes*. Oxford University Press, Estados Unidos, 527 p.
- Gardner, J.E., Thomas, R.M.E., Jaupart, C., Tait, S., 1994. *Fragmentation of magma during plinian volcanic eruptions*. Bull. Volcanol. 58: 144-162.
- Giordano, D., Nichols, A.R.L. y Dingwell, D.B., 2005. *Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 142: 105-118.
- Global Volcanism Network Bulletin, 1996a. *Continued ash emissions; new lava dome and lava flows in summit crater*. 21, 3.
- Global Volcanism Network Bulletin, 1996b. *Explosion on 30 April kills five climbers near the crater rim*. 21, 4.
- Global Volcanism Network Bulletin, 1997. *Largest ash emission of the 1994-1997 eruption on 30 June*. 22, 7.
- Global Volcanism Network Bulletin, 2000. *December set records in tremor, dome extrusion rates, SO₂ flux, and tilt*. 25, 12.
- Global Volcanism Network Bulletin, 2001. *Steam-and-ash emissions, periods of dome growth during 2001*. 26, 8.
- Global Volcanism Network Bulletin, 2003. *Cycles of dome growth and destruction; continuing activity*. 28, 2.
- Gregg, S.J., y Sing, K.S.W., 1982. *Adsorption, Surface Area and Porosity*. Academic Press, 303 p.

-
- Griffith, A.A., 1921. *The phenomena of rupture and flow in solids*. Trans. Phys. Soc. Lond. Ser. A, 22: 163-198.
- Hartmann, W.K., 1969. *Terrestrial, lunar and interplanetary rock fragmentation*. Icarus, 10: 201-213.
- Hess, K. y Dingwell, D.B., 1996. *Viscosities of hydrous leucogranitic melts: a non-Arrhenian model*. Am. Mineral., 81: 1297-1300.
- Hoerner, 1965. *Fluid Dynamic Drag*. Hoerner, Midland Park, N.J, 460 p.
- Houghton, B.F. y Wilson, C.J.N, 1989. *A vesicularity index for pyroclastic deposits*. Bull. Volcanol., 51: 451-462.
- Ichihara, M., Rittel, D. y Sturtevant, B., 2002. *Fragmentation of a porous viscoelastic materials: implication to magma fragmentation*. J. Geophys. Res., 107, No B10, 2229.
- Julio-Miranda, P., 2006. *Estudio de la interacción vulcanismo-glaciación en el volcán Popocatepetl (1994-2002)*. Tesis doctoral, Instituto de Geofísica, UNAM, México, 125 p.
- Kaminski, E. y Jaupart, C., 1998. *The size distribution of pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions*. J. Geophys. Res., 103 (B12): 29,759-29,779.
- Kanamori, H. y Given, J.W., 1983. *Lamb pulse in nature*. Geophys. Res. Lett. 10, 373-376.
- Kilburn, C.R.J., 2000. *Lava flows and flow fields*. En Sigurdsson H. (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, Estados Unidos, 1417 p.
- Kittleman, L., 1964. *Application of Rosin's distribution in size-frequency analysis of clastic rocks*. J. Sediment. Petrol., 34, no 3: 483-502.
- Koyaguchi, T., Scheu, B., Mitani, N.K., Melnik, O., 2006. *Theoretical and experimental constraints for fragmentation criterion of highly viscous bubbly magmas*. Eos Trans. AGU, 87 (52), Fall Meet. Suppl., Abstract V32C-06.
- Korvin, G., 1992. *Fractal models in the earth sciences*. Elsevier, Amsterdam, 396 p.
- Krumbein, W.C. y Sloss, L.L., 1951. *Stratigraphy and Sedimentation*. W. H. Freeman and Company. London, 497 p.
- Kueppers, U., Scheu, B., Spieler, O. y Dingwell, D.B., 2006a. *Fragmentation efficiency of explosive volcanic eruptions: A study of experimentally generated pyroclasts*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 153: 125-135.
- Kueppers, U., Perugini, D. y Dingwell, D.B., 2006b. *"Explosive Energy" during volcanic eruptions from fractal analysis of pyroclasts*. Earth Planet. Sci. Lett. 248: 800-807.

-
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. *A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram*. Jour. Petrol., 27: 745-750.
- Landau, L.D. y Lifshitz, E.M., 1979. *Fluid Mechanics*. Pergamon Press, Gran Brataña, 537 p.
- Landau, L.D. y Lifshitz, E.M., 1986. *Theory of elasticity*. Butterworth-Heinemann, Gran Brataña, 187 p.
- Macías, J.L. y Siebe, C., 2005. *Popocatépetl's crater filled to the brim: significance for hazard evaluation*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 141:327-330.
- MacKenzie, J.K., 1950. *The elastic constants of a solid containing spherical holes*. Proc. Phys. Soc. Lond., B 63: 1-11.
- Mader, H.M, Zhang, Y., Phillips, J.C., Sparks, R.S.J., Sturtevant, B. y Stolper, E., 1994. *Experimental simulations of explosive degassing of magma*. Nature, 372: 85-88.
- Mader, H.M., Manga, M., Koyaguchi, T., 2004. *The role of laboratory experiments in vulcanology*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 129: 1-5.
- Martín del Pozzo, A.L., Cifuentes, G., Cabral-Cano, E., Bonifaz, R., Correa, F. y Mendiola, I.F., 2003. *Timing magma ascent at Popocatépetl Volcano, Mexico, 2000-2001*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 125: 107-120.
- Mastin, L.G., 1995. *Thermodynamics of gas and steam-blast eruptions*. Bull. Volcanol., 57: 85-98.
- Mastin, L.G., 2001. *A simple Calculator of Ballistic Trajectories for Blocks Ejected During Volcanic Eruptions*. U.S. Geological Survey Open-file Report 01-45, 16 p.
- Mastin, L.G., y Ghiorso, M.S., 2000. *A numerical program for steady-state flow of magma-gas mixtures through vertical eruptive conduits*. U.S. Geological Survey Open-file Report, 00-209.
- Mc Birney, A.R. y Murase, T., 1970. *Factors governing the formation of pyroclastic rocks*. Bull. Volcanol, 34: 372-384.
- Melnik, O., 2000. *Dynamics of two-phase conduit flow of high viscosity gas-saturated magma: large variations of sustained explosive eruption intensity*. Bull. Volcanol, 62 (3): 153-170.
- Melnik, O. y Sparks, R.S.J., 1999. *Nonlinear dynamics of lava dome extrusion*. Nature, 402 (6757): 37-41.
- Melnik, O. y Sparks, R.S.J., 2002. *Modelling of conduit flow dynamics during explosive activity at Soufrière Hills volcano, Monsterrat*. En Druitt, T.H. y Kokelaar, B.P. (Editores), *The*

-
- eruption of Soufrière Hills Volcano, Monsterrat, from 1995-1999*. Geological Society, London: 307-317.
- Morrissey, M., y Mastin, L., 2000. *Vulcanian eruptions*. En Sigurdsson H. (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, Estados Unidos, 1417 p.
- Morrissey, M., Zimanowski, B., Wohletz, K., y Buettner, R., 2000. *Phreatomagmatic fragmentation*. En Sigurdsson H. (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, Estados Unidos, 1417 p.
- Mourtada-Bonnefoi, C.C. y Mader, H.M., 2004. *Experimental observations of the effect of crystals and pre-existing bubbles on the dynamics and fragmentation of vesiculating flows*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 129: 83-97.
- Mueller, S., Melnik, O., Spieler, O., Scheu, B. y Dingwell, D.B., 2004. *Permeability and degassing of porous volcanic rocks undergoing rapid decompression: an experimental determination*. Eos Trans. AGU, 85 (Fall Meet. Suppl.), V43D-1444.
- Mueller, S., Melnik, O., Spieler, O., Scheu, B. y Dingwell, D.B., 2005. *Permeability and degassing of dome lavas undergoing rapid decompression: an experimental determination*. Bull. Volcanol., 67: 526-538.
- Nairn, I.A. y Self, S., 1978. *Explosive Eruptions and Pyroclastic Avalanches From Ngauruhoe in February 1975*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 3: 39-60.
- Nakada, S., Shimizu, H., Ohta, K., 1999. *Overview of the 1990-1995 eruption at Unzen Volcano*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 89: 1-22.
- Neri, A., Papale, P. y Macedonio, G., 1998. *The role of magma composition and water content in explosive eruptions: 2. Pyroclastic dispersion dynamics*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 87: 95-115.
- Newhall, C.G. y Self, S., 1982. *The volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism*. J. Geophys. Res., 87 (C2): 1231-1238.
- Papale, P. *Volcanic conduit dynamics*. En Freundt, A. y Rosi, M. (Editores), 1998. *From magma to tephra*. Elsevier, Holanda: 55-89.
- Papale, P., 1999. *Strain-induced magma fragmentation in explosive eruptions*. Nature, 397: 425-428.
- Papale, P. y Dobran, F., 1993. *Modeling of the ascent of magma during the plinian eruption of Vesubios in AD 79*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 58: 101-132.

-
- Papale, P. y Dobran, F., 1994. *Magma flow along the volcanic conduit during the Plinian and pyroclastic flow phases of the May 18, 1980, Mount St. Helens eruption*. J. Geophys. Res. 99: 4355-4373.
- Papale, P., Neri, A. y Macedonio, G., 1998. *The role of magma composition and water content in explosive eruptions. 1. Conduit ascent dynamics*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 87: 75-93.
- Phillips, J.C., Lane, S.J., Lejeune, A.M. y Hilton, M., 1995. *Gum rosin-acetone system as an analogue to the degassing behaviour of hydrated magmas*. Bull. Volcanol., 57: 263-268.
- Proussevitch, A.A., Sahagian, D.L. y Kutolin, V.A., 1993. *Stability of foams in silicate melts*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 59: 161-178.
- Pyle, D. M., 1989. *The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits*. Bull. Volcanol, 51: 1-15.
- Raga, A.C., Raga, G.B., Cantó, J. y Alfonso, L, 2002. *Atmospheric expansion wave simulations of Popocatepetl explosions*. Jour. Geophys. Res., 107 (D16): ACL9_1 –ACL 9_9.
- Ramos, J.I., 1995. *One-dimensional, time-dependent, homogeneous, two-phase flow in volcanic conduits*. Int. J. Num. Methods in Fluids, 21: 253-278.
- Riley, C.M., Rose, W.I. y Bluth G.J.S., 2003. *Quantitative shape measurements of distal volcanic ash*. Jour. Geophys. Res., 108 (B10, 2504): ECV8_1 –ECV8_15.
- Robin, C. y Boudal, C., 1987. *A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcán Popocatepetl*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 31: 115-130.
- Romano, C., Mungall, J.E., Sharp, T., Dingwell, D.B., 1996. *Tensile strengths of hydrous vesicular glasses: An experimental study*. Am. Mineral., 81: 1148-1154.
- Rosin, P., y Rammler, E., 1933. *Laws governing the fineness of powdered coal*. Jour. Inst. Fuel., 7: 29-36.
- Sato, H., Fuji, T. y Nakada, S., 1992. *Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen Volcano*. Nature, 360, (6405): 664-666.
- Scheu, B., Spieler, O., Dingwell, D.B., 2006. *Dynamics of explosive volcanism at Unzen volcano: an experimental contribution*. Bull. Volcanol., 69: 175-187.
- Scheu, B., 2005. *Understanding silicic volcanism: Constraints from elasticity and failure of vesicular magma*. Tesis doctoral, Universidad de Munich, Alemania, 139 p.
- Schelyer, R., 1987. *The goodness of fit to ideal Gauss and Rosin distributions: a new grain size parameter*. J. Sediment. Petrol., 57: 871-880.

-
- Self, S., Sparks, R.S.J., Booth, B. y Walker G.P.L., 1974. *The 1973 Heimaey Strombolian Scoria deposit, Iceland*. Geol. Mag. 111, (6): 539-548.
- Self, S., Kienle, J. y Huot, J., 1980. *Ukinrek Maars, Alaska, II. Deposits and Formation of the 1977 Craters*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 7: 39-65.
- Sherwood, A.E., 1967. *Effect of Air Drag on Particles Ejected during Explosive Cratering*. Jour. Geophys. Res., 72, (6): 1783-1791.
- Shimazaki y Nagata, 1980. *Time-predictable recurrence model for large earthquakes*. Geophys. Res. Lett., 7: 279-282.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995. *Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatepetl*. En: *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis del 1994-1995*. Publicación especial CENAPRED y UNAM, México D.F., México: 195-220.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., Obenholzner, J., 1996. *Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future?* Geology, 24: 399-402.
- Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S. y Castro, R., 1997. *Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental Basin, East-Central Mexico*. IAVCEI, Asamblea General, Puerto Vallarta, México. Cuaderno de Excursiones.
- Simkin, T. y Siebert, L., 1994. *Volcanoes of the world*. Geoscience Press, Inc., Arizona, E.U.A.
- Sparks, R.S.J., 1978. *The dynamics of bubble formation and growth in magmas, a review and analysis*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 3: 1-37.
- Sparks, R.S.J., 1997. *Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions*. Earth Planet. Sci. Lett., 150: 177-189.
- Sparks R.S.J., Barclay J., Jaupart, C., Mader, H.M. y Phillips, J.C., 1994. *Physical aspects of magma degassing I. Experimental and theoretical constraints on vesicular*. Rev. Mineral., 30: 414-445.
- Sparks, R.S.J. y Young, 2002. *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat (1995-1999): overview of scientific results* En Druitt, T.H. y Kokelaar, B.P. (Editores), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995-1999*. Geological Society, London: 45-71.

-
-
- Spieler, O., Alidibirov, M. y Dingwell, D., 2003. *Grain-size characteristics of experimental pyroclasts of 1980 Mount St. Helens cryptodome dacite: effects of pressure drop and temperature*. Bull Volcanol, 65: 90-104.
- Spieler, O., Dingwell, D.B. y Alidibirov, M., 2004a. *Magma fragmentation speed: an experimental determination*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 129: 109-123.
- Spieler, O., Kennedy, B., Kueppers, U., Dingwell, D.B., Scheu, B. y Taddeucci, J., 2004b. *The fragmentation threshold of pyroclastic rocks*. Earth Planet. Sci. Lett., 226: 139-148.
- Steinberg, G.S. y Lorenz, V., 1983. *External Ballistic of Volcanic Explosions*. Bull. Volcanol., 46 (4): 333-348.
- Stix, J., Torres, R., Narváez, L., Cortés, G.P., Raigosa, J., Gómez, D., Castonguay, R., 1997. *A model of vulcanian eruptions at Galeras volcano, Colombia*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 77: 285-303.
- Straub, S.M. y Martin-Del Pozzo, A.L., 2001. *The significance of phenocryst diversity in tephra from recent eruptions at Popocatepetl volcano (central Mexico)*. Contrib. Mineral. Petrol., 140: 487-510.
- Sugioka, I. y Bursik, M., 1995. *Explosive fragmentation of erupting magma*. Nature, 373: 689-692.
- Taddeucci, J., Spieler, O., Kennedy, B., Pompilio, M., Dingwell, D.B. y Scarlato, P., 2004. *Experimental and analytical modeling of basaltic ash explosions at Mount Etna, Italy, 2001*. Jour. Geophys. Res., 109: B08203.
- Tarbuck, J. y Lutgens, F. K., 2004. *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall, Madrid, 686 p.
- Thomas, N., Jaupart, C. y Vergnolle, S., 1994. *On the vesicularity of pumice*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 99: 15633-15644.
- Turcotte, D.L., Ockendon, H., Ockendon, J.R. y Cowley, S.J., 1990. *A mathematical model of vulcanian eruptions*. Geophys. J. Int., 103: 211-217.
- Turcotte, D.L., 1997. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge University Press, Estados Unidos, 398 p.
- U.S. Standard Atmosphere, 1976*. NOAA, NASA & U.S. Air Force, Washington D.C, Suplemento informativo.
- Valdés, C., de la Cruz Reyna, S., Martínez, A., Quaas Weppen, R. y Guevara Ortiz, E., 2001. *Resumen de la actividad del volcán Popocatepetl de diciembre 1994 a mayo 2001*. En: *Las*

-
- cenizas volcánicas del Popocatepetl y sus efectos para la aeronavegación e infraestructura aeroportuaria*. Publicación especial CENAPRED y UNAM, México D.F., México: 3-20.
- Verhoogen, J., 1951. Mechanism of ash formation. *American Journal of Science*, 249: 729-739.
- Waite, R.B., Mastin, L.G. y Miller, T.P., 1995. *Ballistic Showers During Crater Peak Eruptions of Mount Spurr Volcano, Summer 1992*. U.S.G.S. Bulletin: 89-106.
- Walker, G.P.L., Wilson, L. y Bowell, E.L.G., 1971. *Explosive Volcanic Eruptions I. The Rate of Fall of Pyroclasts*. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 22: 377-383.
- Walker, G.P.L., 1973. *Explosive volcanic eruptions- a new classification scheme*. *Geol. Rundsch.*, 62: 431-446.
- Walker, G.P.L., 1980. *The Taupo pumice: Product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 69-94.
- Wallace, P. y Anderson, A.T., 2000. *Volatiles in magmas*. En Sigurdsson H. (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, Estados Unidos, 1417 p.
- Webb, S.L. y Dingwell, D.B., 1989. *Structural relaxation in silicate melts and non-Newtonian melt rheology in igneous processes*. *Phys. Chem. Min.* 16: 508-516.
- Webb, S.L. y Dingwell, D.B., 1990. *Non-newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates: experimental results for rhyolite, andesite, basalt, and nephelinite*. *Jour. Geophys. Res.*, 95 (B10): 15,695-15,701.
- Weibull, W., 1951. *A statistical distribution function of wide applicability*. *J. Appl. Mech.*, 18: 293-297.
- Weiner, B.B., 1984. *Particle and droplet sizing using Fraunhofer diffraction*. En Barth, H.G. (editor), *Modern Methods of Particle Size Analysis*. J. Wiley and Sons, New York.
- Wilson, L., 1972. *Explosive Volcanic Eruptions II. The Atmospheric Trajectories of Pyroclasts*. *Geophys. Jour. Roy. Astr.*, 30: 381-392.
- Wilson, L., 1980. *Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosion*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8: 297-313.
- Wilson, L., Sparks, R.S.J., y Walker, G.P.L., 1980. *Explosive volcanic eruptions – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour*. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, 63: 117-148.

-
- Witter, J.B., Kress, V.C. y Newhall, C.G., 2005. *Volcán Popocatepetl, Mexico. Petrology, Magma Mixing, and Immediate Sources of Volatiles for the 1994-Present Eruption*. Jour. Petrol., 46 (11): 2337-2366.
- White, F.M., 1994. *Fluid Mechanics*. McGraw-Hill, Singapore, 736 p.
- Wohletz, K.H., 1986. *Explosive magma-water interactions: Thermodynamics, explosion mechanism, and field studies*. Bull. Volcanol., 48: 245-264.
- Woods, A.W. y Koyaguchi, T., 2004. *Transition between explosive and effusive eruptions of silicic magmas*. Nature, 370: 641-644.
- Woods, A.W., 1995a. *A model for Vulcanian explosions*. Nucl. Eng. Design, 155: 345-357.
- Woods, A.W., 1995b. *The dynamics of explosive volcanic eruptions*. Rev. Geophysics, 33: 495-530.
- Woods, A.W., y Bower, S.M., 1995. *The decompression of volcanic jets in a crater during explosive volcanic eruptions*. Earth Planet. Sci. Lett., 131: 189-205.
- Woods, A.W., Sparks, R.S.J., Rithchie, J., Batey, J., Gladstone, C. y Bursik, M.I., 2002. *The explosive decompression of a pressurized volcanic dome: the 26 december 1997 collapse and explosion of Soufrière Hills volcano, Monsterrat*. En Druitt, T.H. y Kokelaar, B.P. (Editores), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Monsterrat, from 1995-1999*. Geological Society, London: 595-602.
- Wright, R., De la Cruz-Reyna, S., Harris, A., Flynn, L., Gómez-Palacios, J.J., 2002. *Infrared satellite monitoring at Popocatepetl: Explosions, exhalations, and cycles of dome growth*. Jour. Geophys. Res., 107 (B8): ECV 2.1-2.16.
- Yokoyama, I., 1957. *Energetics in active volcanoes, 2nd paper*. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 35: 75-97.
- Zhang, Y., 1998. *Mechanical and phase equilibria in inclusion-host systems*. Earth Planet. Sci. Lett., 157: 209-222.
- Zhang, Y., 1999. *A criterion for the fragmentation of bubbly magma based on brittle failure theory*. Nature, 402: 648-650.
- Zimanowski, B., 1998. *Phreatomagmatic explosions*. En Freundt, A. y Rosi, M. (Editores). *From magma to tephra*. Elsevier, Holanda: 25-53.