

03095

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO 2

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFISICA**

DOCTORADO EN CIENCIAS (VULCANOLOGÍA)



TESIS:

**CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS Y EVOLUCIÓN DE LA ERUPCIÓN
PLINIANA PÓMEZ TOLUCA SUPERIOR, VOLCÁN NEVADO DE
TOLUCA**

José Luis Arce Saldaña

México, D.F., agosto de 2003



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.

CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS Y EVOLUCIÓN DE LA ERUPCIÓN PLINIANA PÓMEZ TOLUCA SUPERIOR, VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA

	Pag
RESUMEN	1
ABSTRACT	2

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

I.1. ANTECEDENTES	3
I.2. IMPORTANCIA DEL TRABAJO	10
I.3. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	12
I.4. OBJETIVOS Y METAS	14

CAPITULO II. ESTRATIGRAFÍA Y PARÁMETROS FÍSICOS

II.1. INTRODUCCIÓN	16
II.2. METODOLOGÍA	17
II.3. ESTRATIGRAFÍA DEL PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO	20
II.4. PARÁMETROS FÍSICOS	31
II.5. LA PTS COMO MARCADOR ESTRATIGRÁFICO	41

CAPITULO III. CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS Y EVOLUCIÓN DE LA ERUPCIÓN PTS

III.1. INTRODUCCIÓN	45
III.2. METODOLOGÍA	46
III.3. PETROLOGÍA DE MUESTRAS NATURALES	47
III.4. ANÁLISIS DE MICROSONDA	54
III.5. GEOTERMOMETRÍA	66

III.6. PETROLOGÍA EXPERIMENTAL	73
III.7. SOLUBILIDAD DEL H ₂ O	78
III.8. ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Y XENOCRISTALES	81
III.9. DIMENSIÓN DE LA CÁMARA MAGMÁTICA PTS	92

CAPITULO IV. INDICE DE VESICULARIDAD

IV.1. INTRODUCCIÓN	99
IV.2. MÉTODOS	101
IV.3. ÍNDICE DE VESICULARIDAD DE LA PTS	106
IV.4. MECANISMO DE DISPARO DE LA ERUPCIÓN	113

CAPITULO V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

V.1. CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DEL MAGMA PTS	116
V.2. UNA CÁMARA MAGMÁTICA HOMOGÉNEA	119
V.3. EVOLUCIÓN DE LA CÁMARA MAGMÁTICA EN EL PLEISTOCENO TARDÍO-Holoceno	120
V.4. CONCLUSIONES	124

REFERENCIAS	127
--------------------	------------

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo académico.

NOMBRE: José Luis Arce S.

FECHA: 25 de agosto de 2003

FIRMA: [Firma]

Lista de Figuras

- Figura 1. Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca en el Cinturón Volcánico Mexicano y en la Cuenca de Lerma.
- Figura 2. Columna estratigráfica compuesta de los productos emitidos por el Volcán Nevado de Toluca.
- Figura 3. Fotografía de la intercalación de depósitos piroclásticos y coladas de lava de secuencias antiguas del Nevado de Toluca.
- Figura 4. Fotografía de la pared interna noroeste del cráter del Nevado de Toluca.
- Figura 5. Gráfica de altura de columna versus volumen en RDE de algunas erupciones plinianas conocidas.
- Figura 6. Fotografía del depósito de flujo piroclástico F0 de la secuencia PTS.
- Figura 7. Fotografías y columna estratigráfica compuesta de depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno del Nevado de Toluca.
- Figura 8. Fotografía que muestra la intercalación de los depósitos de caída, de oleada y de flujo piroclástico de la secuencia PBI.
- Figura 9. Fotografía que muestra algunos de los horizontes de caída, de oleada y de flujo piroclástico de la secuencia PTS.
- Figura 10. Fotografía que muestra algunos detalles de las relaciones entre los depósitos de caída PC1 y PC2 con depósitos de oleada piroclástica de la secuencia PTS.
- Figura 11. Resultados de los análisis de componentes a través de la secuencia piroclástica PTS.
- Figura 12. Mapa general de la distribución de las isopacas de los horizontes de caída PC1 y PC2 de la secuencia PTS.
- Figura 13. Gráfica de raíz cuadrada del área *versus* espesor de cada isopaca, de los horizontes de caída de la PTS.
- Figura 14. Mapa de isopletas para cada horizonte de caída de la PTS. Se tomó en cuenta el promedio de los cinco fragmentos líticos más grandes de cada sección estratigráfica.

- Figura 15. Altura de columna y tasa de emisión de las fases plinianas de la erupción PTS y comparación con algunos ejemplos conocidos.**
- Figura 16. Correlación de columnas estratigráficas de zonas proximales, medias y distales, utilizando al depósito PTS como marcador estratigráfico.**
- Figura 17. Clasificación química y diagramas binarios de los productos juveniles de los depósitos PTS, PBI y BAF-13.**
- Figura 18. Microfotografías de los productos juveniles de los depósitos PTS, PBI y BAF-13, en donde se observa una población de fenocristales pequeños (<1mm) de las principales fases minerales que las conforman.**
- Figura 19. Microfotografías de los productos juveniles de los depósitos PTS, PBI y BAF-13, en donde se observa una población de fenocristales de grandes dimensiones (1-2.3 mm) de las principales fases minerales.**
- Figura 20. Microfotografías de cristales de biotita presentes en los productos de los depósitos PTS, PBI y BAF-13.**
- Figura 21. Diagramas binarios de la composición química del vidrio de rocas del depósito PTS.**
- Figura 22. Diagrama de clasificación de plagioclasas analizadas en las muestras de los depósitos PTS y PBI.**
- Figura 23. Diagrama de clasificación del ortopiroxeno para muestras analizadas de los depósitos PTS y PBI.**
- Figura 24. Diagrama de clasificación de anfíboles para cristales analizados en las muestras de los depósitos PTS y PBI.**
- Figura 25. Diagrama de clasificación de minerales de óxido de Fe y Ti.**
- Figura 26. Diagrama de la fugacidad del oxígeno versus la temperatura con base en el geotermómetro de Ilmenita-Titanomagnetita.**
- Figura 27. Fotografías de los principales pasos que se siguen en el procesamiento de los experimentos hidrotermales en el laboratorio.**
- Figura 28. Diagrama de las fases de estabilidad de los principales minerales encontrados en las muestras de la PTS.**
- Figura 29. Diagramas de la composición química del vidrio de los experimentos con respecto a la presión y a la temperatura.**

- Figura 30. Esquema del principio de datación por medio del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.
- Figura 31. Resultados de los fechamientos de cristales de biotita por medio del método $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$.
- Figura 32. Esquemas de la evolución temporal de erupciones efusivas y explosivas con base en la tasa de emisión.
- Figura 33. Esquema del sistema magmático del Nevado de Toluca durante la erupción de la PTS.
- Figura 34. Esquema de la dimensión de la cámara magmática que dio origen a la erupción de la PTS.
- Figura 35. Diagrama de la densidad con respecto a las dimensiones de fragmentos de pómez del horizonte de caída PC2 del depósito PTS.
- Figura 36. Histograma de los resultados del índice de vesicularidad de los distintos horizontes de caída del depósito PTS.
- Figura 37. Esquema del modelo de recalentamiento de un reservorio magmático ácido por la intrusión de un magma básico en la base de la cámara magmática.
- Figura 38. Esquema del modelo de evolución de la cámara magmática del Nevado de Toluca durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

Lista de Tablas

- Tabla 1. Datos de la edad del depósito PTS, tomados de diferentes autores.
- Tabla 2. Ejemplos de volúmenes de material emitidos por algunas erupciones plinianas.
- Tabla 3. Composición química de roca total de muestras de los depósitos PTS, PBI, BAF-13 y PTI.
- Tabla 4. Análisis modal de muestras de los depósitos PTS, PBI y BAF-13.
- Tabla 5. Composición química del vidrio de muestras de los depósitos PTS y PBI.
- Tabla 6. Composición química de la plagioclasa de muestras analizadas de los depósitos PTS y PBI.

- Tabla 7. Composición química del ortopiroxeno de muestras de los depósitos PTS y PBI.**
- Tabla 8. Composición química del anfíbol de muestras de los depósitos PTS y PBI.**
- Tabla 9. Composición química de los óxidos de Fe y Ti de muestras de los depósitos PTS y PBI.**
- Tabla 10. Condiciones iniciales de los experimentos de laboratorio.**
- Tabla 11. Composición química del vidrio de muestras obtenidas de los experimentos.**
- Tabla 12. Resultados de los análisis de ^{40}Ar - ^{39}Ar de granos de biotita del depósito PBI.**
- Tabla 13. Comparación de volumen y profundidad de la cámara magmática y volumen emitido de algunas erupciones famosas.**
- Tabla 14. Comparación del error analítico entre dos fragmentos de pómez de distinto tamaño, del depósito PTS.**
- Tabla 15. Resultados de la determinación de la densidad del horizonte de caída PC2 del depósito PTS.**

CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

I.1. Antecedentes

Cerca de dos terceras partes de la superficie del territorio mexicano, están cubiertas por productos volcánicos y una parte importante está constituida por vulcanismo cuaternario, parte del cual se encuentra activo y está distribuido en varias provincias volcánicas (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). De éstas, la provincia que más se destaca por su extensión, volumen y actividad histórica es el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). El CVTM se distribuye en una franja que atraviesa la República Mexicana, desde el Estado de Veracruz hasta el Estado de Jalisco (Fig. 1A) con una longitud aproximada de 1000 km.

El CVTM ha sido descrito como un arco continental activo formado por la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana (i.e. Demant, 1978). La afinidad química de los productos volcánicos es muy variada, tal como ha quedado establecido en distintos trabajos entre los que destacan los de Carmichael et al. (1996), Moore y Carmichael (1998), Blatter y Carmichael (2001), Ferrari et al. (2001). En particular los de un grupo de investigadores que han postulado que los magmas del CVTM se han generado en el manto (Verma, 2001; Blatter y Carmichael, 2001; Torres-Alvarado et al. 2002) ya sea relacionado a un punto caliente (Márquez et al., 1999) o bien a un ambiente de rift (Verma, 2002). Sin embargo, aún existe controversia sobre el origen de los magmas en el CVTM. Es probable que el vulcanismo en esta provincia no obedezca a un solo

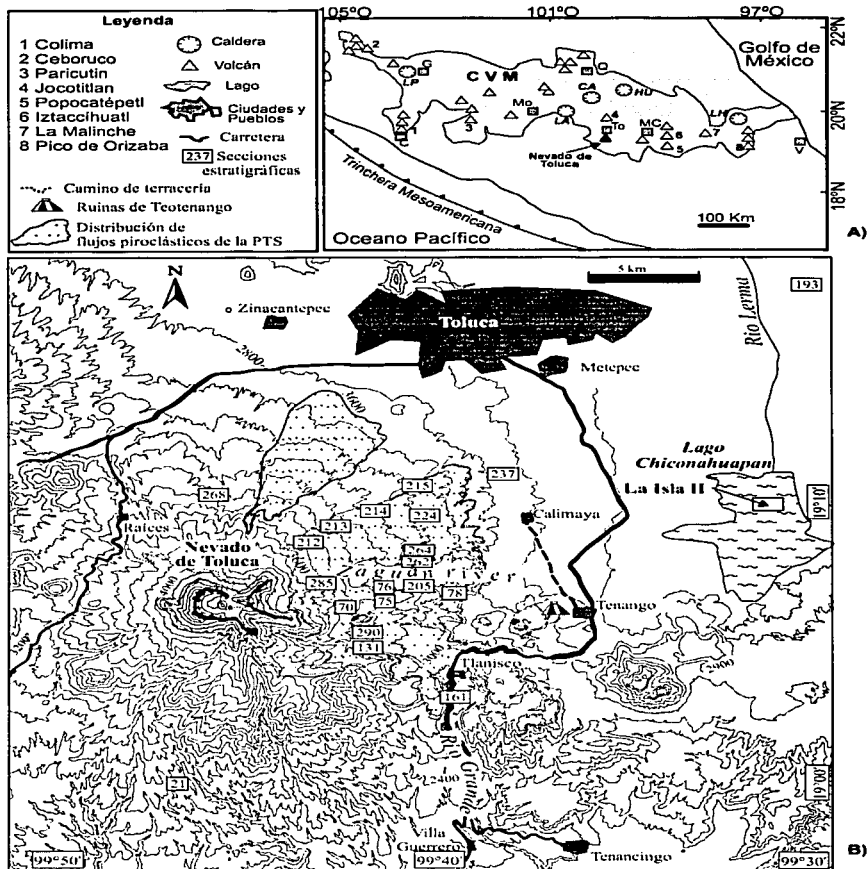


Figura 1. A) Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca con respecto al Cinturón Volcánico Trans- Mexicano (CVM) así como otras estructuras volcánicas (calderas: LP = La Primavera; LA = Los Azufres; CA = Amealco; HU = Huichapan y LH = Los Humeros) y ciudades (G = Guadalajara; C = Colima; Mo = Morelia; Q = Querétaro; To = Toluca; MC = Ciudad de México y V = Veracruz) importantes. B) Ubicación del Nevado de Toluca respecto a la cuenca de Lerma así como estructuras y poblaciones importantes del área.

mecanismo de generación de magmas, ya que dada la complejidad tectónica, no es extraño que ocurra una interacción de procesos (subducción, rifting, fallamiento, asimilación) que pueden dar como resultado, productos volcánicos con distintas características petrogenéticas.

La variedad de productos que se encuentran en el CVTM concuerda con la variedad de estructuras volcánicas que presenta, incluyendo a (Fig. 1): calderas (La Primavera, Los Azufres, Los Humeros etc.), campos monogenéticos (Chichinautzin, Michoacán-Guanajuato, etc.), estratovolcanes (Pico de Orizaba, Popocatepetl, Nevado de Toluca, Volcán de Colima, etc.), domos (Las Derrumbadas), campos de cráteres de explosión (Valle de Santiago, Serdán-Oriental). De los principales estratovolcanes de esta provincia, al parecer el Nevado de Toluca es el que ha tenido un periodo de reposo más largo, considerando que la última actividad de gran magnitud en el volcán, con certeza ocurrió hace 10,500 años o hace 3300 años considerando un depósito de flujo piroclástico de ceniza, con fragmentos de carbón fechado por Macías et al. (1997).

El Volcán Nevado de Toluca se localiza en la porción central de la provincia CVTM, aproximadamente 80 km al SW de la Ciudad de México y 21 km al SW de la Ciudad de Toluca (Fig. 1), con una altitud máxima de 4680 msnm. Posee un cráter elongado de ejes con dimensiones de 2 y 1.5 km, en cuyo interior se encuentran dos lagos nombrados Lago del Sol y Lago de la Luna, los cuales están separados por un domo de lava conocido como El Ombligo. A pesar de que el

Nevado de Toluca no muestra signos de actividad, es una estructura muy sobresaliente, que ha llamado la atención de los geólogos en distintas épocas.

Estudios Previos

Se han realizado diversos estudios sobre el Volcán Nevado de Toluca, como por ejemplo Ordoñez (1902), Otis (1907), Waitz (1909), quienes realizaron estudios de la morfología y los productos que se encuentran alrededor del cono principal del volcán. Posteriormente, en la década de los 70's, se llevaron a cabo los primeros trabajos enfocados a descifrar la historia eruptiva del volcán (Bloomfield y Valastro, 1974; 1977), con base en el estudio de los depósitos producidos por erupciones volcánicas, y en el fechamiento de paleosuelos, que hasta la fecha sigue siendo una herramienta muy importante en la reconstrucción de la estratigrafía volcánica. También se realizaron estudios más detallados sobre dos depósitos denominados como Pómez Toluca Inferior y Pómez Toluca Superior, producidos por erupciones de tipo pliniano (Bloomfield et al., 1977). Además, se realizaron estudios geoquímicos (Whitford y Bloomfield, 1977; Cantagrel et al., 1981), en donde se definieron las principales características químicas e isotópicas de las rocas del Nevado de Toluca. Particularmente, Cantagrel et al. (1981) dividieron en dos etapas la actividad del volcán, una efusiva de composición andesítica-dacítica que inició hace 1.5 Ma aproximadamente y otra etapa explosiva de composición dacítica, que culminó con la erupción de la Pómez Toluca Superior (PTS).

Recientemente se han llevado a cabo numerosas investigaciones más detalladas que han llegado a establecer de una manera más completa la estratigrafía del Nevado de Toluca (Macías et al., 1997; Capra, 2000, Capra y Macías, 2000;

Cervantes, 2001; García-Palomo et al., 2000; García-Palomo et al., 2002; Arce et al., 2003). García-Palomo et al. (2002) reportaron nuevos fechamientos de K-Ar y C-14, datos químicos y describieron un total de 14 unidades estratigráficas (Fig. 2). De acuerdo con este trabajo, la actividad inició con la emisión de coladas de lava de composición andesítica y dacítica hace aproximadamente 2.6 Ma, y continuó hasta 1.3 Ma. Posteriormente la actividad tuvo una alternancia entre explosiva y efusiva, demostrada por coladas de lava intercaladas con piroclastos de edad desconocida (Fig. 3).

Además, el volcán experimentó colapsos de sus flancos en distintas épocas entre la etapa efusiva y la explosiva (>50,000 años). El más reciente dejó dos enormes depósitos de flujo de detritos denominados Pilcaya y El Mogote que cubrieron un área de 220 km² y con un volumen de 2.8 km³ (Capra y Macías, 2000). Posterior a los colapsos, se encuentra un depósito que podría representar el inicio de la fase explosiva de los últimos 40 mil años del volcán, ya que se tiene fechado un depósito de flujo piroclástico rico en fragmentos de pómez del tamaño de la grava, con una matriz de arena rica en cristales de biotita, del cual se fechó un tronco carbonizado en 42,030 +3530/-2445 años A.P. (Macías et al., 1997).

La extrusión de domos y su posterior destrucción representa un fenómeno muy común en el volcán. Prueba de esto es que se han determinado cinco depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas distribuidos alrededor del volcán (Macías et al., 1997; García-Palomo et al., 2002), fechados mediante el método de radiocarbono en 37000, 32000, 28000, 26000 y <13000 años A.P. (Fig. 2). Hoy en día se pueden observar remanentes de estos cuerpos en las paredes del cráter (Fig. 4).

Unidad	Edad (yr. B.P.)	Depósito	Descripción
	~3.3 ka		Depósito de flujo piroclástico de ceniza de color café claro con fragmentos de carbón.
	8.5 ka		Flujo de lava andesítico Tenango.
PTS	10.5 ka		Pómez Toluca Superior. Depósito de caída compuesto por cuatro miembros intercalados con depósitos de flujos piroclásticos y oleadas.
PBI	~12.1 ka		Flujo Blanco de Pómez, compuesto de horizontes de caída intercalados con flujos piroclásticos y oleadas, rico en pómez blanca y cristales.
BAF	~13 ka		Depósito de flujo de bloques y cenizas, masivo, de color gris, compuesto de clastos densos y de pómez de composición dacítica.
PTI	24.5 ka		Depósito Pómez Toluca Inferior. Horizonte de caída con gradación inversa rico en pómez ocre y fragmentos de esquisto del basamento, y coronado por depósitos de oleada piroclástica.
BAF	~26.5 ka		Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas de color gris. Existen pocos afloramientos.
BAF	~28 ka		Depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas de color gris compuesto de tres unidades con fragmentos de pómez y líticos dacíticos.
BAF	~32 ka		Depósito de flujo de ceniza compuesto de varias unidades de flujo, intercaladas con depósitos de oleada piroclástica.
BAF	~37 ka		Secuencia de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (tres unidades masivas) con depósitos de oleada intercalados. Consiste de fragmentos densos y pómez dacíticos.
Caída de Pómez Ocre	~36-39 ka		Depósito de pómez de caída ocre compuesto de tres capas intercaladas con depósitos de oleada y cubiertos por un flujo piroclástico de ceniza masivo con abundante pómez y fragmentos de carbón.
	~42 ka		Depósito de flujo piroclástico rosa, compuesto de varias unidades, con abundante pómez dacítica y algunos clastos andesíticos.
PDF	>42 ka		Depósito de flujo de detritos (Depósito Pilcaya) compuesto de clastos de dacita y componentes exóticos (basalto, caliza, riolita, arenisca) dentro de una matriz endurecida de arena
DADI			Depósito de avalancha de escombros, monolitológico, compuesto de clastos dacíticos dentro de una matriz arenosa.
Secuencia Antigua			Secuencia de flujos de detritos, lahares, depósitos fluviales y algunos horizontes lacustres que pertenecen a una secuencia antigua del Nevado de Toluca.
	1.2-1.6 Ma		Depósito de flujos de lava andesíticos-dacíticos del Nevado de Toluca.
	2.6 ± 0.2 Ma		Depósitos de flujos de lava porfíricos de color gris claro.

Figura 2. Columna estratigráfica compuesta del Volcán Nevado de Toluca. Datos tomados de diferentes autores y recopilados por García-Palomo et al. (2002).

El Volcán Nevado de Toluca también experimentó erupciones de tipo pliniano. Hasta la fecha se han logrado describir cuatro eventos de este tipo (Bloomfield y Valastro, 1974; Macías et al., 1997; Arce, 1999; Cervantes, 2001; García-Palomo et al., 2002; Arce et al., 2003), sin descartar la posible existencia de más depósitos producidos por éste tipo de erupciones, pero que probablemente han quedado sepultados por depósitos más jóvenes.

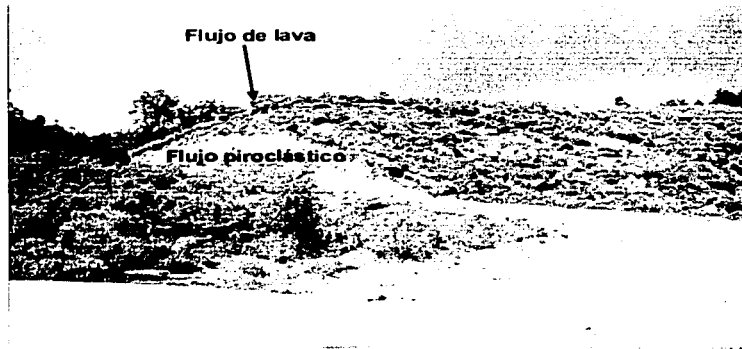


Figura 3. Fotografía en donde se muestra la relación entre flujos piroclásticos antiguos (en la base) sobreyacidos por coladas de lava. Sección 21.

En orden cronológico se tienen los siguientes depósitos plinianos: Pómez Ocre con una edad de entre 36,000 y 37,000 años; Pómez Toluca Inferior de ~24,500 años; Pómez Toluca Intermedia de ~12,100 años A.P., y finalmente la Pómez Toluca Superior con una edad de 10,500 años. En general estos depósitos tienen una distribución preferencial hacia los flancos este, noreste y norte del volcán. Existe un depósito de flujo piroclástico de ceniza que atestigua el último signo de actividad del Volcán Nevado de Toluca. Este depósito aflora al noreste del volcán

a una distancia aproximada de 8 km del cráter y fechado en ~3300 años A.P., mediante fragmentos de carbón encontrados dentro del depósito (Macías et al., 1997). Esta edad coloca al Nevado de Toluca como un volcán potencialmente activo, en estado de quietud, si se considera como un volcán extinto aquel que no ha tenido actividad durante los últimos 10 mil años (Szakács, 1994).

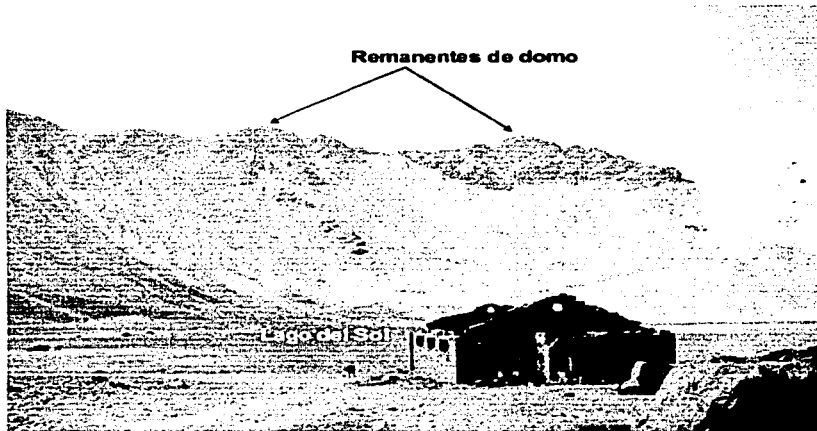


Figura 4. Fotografía del interior del cráter del Volcán Nevado de Toluca, en donde se aprecian algunos remanentes de domos en la pared noroeste, así como el Lago del Sol. Nótese a la persona como escala.

1.2. Importancia del trabajo

Las erupciones de tipo pliniano son eventos volcánicos sumamente explosivos y devastadores. En el registro histórico, este tipo de eventos están asociados generalmente a catástrofes humanas, basta recordar la famosa erupción del

Volcán Vesubio, Italia, en el año 79 D.C. (Sigurdsson et al., 1985). Los depósitos producidos por estos eventos pueden cubrir áreas muy extensas y producen trastornos ambientales importantes, como fue el caso del Volcán Tambora en Indonesia. Durante su erupción en 1815 perecieron más de 88,000 personas. Además sus cenizas provocaron oscuridad en toda Europa durante tres días y en 1816 provocaron el “año sin verano” en el hemisferio norte (Stothers, 1984). En nuestro país han ocurrido erupciones plinianas en tiempos históricos, como por ejemplo la del Volcán Chichón, Chiapas en 1982 en la que murieron alrededor de 2000 personas y un área de aproximadamente 45,000 km² fue cubierta por 1 mm de ceniza, a distancias de 400 km del volcán en la Península de Yucatán (Carey y Sigurdsson, 1986). Así mismo, el Volcán de Colima durante la erupción subpliniana de 1913 provocó daños en sus alrededores y depositó ceniza fina hasta la ciudad de Saltillo localizada 725 km al NE del volcán (Saucedo, 1997). A pesar de su distribución, los eventos del Chichón en 1982 y del Volcán de Colima en 1913, solamente arrojaron alrededor de 1 km³ de material en roca densa equivalente (RDE) cada uno. Estos volúmenes no se comparan con otros eventos plinianos que han ocurrido en tiempos más lejanos, como por ejemplo la erupción del Volcán Popocatepetl, ocurrida hace 14,000 años que emitió entre 5 y 10 km³ de material piroclástico (Siebe et al., 1996), o como la erupción PTS del Nevado de Toluca, ocurrida hace 10,500 años, la cual arrojó alrededor de 8 km³ de material en RDE (Arce et al., 2003) y motivo del presente trabajo. Una nueva erupción de magnitud similar a estas dos últimas, aunada a la ubicación de ciudades, pueblos e infraestructura diversa alrededor de estos volcanes, provocaría una catástrofe inimaginable, ya que se han identificado depósitos de estos volcanes en la Cuenca

de México, y en el caso del Nevado de Toluca, se han identificado depósitos en toda la Cuenca del Lerma (Macías et al., 1997; Caballero et al., 2001; Arce et al., 2003) con espesores de hasta 1.5 metros de material de caída.

Resulta de gran importancia comprender el comportamiento y desarrollo de las erupciones plinianas, dados sus efectos desastrosos. En el caso particular del Nevado de Toluca, se suma la densa población que se encuentra en sus alrededores y la infraestructura presente en las ciudades de Toluca y México, lo cual hacen de este fenómeno, un tipo de evento muy riesgoso. Es por ello que en este trabajo además de comprender cuales fueron los efectos de la erupción, se plantea determinar los procesos que ocurrieron dentro de la cámara magmática del Nevado de Toluca antes de las erupciones del Pleistoceno tardío-Holoceno.

1.3. Planteamiento del problema

Durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, el Volcán Nevado de Toluca tuvo un período de actividad volcánica muy intensa, registrado por tres erupciones de gran magnitud, las cuales tuvieron lugar hace <13,000; 12,100 y 10,500 años, es decir, en un lapso relativamente corto de 2500 años. Estas tres erupciones ocurrieron después de un período de inactividad que duró 11,500 años a partir de la erupción anterior a este período, que ocurrió hace ~24,500 años y produjo el depósito Pómez Toluca Inferior (Bloomfield y Valastro, 1974; Macías et al., 1997; García-Palomo et al., 2002).

El depósito PTS fue originado por uno de los eventos plinianos de mayor magnitud del Volcán Nevado de Toluca y del centro de México durante los últimos 11,000

años (Fig. 5). Este depósito tiene además la particularidad de tener una composición química muy homogénea a diferencia de otros eventos plinianos desencadenados por la interacción de dos magmas de diferente composición. En el caso reciente de la erupción del Monte Pinatubo, Filipinas, en 1991, un magma dacítico albergado en la cámara magmática sufrió la intrusión de un magma basáltico. Su mezcla produjo una erupción pliniana que arrojó un volumen de magma de 6 km^3 (Koyaguchi y Tokuno, 1993; Pallister et al., 1996).

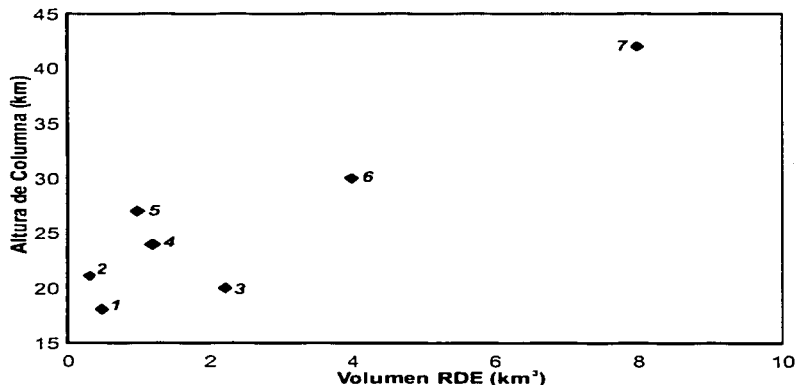


Figura 5. Comparación de volumen en roca densa equivalente (RDE) vs. altura de columna de varias erupciones plinianas que han ocurrido en México: 1) Tres Virgenes (Capra et al., 1998); 2) Colima 1913 (Saucedo, 1997); 3) Pómez Quetzalapa (Rodríguez-Elizarrarás et al., 2000); 4) Pómez Tepic (Luhr, 2000); 5) A1-1982, Volcán Chichón (Sigurdsson y Carey, 1984); 6) Pómez Jala (Gardner y Tait, 2000); 7) Pómez Toluca Superior (Arce et al., 2003).

En el caso particular del depósito PTS llama la atención la homogeneidad química de sus productos juveniles, similares a los depósitos de la Pómez Blanca

Intermedia (PBI) y al depósito de flujo de bloques y cenizas denominado aquí de manera informal como BAF-13. Estos tres depósitos fueron formados en un lapso de tiempo de 2500 años y no existen rasgos de algún proceso de evolución magmática. Esto, aunado al volumen total cercano a los 10 km³ de magma de material arrojado durante estos tres eventos, representa un caso extraordinario de la actividad volcánica que tuvo el Nevado de Toluca.

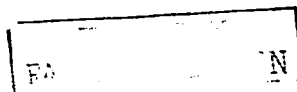
Si se considera que el volumen de material emitido durante una erupción, guarda una relación proporcional con el tamaño de la cámara magmática como se supone en varios modelos teóricos (i.e.: Bower y Woods, 1997; Scandone y Giacomelli, 2001), se puede concluir que un reservorio magmático de grandes dimensiones existía debajo del Nevado de Toluca.

Este trabajo es la continuación de otro en el que se presentaron secciones estratigráficas a detalle, se establecieron las fases eruptivas del evento pliniano con base en la construcción de 270 secciones estratigráficas (Arce, 1999). Así mismo, se refinaron detalles de los parámetros físicos de la erupción PTS, con base en nuevas observaciones de campo y con el empleo de diversas técnicas.

I.4. Objetivos y Metas

En este trabajo se plantearon los siguientes objetivos principales:

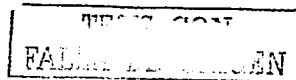
- determinar las condiciones de presión, temperatura y contenido de agua a las que estuvo sujeto el magma de la PTS antes de la erupción cataclísmica.
- Determinar los mecanismos que dieron origen a la erupción y el desarrollo del evento a través del tiempo.



- Determinar los procesos que ocurrieron en la cámara magmática durante el período de 13,000 a 10,500 años, en cada evento eruptivo, hasta su culminación con la extrusión del domo central El Ombligo.

En particular las metas principales de este estudio son:

- Determinar la composición química de los productos juveniles de los tres últimos eventos eruptivos ocurridos en el Nevado de Toluca.
- Determinar las condiciones de presión (profundidad), temperatura y contenido de agua a las que estuvo sujeto el magma de la PTS y su evolución dentro del reservorio magmático.
- Establecer un diagrama de estabilidad de las principales fases minerales presentes en las muestras de la PTS.



CAPITULO II. ESTRATIGRAFIA Y PARAMETROS FISICOS DE LA PTS

II.1. INTRODUCCIÓN

Mooser (1967), describió en el Valle de México un depósito de caída constituido por tres capas, al cual definió como Pómez Tripartita y le asignó una edad de 11,600 años A.P., sin saber la fuente de emisión de estos materiales. Bloomfield y Valastro (1974) y Bloomfield et al. (1977) correlacionaron posteriormente este depósito con el que denominaron Pómez Toluca Superior (PTS) en el Volcán Nevado de Toluca.

La edad del depósito fue establecida en 11,600 años A.P., mediante el fechamiento de varios paleosuelos subyacentes (Bloomfield y Valastro, 1974; 1977). Un trabajo más detallado de la secuencia estratigráfica del depósito fue realizado por Arce (1999) y Arce et al. (2003), quienes además determinaron una edad de 10,500 años para el evento eruptivo. Esta determinación proviene de varios fechamientos de fragmentos de carbón colectados dentro del flujo piroclástico F0 que se encuentra en la base de toda la secuencia de la PTS (Fig. 6; Tabla1) así como en horizontes ricos en fragmentos de carbón localizados debajo del depósito.

En este capítulo se hace una breve reseña de la estratigrafía de la PTS y su relación con los otros dos depósitos que conforman el período eruptivo de hace <13,000 a 10,500 años del Volcán Nevado de Toluca. Además se hace una

reevaluación de los parámetros físicos (altura de columna y tasa de emisión) y volumen de material emitido, utilizando la metodología propuesta por Carey et al. (1995).

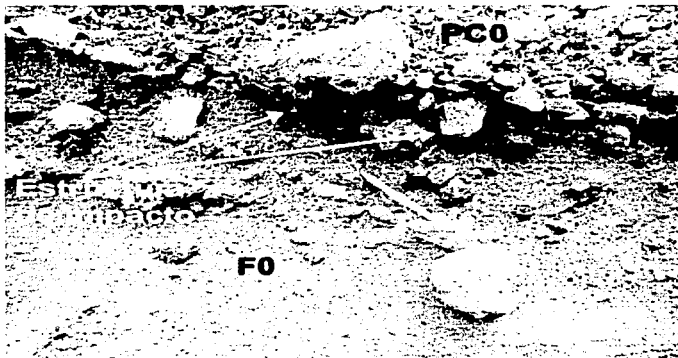


Figura 6. Fotografía detallada del flujo piroclástico basal (F0) de la secuencia Pómez Toluca Superior, de donde se colectaron fragmentos de carbón que arrojaron una edad de aproximadamente 10,500 años. También es posible notar las estructuras de impacto de los fragmentos del horizonte de caída PC0 que penetran dentro del flujo piroclástico. Como escala nótese el bolígrafo que mide 13 cm.

II.2. METODOLOGIA

En el trabajo de tesis de Maestría (Arce, 1999) se estableció la secuencia estratigráfica de los distintos horizontes que conforman a la PTS. En este trabajo se retomó la nomenclatura y datos de campo utilizados en aquel trabajo, pero además se agregaron nuevas observaciones de campo que ayudaron a refinar la cronología de la erupción.

Tabla 1.- Edades C-14 obtenidas para el depósito PTS, así como del depósito PBI, del Volcán Nevado de Toluca.

Muestra	No. de Laboratorio	Edad Convencional	Intervalo de Edad Calibrada $\pm 1\sigma$ (AP)	Material fechado	Latitud N	Longitud W	Ref.
ENCIMA	DEPOSITO	POMEZ	TOLUCA	SUPERIOR			
KBC-27	Tx-1606	8390 \pm 100	9524 (9467, 9450, 9431) 9281	Paleosuelo encima del depósito UTP	19°08'	99°31'	1c
KBC-44a	Tx-1667	8390 \pm 130	9529 (9467, 9450, 9431) 9157	Carbón			1a
KBC-43	Tx-1665	8440 \pm 140	10146 (9473) 8819	Suelo húmico rico en carbon diseminado			1a
KBC-44	Tx-1666	8700 \pm 180	10146 (9677, 9667, 9662, 9646, 9629) 9528	Suelo húmico rico en carbon diseminado			1a
CORE D	GX-16969	9395 \pm 255	11118 (10665, 10663, 10637, 10613, 10594, 10593, 10581) 10241	Horizonte limoso café oscuro-negro			2
S CruzA-1 442-445	A-9703	9950 \pm 180	11888 (11328, 11323, 11297, 11272, 11261) 11186	Horizonte arcilloso húmico			6
Cerrillo2 66-70	A-9931	8015 \pm 65	9012 (8995) 8775	Horizonte arcilloso húmico			6
DENTRO	DEPOSITO	POMEZ	TOLUCA	SUPERIOR			
NT9570-FB		9150 \pm 70	10400 (10241) 10222	Carbón dentro de flujo piroclástico F0 (UTP)			8
NT9570-A	A-9173	10445 \pm 95	12798 (12599, 12501, 12356) 12122	Carbón dentro de flujo piroclástico F0 (UTP)	19°17'30"	99°21'	7
NT9570-CAR	WW1876	12090 \pm 40	15076 (14096)13851	Carbón dentro de flujo piroclástico F0 (UTP)	19°17'30"	99°21'	3
DEBAJO	DEPOSITO	POMEZ	TOLUCA	SUPERIOR			
KBC-35	Tx-1655	9080 \pm 100	10360 (10222) 10186	Horizonte húmico, Sierra de Las Cruces	19°19'30"	99°18'	1c
KBC-1	Tx-1517	9940 \pm 130	11631 (11295, 11285, 11259) 11200	Horizonte húmico, Sierra de Las Cruces	19°17'	99°19'	1c
CORE B	AA-13340	10528 \pm 74	12828 (12630, 12457, 12428) 12342	Horizonte con diatomeas			5
KBC-37	Tx-1657	10550 \pm 80	12841 (12781, 12749, 12637) 12349	Horizonte húmico, Sierra de Las Cruces	19°17'30"	99°21'	1c
Lalsla2-3.16-3.19	A-9778	10820 \pm 365	13156 (12896) 12356	Carbón en sedimentos lacustres			6
KBC-24	Tx-1603	11050 \pm 130	13160 (13017) 12903	Paleosuelo con fragmentos de carbón	19°09'	99°49'	1b
SITE 6	Bela-102339	11110 \pm 50	13162 (13135) 13002	Sedimentos ricos en materia orgánica	19°21'	99°30'	4
Cerrillo2 1.82-1.87	A-9923	11390 \pm 95	13752 (13404) 13166	Horizonte rico en material orgánica			6
KBC-23	Tx-1602	11470 \pm 190	13780 (13444) 13192	Horizonte rico en fragmentos de carbón	19°08'	99°49'	1b
NT97161-C	A-11162	11,595 \pm 180	13826 (13490) 13408	Paleosuelo rico en fragmentos de carbón	19°04'	99°39'	8
KBC38	Tx-1658	11630 \pm 100	13820 (13773, 13722, 13504) 13450	Arcilla húmica clay, (S de Sierra de Las Cruces)	19°04'	99°22'	1c
NT9538	A-11113	11830 \pm 342	14130 (13828) 13446	Horizonte rico en fragmentos de carbón			8
KBC-22	Tx-1601	11850 \pm 220	14095 (13832) 13498	Horizonte rico en fragmentos de carbón	19°07'	99°50'	1b
La Isla-1 2.65	A-9318	11890 \pm 215	14107 (13840) 13526	Carbón en sedimentos lacustres	19°32'	99°10'	6
KBC-21	Tx-1600	11950 \pm 100	14093 (14043, 13923, 13858) 13821	Horizonte rico en fragmentos de carbón	19°06'	99°50'	1b
NT97200	A-9781	12040 \pm 90	14124 (14079) 13838	Carbón dentro de PBI			7
NT97161-B	A-11161	12120 \pm 85	15209 (14133) 14089	Carbón dentro de flujo piroclástico (F0) UTP	19°04'	99°39'	8
NT97161-A	A-11160	12195 \pm 103	15128 (14106) 13855	Carbón dentro de flujo piroclástico PTS	19°04'	99°39'	8
NT96161	A-9472	12415 \pm 285	15443 (14343) 14106	Carbón dentro de PBI	19°04'	99°39'	7
		12900 \pm 400	16034 (15530) 14373	Turba cerca de Tlapacoya			0
SITE 8	Beta-94128	12060 \pm 60	15358 (14336) 14178	Horizonte arcilloso orgánico	19°09'	99°31'	4
CORE D	GX16965	12520 \pm 135	15452 (15120, 14702, 14393) 14290	Carbón dentro de "ceniza negra inferior"			2
CORE B	WAT-2487	12800 \pm 90	15637 (15439) 14518	Horizonte limoso café oscuro			2

Referencias: ⁶Mooser, (1967) y García-Bárcena, (1986), ^{1a}Bloomfield, (1973), ^{1b}Bloomfield y Valastro, (1974), ^{1c}Bloomfield y Valastro, (1977), ²Lozano-García et al., (1993), ³Macías et al., (1997), ⁴Newton and Metcalfe (1999), ⁵Caballero-Miranda y Ortega-Guerrero (1998), ⁶Caballero et al. (2001), ⁷García-Palomo et al. (2002), ⁸Arce et al. (2003). Edades calibradas con base en CALIB (Stuiver y Reimer, 1993, versión 4.1) y datos de calibración según Stuiver et al. (1998).

El volumen de un depósito de caída refleja la magnitud de una erupción. Por ello su determinación es importante. Del volumen también dependerá el cálculo de otros parámetros físicos como la tasa de emisión y la altura de la columna.

La metodología que se siguió para determinar las relaciones estratigráficas de los depósitos del Pleistoceno tardío-Holoceno y los parámetros físicos de la erupción PTS consistió en dos partes:

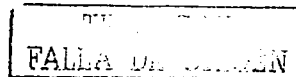
Trabajo de campo:

Durante el trabajo de campo se realizaron descripciones detalladas de cada una de las 270 secciones estratigráficas que se levantaron, en donde se midió el espesor de cada horizonte (ya sea de caída, de oleada o de flujo piroclástico), así mismo se midieron los cinco fragmentos líticos más grandes de cada horizonte de caída en cada uno de los afloramientos. Al mismo tiempo se realizó un muestreo de los principales constituyentes juveniles de cada depósito.

Trabajo de gabinete:

En gabinete se procesaron los datos de campo. Se determinó el área cubierta por los flujos piroclásticos y oleadas, también se estableció el área de influencia de cada horizonte de caída.

Con los datos de espesor, se construyeron mapas de isopacas de cada horizonte de caída, los cuales posteriormente sirvieron para calcular el volumen de material. Específicamente, para estimar el volumen se empleó el método propuesto por Pyle (1989; 1995), Fierstein y Nathenson (1992) y las modificaciones de Carey et al. (1995). Estos últimos demostraron que cuando se grafica el espesor del depósito contra la raíz cuadrada del área de cada isopaca, los depósitos de caída plinianos forman dos pendientes distintas, una proximal y otra distal. Cuando se



estudian depósitos antiguos sólo se preserva la pendiente proximal. Por ello estos autores establecieron que cuando la pendiente distal esté ausente, se puede tomar uno de los valores teóricos de la pendiente estimados por ellos para calcular el volumen de los depósitos ausentes, la cual varía entre 0.010 y 0.015.

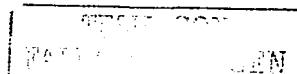
Con los datos de las dimensiones de los clastos, se construyeron mapas de isopletras de cada horizonte de caída utilizando el valor promedio de los cinco fragmentos medidos en cada sección. Estos mapas sirvieron posteriormente para calcular la altura de la columna eruptiva utilizando el modelo teórico de Carey y Sparks (1986) y para el cálculo de la tasa de emisión se empleó la metodología propuesta por Sparks (1986).

II.3. ESTRATIGRAFÍA DEL PLEISTOCENO TARDÍO-Holoceno

La secuencia estratigráfica del Volcán Nevado de Toluca para el Pleistoceno tardío-Holoceno, consiste de tres depósitos producidos por erupciones diferentes que son el depósito de flujo de bloques y cenizas (BAF-13) de 13,000 años, A.P., la Pómez Blanca Intermedia (PBI) de 12,100 años A.P., y la Pómez Toluca Superior (PTS) de 10,500 años A.P. que se describen a continuación (Fig. 7):

Depósito de flujo de bloques y cenizas (BAF-13)

El depósito denominado informalmente como BAF-13 fue descrito por García-Palomo et al. (2002) como un depósito que consiste de la base a la cima de (sección representativa 264, Fig. 7): a) un depósito de oleada piroclástica de color



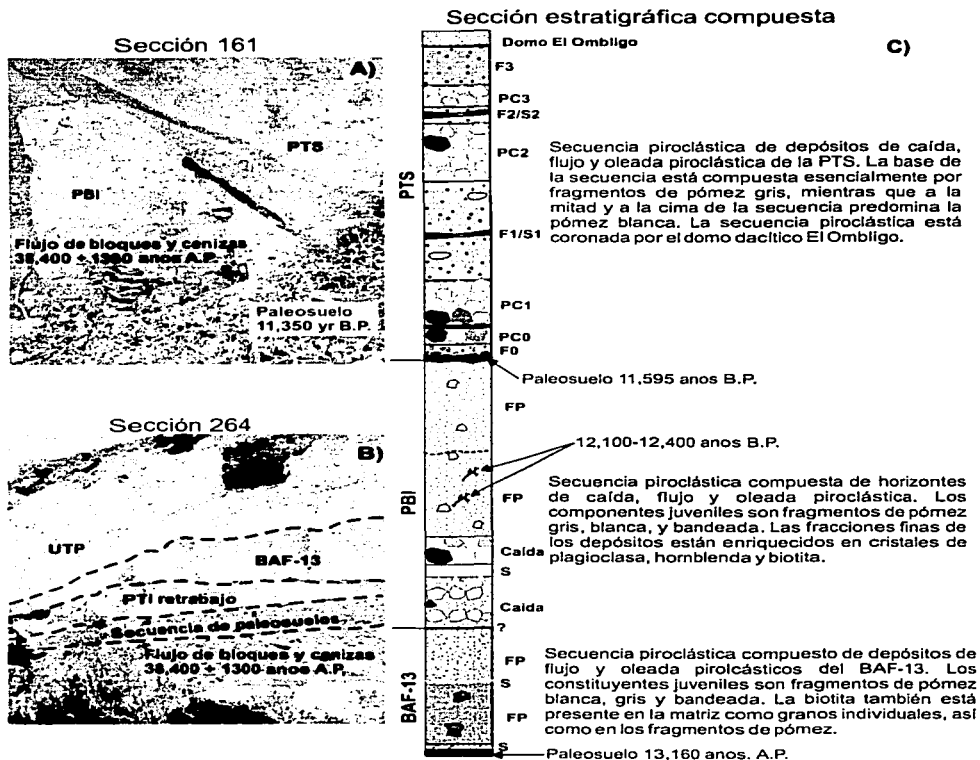
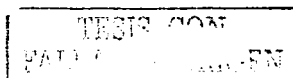


Figura 7. Relación estratigráfica de los productos del Pleistoceno tardío-Holoceno del Nevado de Toluca, representados por los depósitos BAF-13, PBI y PTS. A) fotografía de la relación estratigráfica de los depósitos PBI y PTS a través de un contacto erosivo en la sección 161 ubicada a unos 15 km al sureste del volcán. Como escala, la pala mide 1 m. B) Fotografía de la relación estratigráfica de los depósitos BAF-13 y PTS en la sección 264 localizada a unos 13 km al este del volcán. Como escala, la persona mide 1.7 m. C) columna estratigráfica compuesta para el Pleistoceno tardío-Holoceno del Nevado de Toluca. S = oleada; FP = flujo piroclástico; PC = depósito de caída de la PTS. Las fechas fueron tomadas de Cervantes (2001), García-Palomo et al. (2002) y Arce et al. (2003).



gris, laminar (10 cm de espesor) con lentes de pómez; b) un depósito de flujo piroclástico de bloques y cenizas, de color gris, masivo (3.5 m de espesor), compuesto de bloques de dacita gris claro y gris oscuro, fragmentos del tamaño de la grava de pómez dacítica bandeada, gris y blanca, en menor proporción bloques alterados de color rojo, inmersos en una matriz de arena gruesa; c) un depósito delgado de oleada piroclástica, irregular (5 cm de espesor), compuesto de arena gruesa a media; finalmente d) un depósito de flujo piroclástico masivo, de color rosado (2.5 m de espesor), compuesto de bloques de color gris claro y bloques alterados de color rojo, así como escasos fragmentos del tamaño de la grava de pómez en una matriz de arena media.

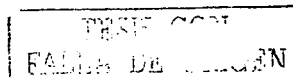
La edad de este depósito no ha sido bien establecida. Solamente existen dos fechamientos de C-14, uno de los cuales pertenece a un paleosuelo tomado debajo del depósito que arrojó una edad de $13,160 \pm 89$ años A.P. (García-Palomo et al., 2002). Otro fechamiento corresponde a una capa rica en materia orgánica localizada encima del depósito (en el Pozo Santa Cruz) el cual arrojó una edad mayor de $13,870 +445/-420$ años A.P. (Caballero et al., 2001). Probablemente, la fecha obtenida debajo del depósito es la más representativa ($13,160 \pm 89$ años A.P.) y que la edad ~ 700 años mayor obtenida encima del depósito, sea debido a una contaminación de la materia orgánica fechada, ya que el horizonte de donde se obtuvo la materia orgánica en el Pozo Santa Cruz, estaba influenciado por el nivel freático de la región.

Depósito Pómez Blanca Intermedia (PBI)

Este depósito fue inicialmente denominado Flujo de Pómez Blanco por Macías et al. (1997), y renombrado después como Pómez Blanca Intermedia (PBI) por Cervantes (2001), ya que se encuentra entre los depósitos plinianos Pómez Toluca Superior y Pómez Toluca Inferior. García-Palomo et al. (2002) y recientemente Arce et al. (2003), establecieron de manera muy clara la relación estratigráfica entre la PTS por encima de la PBI mediante un contacto erosivo (Fig. 7). Este depósito corresponde a una erupción pliniana-subpliniana la cual originó una secuencia constituida por cinco horizontes de caída intercalados con oleadas piroclásticas y por dos principales unidades de flujo piroclástico (Fig. 8). Los espesores máximos para los depósitos de caída en orden cronológico son de 23 cm, 97 cm, 55 cm, 8 cm y 17 cm, las oleadas presentan espesor variable de 40 cm, 30 cm y 5 cm, mientras que el espesor total de las dos unidades de flujo piroclástico llega a sumar hasta 20 m (Macías et al., 1997; Cervantes, 2001). La edad de este depósito, determinada mediante el fechamiento de fragmentos de carbón encontrados dentro de los flujos piroclásticos es de aproximadamente 12,100 años (Macías et al., 1997; Cervantes, 2001; Arce et al., 2003). Los productos juveniles del depósito PBI son fragmentos de pómez blanca, gris y bandeada, así como clastos densos de color gris y rojizo de dacita.

Pómez Toluca Superior (PTS)

El depósito PTS fue descrito por Bloomfield y Valastro (1974), Macías et al. (1997) Arce (1999) y Arce et al. (2003). En este último se define que la PTS está compuesta por cuatro horizontes de caída (PC0, PC1, PC2 y PC3), cuatro



horizontes de flujo piroclástico (F0, F1, F2 y F3), dos horizontes de oleada piroclástica (S1 y S2).



Figura 8. Secuencia piroclástica del depósito PBI. Se puede observar la intercalación de depósitos de caída, de oleada y hacia la cima de flujo piroclástico. Como escala la pala mide 70 cm.

A continuación se describen en orden cronológico los distintos horizontes que componen la secuencia PTS, algunos de los cuales se presentan en la figura 9:

El depósito de flujo piroclástico F0, es de color gris, tiene un espesor variable desde 140 cm (en las depresiones) hasta pocos centímetros (4 cm) en los altos topográficos. Este depósito está constituido por material juvenil representado por pómez gris, pómez blanca, pómez bandeada y líticos densos de color gris y como material accidental líticos de color gris oscuro alterados hidrotermalmente, embebidos en una matriz de arena. En la parte superior de F0 comúnmente se

observan huellas de impacto de fragmentos de pómez de la unidad de caída sobreyacente PC0.

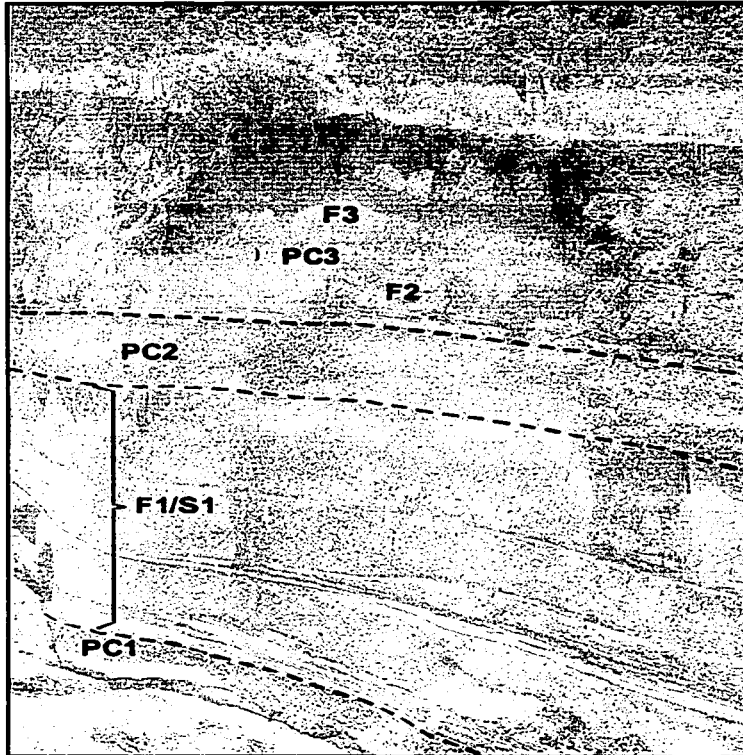
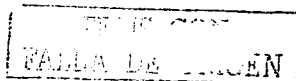


Figura 9. Fotografía que muestra uno de los afloramientos más representativos de la secuencia piroclástica PTS, localizado aproximadamente a 7 km al este del volcán (Sección 75). Se puede observar una intercalación de depósitos de caída, de oleada y de flujos piroclásticos. Como escala la persona mide 1.62 m.

El depósito de caída PC0 varía en coloración de blanco a gris, tiene gradación normal, con un espesor máximo de 27 cm, constituida por material juvenil (pómez blanca, pómez gris, pómez bandeada y líticos densos de color gris). PC0 está coronado por otro horizonte continuo, de 6 cm de espesor, compuesto de ceniza de caída de color beige. Este depósito de caída tiene una distribución preferencial hacia el norte-noreste.

El depósito de caída PC1, es de color blanco a gris, con gradación inversa, tiene un espesor máximo de 180 cm, está constituido por pómez blanca, pómez gris, pómez bandeada y líticos densos de color gris, así como líticos accidentales de color gris oscuro y otros con alteración hidrotermal. Hacia la parte superior, PC1 se encuentra interrumpido por un depósito de oleada piroclástica (Fig. 10) y posteriormente culmina de manera abrupta (Arce et al., 2003). PC1 tiene una distribución preferencial hacia el noreste.

El depósito de flujo piroclástico F1 (en las depresiones) cambia a un depósito de oleada piroclástica S1 (en altos topográficos). F1 tiene una distribución preferencial hacia el este y noreste del volcán, generalmente se presenta en cuatro unidades masivas de color rosa, con un espesor total de 8 m. El depósito S1 presenta una coloración rosada, con un espesor máximo de 1m, en donde se desarrollan dunas, antidunas y estratificación cruzada,. Para S1 se identificaron tres capas 1) una capa de 5 cm de espesor promedio, rica en fragmentos de pómez, líticos densos del tamaño de la arena gruesa, y cristales inmersos en una matriz de limo; 2) una capa de 12 cm de espesor promedio, compuesto de fragmentos de pómez del tamaño de la grava inmersos en una matriz de limo; 3)



una capa de 5 cm de espesor, compuesto por fragmentos de pómez y líticos del tamaño de la arena gruesa y cristales inmersos en una matriz de arena fina.

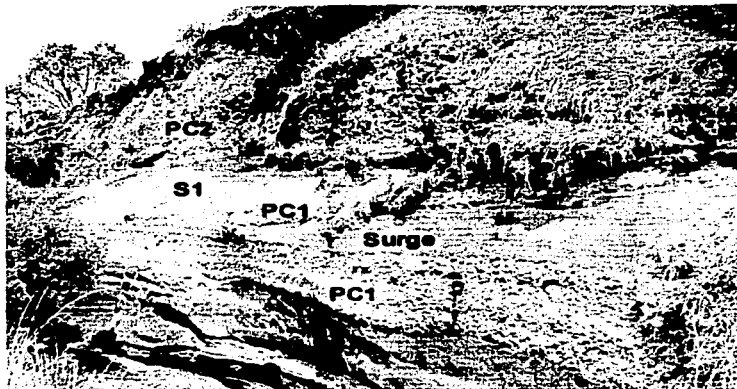


Figura 10. Fotografía que muestra parte de la secuencia piroclástica PTS, esencialmente la intercalación de depósitos de caída y oleadas piroclásticas. Como escala, la pala mide 70 cm.

El depósito de caída PC2 es de color blanco, con un espesor máximo de 8 m, presenta una gradación asimétrica (inversa a normal), es decir con los fragmentos más grandes hacia la parte media del depósito. PC2 está dividido a la mitad por un depósito de oleada piroclástica de 15 cm de espesor máximo. Los constituyentes juveniles de PC2 son fragmentos de pómez blanca, en menor proporción pómez gris y bandeada y líticos densos de color gris claro. Esta unidad se puede discriminar de PC1 debido a su coloración blanca y además por la presencia de un nivel con una alta concentración de líticos alterados hidrotermalmente de color rojo

hacia la cima del depósito (aproximadamente representa el 10% del espesor total).

PC2 tiene una distribución preferencial hacia el noreste.

El depósito de flujo piroclástico F2 (en las barrancas) y de oleada piroclástica S2 (en los altos topográficos), generalmente presenta una coloración rosada. F2 está distribuido en las pendientes este y norte del volcán, hasta distancias de 14 km respecto al cráter. Este depósito está constituido por una sola unidad de flujo, alcanza un espesor máximo de 2 m, se presenta masivo con una gran cantidad de fragmentos de pómez del tamaño de la grava, inmersos en una matriz de arena. Por otra parte, el depósito de oleada piroclástica S2 presenta un espesor máximo de 20 cm, generalmente es de color rosado a gris, constituido por fragmentos de pómez del tamaño de la arena gruesa, así como fragmentos líticos densos juveniles y accidentales. Comúnmente S2 presenta laminaciones y en ocasiones estratificación cruzada.

El depósito PC3, la última unidad de caída de toda la secuencia, generalmente presenta un color ocre, con un espesor máximo de 50 cm, presenta una gradación inversa y después normal (gradación asimétrica). Los constituyentes juveniles de PC3, son fragmentos de pómez blanca (que intemperiza a ocre), en menor proporción pómez bandeada y líticos de color gris claro, y líticos accidentales alterados hidrotermalmente. De manera particular, la base de PC3 contiene una gran cantidad de de líticos de color rojo (muy similar a la parte superior de PC2). La distribución preferencial de PC3 está dirigida hacia el norte.

El depósito de flujo piroclástico F3, presenta una coloración rosada, con un espesor máximo de 7 m. F3 consiste de al menos dos unidades de flujo,

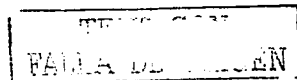
INSTITUTO GEOLÓGICO NACIONAL
FALLA DE ORIGEN

constituido por fragmentos subredondeados de pómez, líticos juveniles y accidentales del tamaño de la grava, inmersos en una matriz de arena.

Los contactos de los diferentes depósitos piroclásticos de la PTS, son planos, y en ningún caso se observó algún depósito secundario (de retrabajo), lo cual puede indicar que la erupción ocurrió en un tiempo relativamente corto y de manera continua.

A nivel general, la distribución de los constituyentes juveniles (pómez blanca, gris, bandeada, líticos densos) en la secuencia PTS, varía de horizonte a horizonte (Fig. 11) y se puede apreciar que los clastos juveniles densos, se encuentran en mayor proporción en la base de la secuencia (PC0 y parte basal de PC1) así como en el depósito de flujo piroclástico F0 (visible a nivel de afloramiento) para el cual no se realizó el análisis de componentes. Asimismo, se observa que los fragmentos de pómez gris y en menor grado pómez bandeada, están concentrados en la parte basal de la secuencia (F0 y PC0).

Asociado a la erupción se encuentra el domo central "El Ombligo" el cual se levanta 120 m por encima del cráter y marcó la terminación del evento eruptivo. Este domo central se encuentra expuesto dentro del cráter del Nevado de Toluca y divide el interior del cráter en dos pequeñas depresiones las cuales están ocupadas por los lagos de El Sol y el de La Luna. A pesar de no haber una relación de campo clara entre los depósitos piroclásticos de la PTS y el domo central, es muy probable de que el domo pertenezca al mismo evento eruptivo de la PTS. En primer lugar, la morfología del domo está muy bien preservada y no



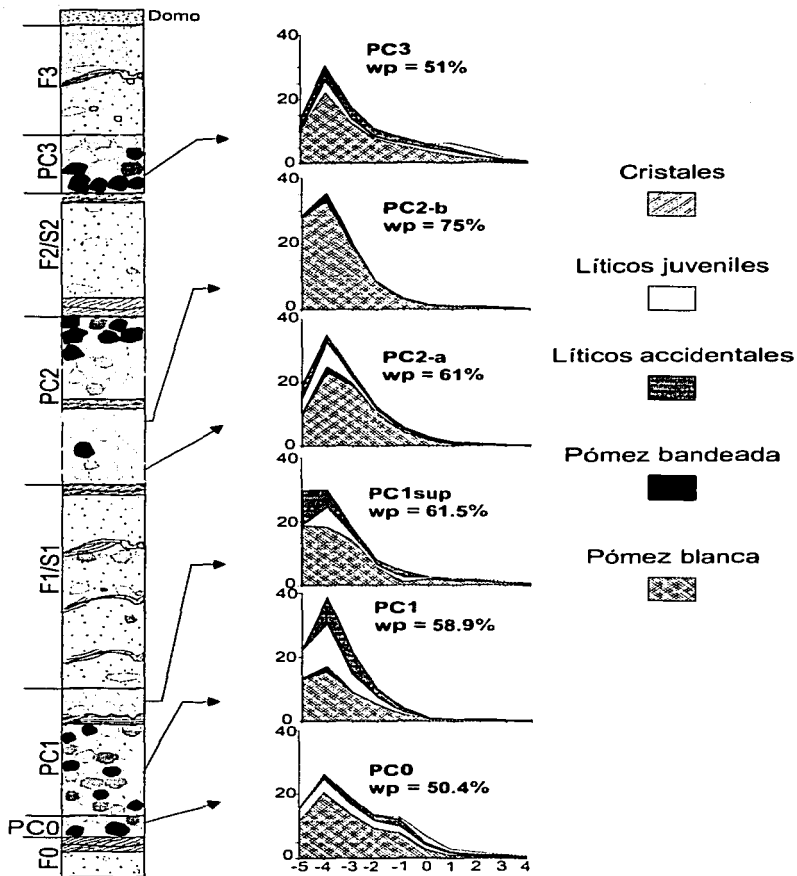
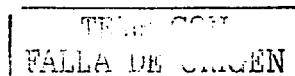


Figura 11. Variación temporal de los componentes en los horizontes de caída de la secuencia PTS. wp = pómez blanca

parece haber sufrido actividad volcánica alguna; en segundo lugar, la composición química del domo es muy similar a los fragmentos juveniles de la PTS y en tercer lugar por la edad del domo determinada en 9100 +/- 500 años, mediante el método de ^{36}Cl (Arce et. Al., 2003). Esta fecha representa una edad mínima y es muy cercana a la edad de la erupción PTS de 10,500 años.

II.4. PARÁMETROS FÍSICOS DE LA PTS

El depósito PTS representa uno de los eventos plinianos más voluminosos que han ocurrido en el centro de México durante los últimos 11,000 años. Es solamente comparable con la erupción pliniana ocurrida hace 14,000 años A.P. en el Volcán Popocatepetl (Siebe et al., 1996; Siebe et al., 1997). El depósito PTS está expuesto ampliamente hacia el sector noreste del volcán en la Cuenca de Lerma, Sierra de las Cruces, así como en la zona arqueológica de Tlapacoya, localizada a 90 km del cráter del Nevado de Toluca, en la Cuenca de México (Fig. 12). Se han reportado datos del espesor de los depósitos de caída de la PTS en zonas distales, por ejemplo en las excavaciones de Tlapacoya se reportaron 30 cm de espesor (Mirambell, 1967; 1978; Liddicoat et al. 1979; Liddicoat et al. 1981; Lambert, 1986) y de 37 cm de espesor en la región de Tocuila (González, S. comunicación personal). Estos depósitos probablemente corresponden a los horizontes de caída PC1 y PC2, ya que estos horizontes presentan un espesor importante en zonas cercanas al volcán (PC2 = 8 m y PC1 = 2 m, a una distancia de 4 km del cráter) y ambos tienen un eje de dispersión hacia el noreste.



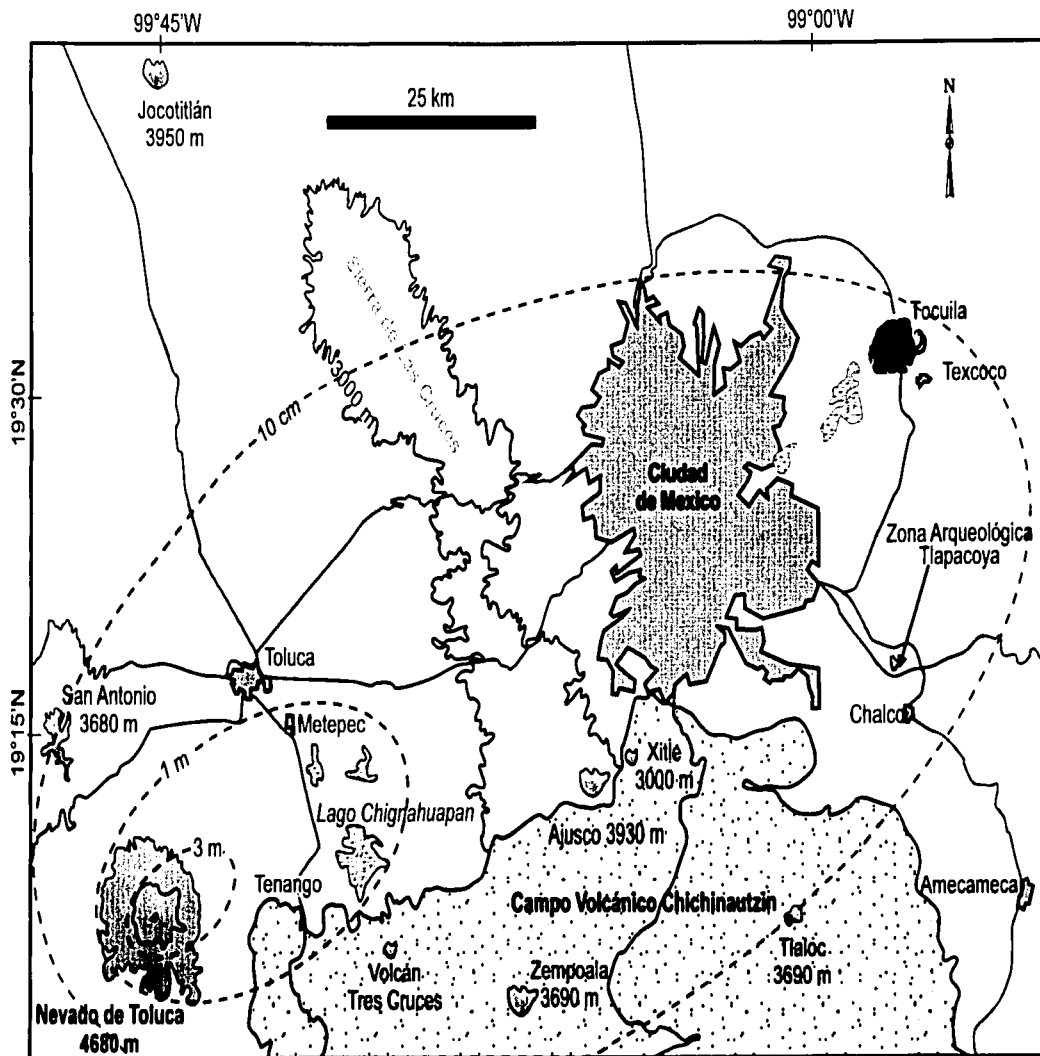


Figura 12. Mapa de la distribución de los depósitos de caída de la PTS. Las isopacas corresponden al espesor total de los horizontes de caída PC1 y PC2).

Volumen

El volumen del depósito PTS fue estimado por primera vez por Bloomfield et al. (1977), quienes consideraron un área de 2000 km² cubierta por el depósito (incluyendo material redepositado) y estimaron un volumen total de 2.3 km³ y un volumen en RDE de 1.54 km³. Con base en la nueva secuencia estratigráfica descrita en la sección II.3, se determinaron volúmenes para cada horizonte de caída, utilizando el método de Pyle (1989; 1995) y dio como resultado un volumen mínimo de 5.14 km³ que es igual a 2.05 km³ en RDE (Arce, 1999). Este método consiste en graficar la raíz cuadrada del área *versus* el espesor de cada isopaca (Fig. 13) en donde los datos se ajustan ya sea a una o a dos rectas, una correspondiente a la parte distal y la otra a la proximal del depósito de caída.

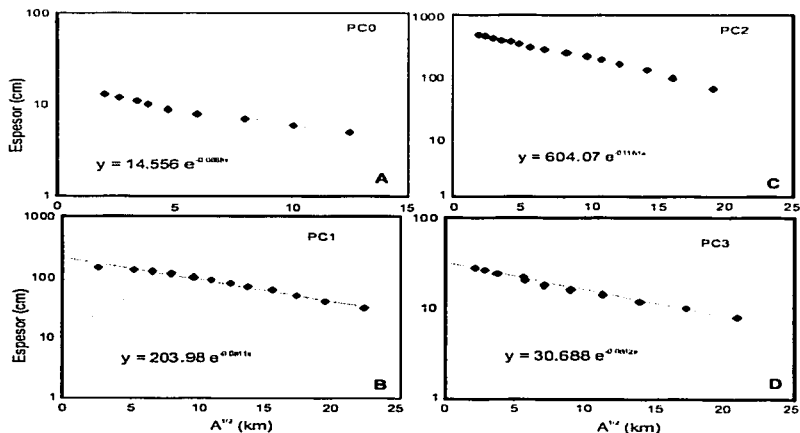


Figura 13. Gráficas de raíz cuadrada del área vs. el espesor de cada isopaca, para los horizontes de caída de la PTS.

A continuación se desglosa detalladamente este método utilizando como ejemplo uno de los depósitos de caída de la PTS (PC2).

De acuerdo a Pyle (1989; 1995), una vez que se han graficado los datos del espesor y la raíz cuadrada de cada isopaca, el volumen del depósito de caída se puede obtener de la siguiente manera:

$$V = 13.08 T_o bt^2$$

en donde T_o = espesor máximo extrapolado; bt = distancia correspondiente a la mitad del espesor máximo extrapolado. De la ecuación de la pendiente de la gráfica en la figura 13C, se obtiene:

$$y = 604.07e^{-0.1161x}$$

en donde $T_o = 604.07$ cm; la pendiente de la recta (k) es 0.1161, bt se puede determinar de la siguiente manera: de la ecuación anterior hacemos que y sea la mitad del espesor máximo extrapolado (T_o) entonces se obtiene

$$y = 604e^{-0.1161x}$$

$$302 = 604e^{-0.1161x}$$

$$\ln(302/604) = -0.1161x$$

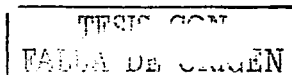
$$0.693/0.1161 = x$$

$$x = 5.9 = bt$$

por lo tanto el volumen de PC2 es:

$$V = 13.08 * (0.00604 \text{ km}) * (5.9)^2$$

$$V = 2.7 \text{ km}^3$$

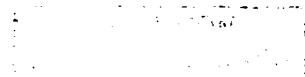


Se realizaron las mismas operaciones con los demás horizontes de caída (PC0, PC1 y PC3) de lo cual resultó un volumen total de 5.14 km³ (2.05 km³ en RDE, considerando una densidad promedio del material piroclástico juvenil de 1000 kg/m³).

Sin embargo, los datos que se obtuvieron en campo del espesor y el área de cada isopaca, despliegan solamente la pendiente proximal (Fig. 13A-D). Por ello se utilizó la pendiente distal teórica establecida por Carey et al. (1995) la cual oscila entre 0.01 y 0.015, para estimar un volumen más representativo. En este caso se utilizó la ecuación propuesta por Fierstein y Nathenson (1992) la cual involucra a las dos pendientes, como se detalla a continuación:

$$V = 2To \frac{k_1^2 + k_2^2}{k_1^2} + 2To \left[\left(k_1 * AiP^{1/2} + 1 \right) \frac{k_1^2}{k_1^2} - \left(k * AiP^{1/2} + 1 \right) \frac{k_2^2}{k_2^2} \right] \exp(-k * AiP^{1/2})$$

en donde To = espesor máximo extrapolado; k = pendiente proximal; k_1 = pendiente distal; AiP = intersección de las dos pendientes la cual se puede calcular de la relación $AiP/To = 0.12$. Los datos fueron los mismos que se utilizaron en el método de Pyle (1989; 1995), $To = 604$; $k = 0.116$; $k_1 = 0.012$ (un promedio de los valores propuestos por Carey et al., 1995), $AiP^{1/2} = 19.27$. Sustituyendo en la ecuación de Fierstein y Nathenson (1992), se obtuvo el volumen de material del depósito de caída (en este caso se utilizó como ejemplo el mismo horizonte de caída de la PTS):



$$V = 2 \left(\frac{0.00604}{0.116^2} \right) + 2(0.00604) \left[\left(0.012 * 19.27 + \frac{1}{0.012^2} \right) - \left(0.116 * 19.27 + \frac{1}{0.116^2} \right) \right] \exp(-0.116 * 19.27)$$

$$\text{Volumen de PC2} = 13 \text{ km}^3$$

Se realizaron las mismas operaciones con los otros horizontes de caída de la PTS (PC0, PC1 y PC3) resultó un volumen total de los cuatro horizontes de caída de 18 km³. Para la determinación del volumen en roca densa equivalente (RDE) se consideró una densidad de la pómez de 1000 kg/m³ y una densidad de 2500 kg/m³ para un magma dacítico, del cual resultó un volumen de 7.2 km³ en RDE y una masa de 1.8 x 10¹³ kg para los depósitos de caída. La masa se obtuvo empleando la siguiente fórmula:

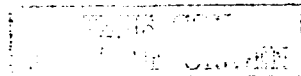
$$m = V * \delta$$

en donde m = masa, V = volumen y δ = densidad. En este caso se consideró una densidad del material piroclástico de 1000 kg/m³, dado que el material juvenil del depósito incluye pómez blanca, gris y bandeada, así como líticos densos, que juntos promedian aproximadamente dicha densidad. Sustituyendo la ecuación anterior,

$$m = (18 \times 10^9 \text{ m}^3) * (1000 \text{ kg/m}^3) = 1.8 \times 10^{13} \text{ kg}$$

Para calcular el volumen en Roca Densa Equivalente (RDE) se empleó:

$$RDE = m/\delta$$



en donde m = masa (en este caso = 1.8×10^{13} kg), δl = densidad de un magma dacítico (en este caso = 2500 kg/m^3). Por lo tanto:

$$RDE = (1.8 \times 10^{13} \text{kg}) / 2500 \text{ kg/m}^3 = 7.2 \text{ km}^3$$

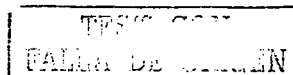
Mientras que para los depósitos de flujo y oleada piroclásticos se calculó un volumen de 0.75 km^3 (Arce, 1999) considerando un espesor promedio de 10 m dentro de las barrancas y un área cubierta de 75 km^2 . En consecuencia, sumando el volumen de 7.2 km^3 de los depósitos de caída con el volumen de 0.75 km^3 de los depósitos de flujo y oleada piroclástica, resulta un volumen total 7.95 km^3 de magma arrojado por la erupción de la PTS. De acuerdo con el espesor que tienen los depósitos de la PTS y su amplia distribución, este volumen concuerda con el de otros depósitos con características similares (Tabla 2).

Tabla 2. Ejemplo de algunas erupciones plinianas que depositaron grandes volúmenes de material.

Erupción	Pinatubo 1991	Ceboruco 1000 a AP	Vesubio 79 A.D.	Sta. María 1902	Quizapu 1932	Huaynaputina 1600 D.C.
Vol. magma	6 km^3	4 km^3	4 km^3	8.6 km^3	4 km^3	8.8 km^3
Composición	Dacita- basalto	Riodacita- dacita	Fonolita- fonotefrita	Dacita- basalto	Dacita- basalto	Dacita

Altura de columna y tasa eruptiva

Bloomfield et al. (1977) estimaron la altura de la columna eruptiva de la PTS en 42 km, considerándolo como un único depósito. En este trabajo se estimó la altura de



la columna eruptiva para cada uno de los horizontes de caída, utilizando el modelo teórico propuesto por Carey y Sparks (1986), el cual está basado en la caída de clastos desde una columna de erupción en la que la dispersión del tamaño de clasto máximo está influenciada por la altura de la columna y de la fuerza del viento. En este caso se utilizó el mapa de isopletas de fragmentos líticos de cada horizonte de caída (Fig. 14), con lo cual se obtuvo el valor de "intervalo en dirección del viento" y de "intervalo perpendicular al viento" que fue utilizado para estimar la altura de columna y velocidad del viento en la gráfica de la figura 15A.

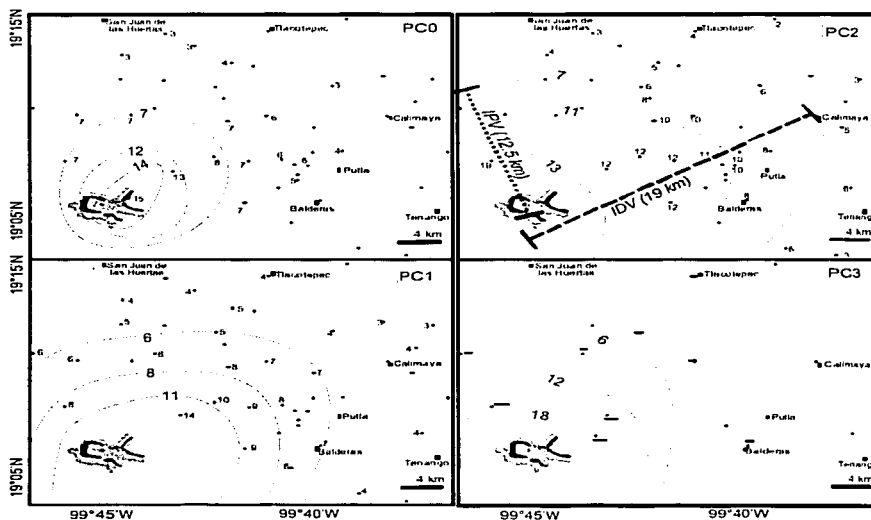


Figura 14. Mapa de isopletas de fragmentos líticos para los horizontes de caída de la PTS. Los contornos están en cm. Para el horizonte de caída PC2 se indican los intervalos en dirección (IDV) y perpendicular (IPV) al viento, los cuales se usaron para estimar la altura de la columna de erupción.

La altura de columna resultante para cada horizonte fue: PC0 = 25 km; PC1 = 39 km; PC2 = 42-39 km; y para PC3 = 28 km. La columna de erupción está estructurada en tres partes principales (Sparks, 1986), una parte basal de empuje, una intermedia de flotación y una superior de expansión o neutral. La altura total de la columna de erupción está influenciada fuertemente por la tasa de emisión, estratificación de la atmósfera y el contenido de volátiles en el magma. Varios autores han propuesto una fórmula de regresión entre la tasa de emisión y la altura de la columna. Sparks y Wilson (1982), Sparks (1986) y Carey y Bursik (2000) proponen:

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

en donde H_t es la altura máxima de la columna, Q es la tasa de emisión y 1.67 es una constante relacionada a la estratificación de la atmósfera. Empleando esta relación se estimó la tasa de emisión para cada columna de erupción (Fig. 15B). La tasa de emisión osciló entre 5×10^7 kg/s y 5×10^8 kg/s con una tasa "pico" en la parte media de PC2. Comparado con otras erupciones prehistóricas y modernas que han ocurrido en México, la PTS es una de las más grandes erupciones que se hayan reportado (Fig. 5).

Si se asume la densidad de un magma de composición dacítica en 2500 kg/m^3 y suponiendo una descarga continua de masa, es posible estimar el tiempo mínimo de la duración de la erupción. De modo que si se considera una masa de $3.25 \times$

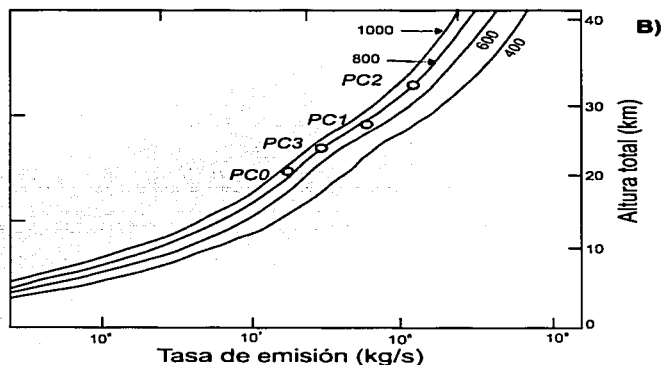
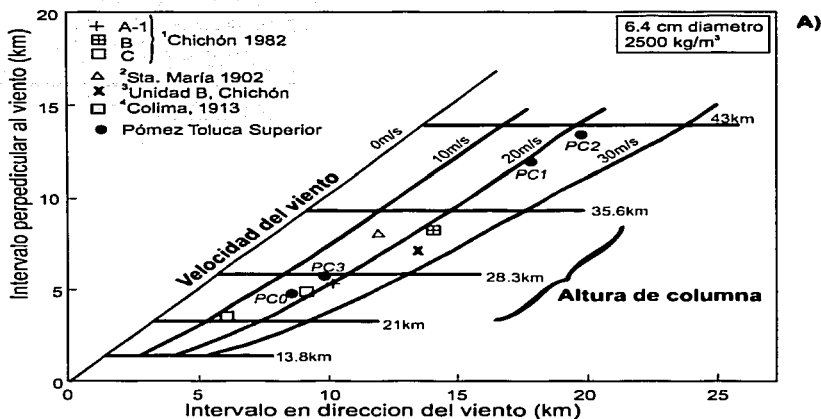


Figura 15. A) Intervalo en dirección del viento vs. intervalo perpendicular al viento para la estimación de la altura de columna eruptiva y velocidad del viento según Carey y Sparks (1986). En este caso para un clasto de 6.4 cm de diámetro con una densidad de 2500kg/m^3 . Los resultados de PC0, PC1, PC2 y PC3 se comparan con otros ejemplos. Referencias: ¹Carey y Sigurdsson (1986a); ²Williams y Self (1983); ³Macías et al. (en prensa); ⁴Saucedo (1997). B) Altura de columna en relación a la tasa de emisión para los distintos horizontes de la PTS de acuerdo a Sparks (1986). Las diferentes líneas representan distintas temperaturas, para la PTS se tomó la de 800°C , ya que es muy cercana a la temperatura estimada en el capítulo III.

10^{11} kg y una tasa de emisión de 5×10^7 kg/s, PC0 pudo haber durado aproximadamente 1.8 horas; PC1 alrededor de 4 horas (con una masa de 4.25×10^{12} kg y una tasa de 3×10^8 kg/s); PC2 sería la de mayor duración cercana a las 7 horas (con una masa de 1.3×10^{13} kg y una tasa de emisión de 5×10^8 kg/s); finalmente PC3 duró probablemente 2.5 horas (masa de 7.5×10^{11} kg y tasa de emisión de 8×10^7 kg/s). Sumando el tiempo de duración de estas cuatro columnas plinianas, se obtiene un tiempo mínimo de 15 horas de duración para la erupción de la PTS. Obviamente no se está considerando el tiempo de cada evento interpliniano (formación de flujos y oleadas piroclásticas) ya que es difícil cuantificarlo.

II.5. LA PTS COMO MARCADOR ESTRATIGRÁFICO

Debido a su amplia distribución y a la rapidez con que ocurren los depósitos de caída, las erupciones plinianas en el tiempo geológico son excelentes guías de correlación. Tal es el caso del depósito PTS, el cual ha sido utilizado en estudios de estratigrafía volcánica como un índice para la correlación (Cantagrel et al., 1981; Macías et al., 1997; Siebe et al., 1999; González et al., 2001) así como en estudios paleoambientales (Mooser, 1967; 1969; Lozano-García et al., 1993; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994; Caballero-Miranda y Ortega-Guerrero, 1998; Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Metcalfe et al., 1991; Newton y Metcalfe, 1999; Caballero-Miranda et al., 2001) tanto en la Cuenca de Lerma como en la Cuenca de México (Fig. 16).

**Zona Proximal
(0-10 km)**

**Zona Media (10-30 km)
Cuenca de Lerma**

**Zona Distal (> 40 km)
Cuenca de Mexico**

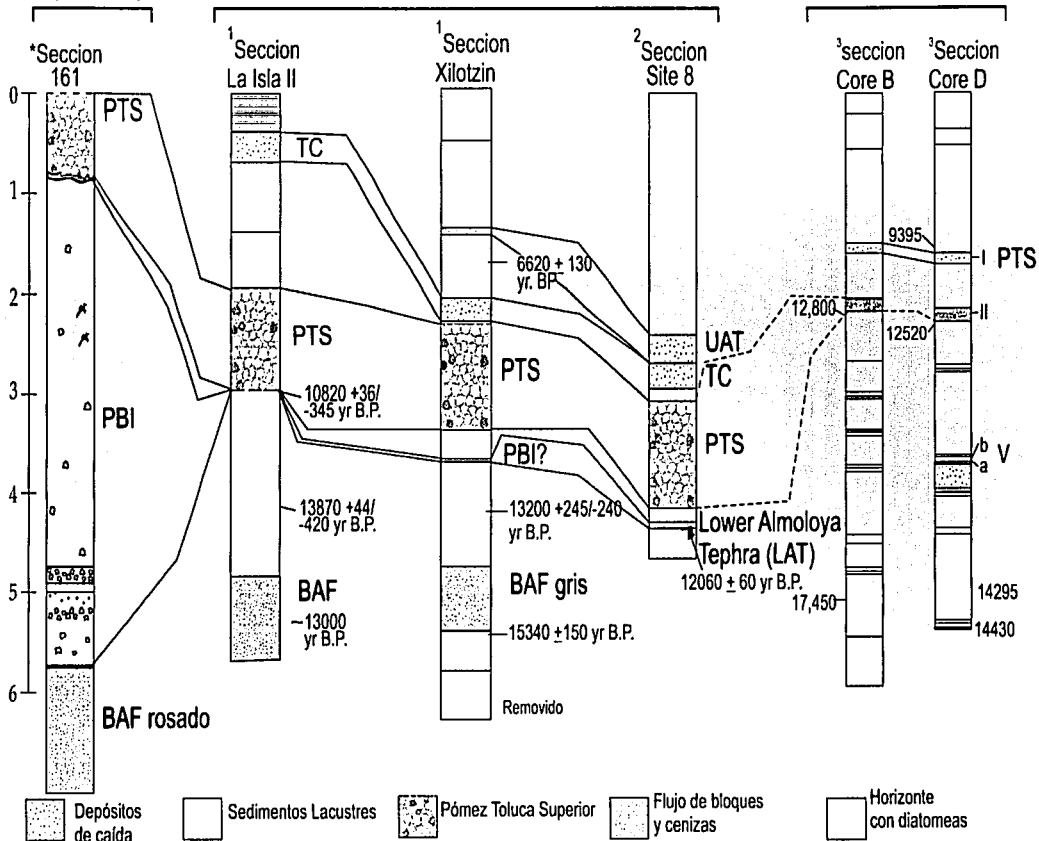


Figura 16. Correlación de secciones estratigráficas localizadas en zonas proximales, medias y distales. Datos tomados de *Arce et al. (2003); ¹Caballero-Miranda et al. (2001); ²Newton y Metcalfe (1999); ³Ortega-Guerrero y Newton (1998). Abreviaciones: BAF = depósito de flujo de bloques y cenizas; PBI = Pómez Blanca Intermedia; PTS = Pómez Toluca Superior; TC = Ceniza Tres Cruces; UAT = Upper Almoloya Tephra.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Edad del depósito

Bloomfield y Valastro (1974, 1977) definieron la edad del depósito PTS en 11,600 años, establecida mediante fechamientos de ^{14}C de fragmentos de carbón muestreados en paleosuelos subyacentes al depósito (Tabla 1). Estos paleosuelos arrojaron una edad promedio de $11,580 \pm 100$ (Bloomfield y Valastro, 1974). Bloomfield (1973) y Bloomfield y Valastro (1974) determinaron edades de material orgánico colectado entre la PTS y el Basalto Tenango en 8390 ± 130 ; 8440 ± 440 ; 8700 ± 180 ; 8390 ± 100 años, las cuales representan edades mínimas de la PTS.

Recientemente se reportaron edades de las partes superiores de paleosuelos localizados debajo de la PTS entre $11,595 \pm 180$ y $11,830 \pm 342$ años (Tabla 1), muy similares a la edad de $\sim 11,600$ años de Bloomfield y Valastro (1974), pero éstas representan edades máximas para el evento eruptivo. Asimismo se reportaron edades de fragmentos de carbón muestreados dentro de uno de los flujos piroclásticos de la PTS (F0) los cuales arrojaron edades de $12,090 \pm 40$, $10,445 \pm 95$ y 9150 ± 70 años (Arce et al., 2003). De estos tres fechamientos, se ha planteado que la edad correcta es la de $10,445 \pm 95$ (Arce et al., 2003). En primer lugar por que se tiene registrado un evento volcánico en el Nevado de Toluca en $\sim 12,100$ años y depositó la secuencia PBI, rico en fragmentos de carbón. Por lo tanto la edad de $12,090 \pm 40$ obtenida dentro de la PTS puede corresponder a un fragmento de mandera retomado del depósito PBI. En segundo lugar, se determinó una edad mínima para el domo El Ombligo de ~ 9100 años, por lo tanto la fecha de 9150 ± 70 años obtenida dentro del depósito PTS podría

corresponder a un fragmento de carbón contaminado. En tercer lugar, en varios trabajos (Caballero-Miranda y Ortega Guerrero, 1998; Bloomfield y Valastro, 1977; Caballero et al., 2001) se han reportado edades muy parecidas a 10,500 años ($10,528 \pm 74$; $10,550 \pm 80$; $10,820 \pm 365$ años), las cuales corresponden a horizontes ricos en materia orgánica colectados inmediatamente debajo del depósito PTS. Por lo tanto, es más factible que la edad de la PTS sea ~10,500 años. De esta forma, la erupción de la PTS ocurrió aproximadamente 1000 años después de lo que habían reportado Bloomfield y Valastro (1974). De modo que los eventos que habían sido correlacionados con este depósito están desfasados por esta misma cantidad de años y deberían ser reevaluados.

CAPITULO III. CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS Y EVOLUCIÓN DE LA POMEZ TOLUCA SUPERIOR

III.1. INTRODUCCIÓN

Como se mencionó en las secciones anteriores, el Nevado de Toluca registró un período de intensa actividad volcánica explosiva entre 13,000 y 10,500 años A.P. En este capítulo se presentan resultados de los distintos análisis que se llevaron a cabo en los fragmentos juveniles colectados de los tres depósitos originados por las erupciones que ocurrieron en este período de tiempo y que produjeron las secuencias piroclásticas (PTS, PBI y BAF-13). Así mismo se presentan los primeros resultados de experimentos hidrotermales que se llevaron a cabo con una muestra natural de un fragmento de pómez blanca del depósito PTS. A pesar de los numerosos estudios volcanológicos que se han llevado a cabo sobre el Nevado de Toluca, hasta la fecha no se ha realizado ningún estudio sobre las condiciones pre-eruptivas de sus eventos volcánicos, de modo que estos resultados son los primeros de esta clase que se han obtenido del depósito PTS y del Volcán Nevado de Toluca. Dada la magnitud de la erupción que produjo a la PTS y las características de su depósito, así como las de las otras dos erupciones asociadas (BAF-13 y PBI), resulta de gran importancia determinar los procesos magmáticos que se llevaron a cabo antes y durante el evento eruptivo de la PTS. En este capítulo se pretenden establecer las condiciones de presión, temperatura y contenido de agua a las que estuvo sujeto el magma durante estos tres eventos

volcánicos del Pleistoceno tardío-Holoceno en el Volcán Nevado de Toluca (Fig. 7). Con este fin se realizó un intenso trabajo de campo, en donde se describieron detalladamente 270 secciones estratigráficas, con lo cual fue posible determinar la relación estratigráfica directa entre los tres depósitos (PTS, PBI y BAF-13), especialmente en las secciones 161 y 264 localizadas al sureste y al noreste del volcán respectivamente.

III.2. METODOLOGIA

En primer lugar, se llevó a cabo un muestreo de los constituyentes juveniles de los tres depósitos (PTS, PBI y BAF-13), como pómez blanca, bandeada y gris y solamente en el depósito PTS se encontraron líticos juveniles de los cuales se muestrearon algunos. Además se tomaron muestras del domo central El Ombligo. Las muestras fueron utilizadas par llevar a cabo diversos análisis de laboratorio como: 1) Análisis químicos de roca total de ocho muestras colectadas de los tres depósitos (Tabla 3), sumados a 15 análisis previamente reportados (Macías et al., 1997; Cervantes, 2001; Arce et al., 2003). Todos los análisis fueron realizados en los laboratorios ACTLABS de Ontario, Canada por medio del Espectrómetro de Emisión Óptica de Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-OES). 2) Análisis petrográfico y microsonda electrónica de muestras de los tres depósitos, el cual se llevó a cabo en la Universidad de Alaska, Fairbanks, con el fin de determinar las propiedades químicas y mineralógicas de las rocas de estos depósitos. 3) Experimentos hidrotermales en el laboratorio de Petrología Experimental de la Universidad de Alaska Fairbanks, utilizando diferentes condiciones de presión y

temperatura, empleando una muestra natural de la PTS, con el fin de reproducir las condiciones de P y T del magma. 4) Análisis de las relaciones isotópicas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, para determinar la edad de cristales de biotita del depósito PBI, se realizaron en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Alaska, Fairbanks.

III.3. PETROLOGÍA DE MUESTRAS NATURALES

Las rocas de los depósitos PTS, PBI y BAF-13 tienen composiciones químicas de roca total muy similares. Todas las rocas analizadas caen dentro del campo de la dacita (Figura 17A). El contenido de sílice para el depósito BAF-13 varía de 64.5-65.3 wt%, para las rocas del depósito PBI la variación es de 64.9 a 65.6 SiO_2 wt%, y para la PTS las rocas varían de 63.3 a 65.7 SiO_2 wt% (Tabla 3). Los otros elementos mayores también presentan poca variación, para los tres depósitos el TiO_2 varía de 0.58 a 0.65 % en peso; el CaO varía de 3.9 a 4.3 % en peso; mientras que el Na_2O varía de 4.21 a 4.59 % en peso; el Fe_2O_3 tiene una variación de 3.78 a 4.26 % en peso; y finalmente par el Al_2O_3 la variación es de 15.88 a 16.43 % en peso (Fig. 17), el K_2O muestra un comportamiento sin variación, y el MgO despliega una dispersión de los datos (Fig. 18, B-H).

Análisis Modal

Técnica de Laboratorio

El análisis modal se realizó en 9 muestras representativas de los tres depósitos, para el BAF-13 se analizaron dos muestras colectadas en el flujo piroclástico, una

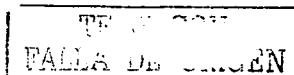


Tabla 3. Composición química de roca total de muestras de los depósitos PTS, PBI, BAF-13 y PTI

Unidad muestra	PTS											
	³ 9596 <i>domo</i>	³ 185-AP <i>pb</i>	³ 185-BP <i>pb</i>	³ 185-CP <i>pb</i>	³ 185-DP <i>pb</i>	³ 9575 <i>pb</i>	⁰ 185-g <i>sp</i>	⁰ 285-g <i>sp</i>	³ 9570-fbp <i>sp</i>	³ 58Liti <i>lj</i>	³ 9570-fbl <i>lj</i>	³ 185-AJ <i>lj</i>
Roca total	64.28	63.27	63.41	63.59	64.19	64.08	63.32	63.92	64.26	65.7	65.46	64.41
SiO ₂	0.6	0.63	0.62	0.61	0.6	0.62	0.65	0.62	0.61	0.63	0.63	0.63
Al ₂ O ₃	16.08	16.37	16.15	15.99	16.43	16.34	16.21	16.15	16.21	16.07	16.49	15.92
Fe ₂ O ₃ *	4.16	4	4	3.9	3.99	4.34	3.99	3.87	3.95	4.11	4.26	4.08
MnO	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06
MgO	1.73	1.7	1.71	1.67	1.68	1.7	1.83	1.76	1.63	1.73	1.67	1.83
CaO	4.21	4.13	4.21	4.18	4.19	4.22	4.3	4.16	4.12	4.15	4.1	4.19
Na ₂ O	4.46	4.31	4.35	4.43	4.39	4.38	4.59	4.51	4.43	4.32	4.61	4.43
K ₂ O	1.86	1.89	1.88	1.87	1.95	1.86	1.97	2.06	1.98	2.75	2.11	2.05
P ₂ O ₅	0.2	0.18	0.18	0.18	0.17	0.16	0.24	0.2	0.17	0.17	0.18	0.18
LOI	0.96	2.78	2.9	2.73	2.6	2.35	1.73	1.55	1.62	1.73	1.24	2
Total	98.6	99.33	99.48	99.22	100.26	100.13	98.89	98.84	99.05	100.59	100.81	99.77

Unidad muestra	PTS		PBI				BAF-13				PTI	
	³ 185-BJ <i>lj</i>	⁰ 29Aw <i>pb</i>	⁰ 29Cg <i>sp</i>	¹ 9545 <i>pb</i>	¹ 9511 <i>pb</i>	² 29-A <i>pb</i>	² 29-C <i>sp</i>	⁰ 264g-f <i>sp</i>	⁰ 264g-s <i>sp</i>	⁰ 264w-f <i>pb</i>	⁰ 264w-s <i>pb</i>	² 9562 <i>pdmez</i>
Roca total	64.67	64.93	65.06	63.99	65.67	64.85	64.4	65.35	64.59	65.06	64.78	55.28
SiO ₂	0.59	0.64	0.64	0.58	0.59	0.64	0.65	0.62	0.61	0.61	0.63	0.68
Al ₂ O ₃	15.88	16.4	16.32	15.99	15.95	16.68	16.66	16.21	16.04	16.19	16.12	18.52
Fe ₂ O ₃ *	3.79	3.9	3.9	4.19	3.78	3.96	4.18	3.99	4.1	3.86	4.01	4.96
MnO	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.09
MgO	1.64	1.76	1.75	1.85	1.51	1.75	1.82	1.82	1.89	1.79	1.92	1.95
CaO	4.05	4.22	4.17	4.37	3.9	4.18	4.33	4.12	4.09	4.17	4.11	4.25
Na ₂ O	4.49	4.34	4.36	4.22	4.21	4.35	4.47	4.54	4.29	4.29	4.23	3.17
K ₂ O	1.96	1.89	2.05	1.93	2.12	1.975	2.11	2.05	2.1	2.1	2.05	1.25
P ₂ O ₅	0.21	0.19	0.19	0.14	0.13	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.19
LOI	1.48	1.77	1.38	2.27	2.6			1.22	1.88	1.55	2.19	8.22
Total	98.82	100.09	99.88	99.60	100.53	98.63	98.87	100.15	99.82	99.87	100.28	98.57

Datos tomados de: ¹Macías et al. (1997); ²Cervantes (2001); ³Arce et al. (2003), y ⁰este estudio. Todos los análisis se llevaron a cabo en Activation Laboratories, Ontario Canada, por medio de la técnica ICP-OES. Fe₂O₃* como Fe total. Abreviaciones, pb = pómez blanca; pg = pómez gris; lj = litico juvenil.

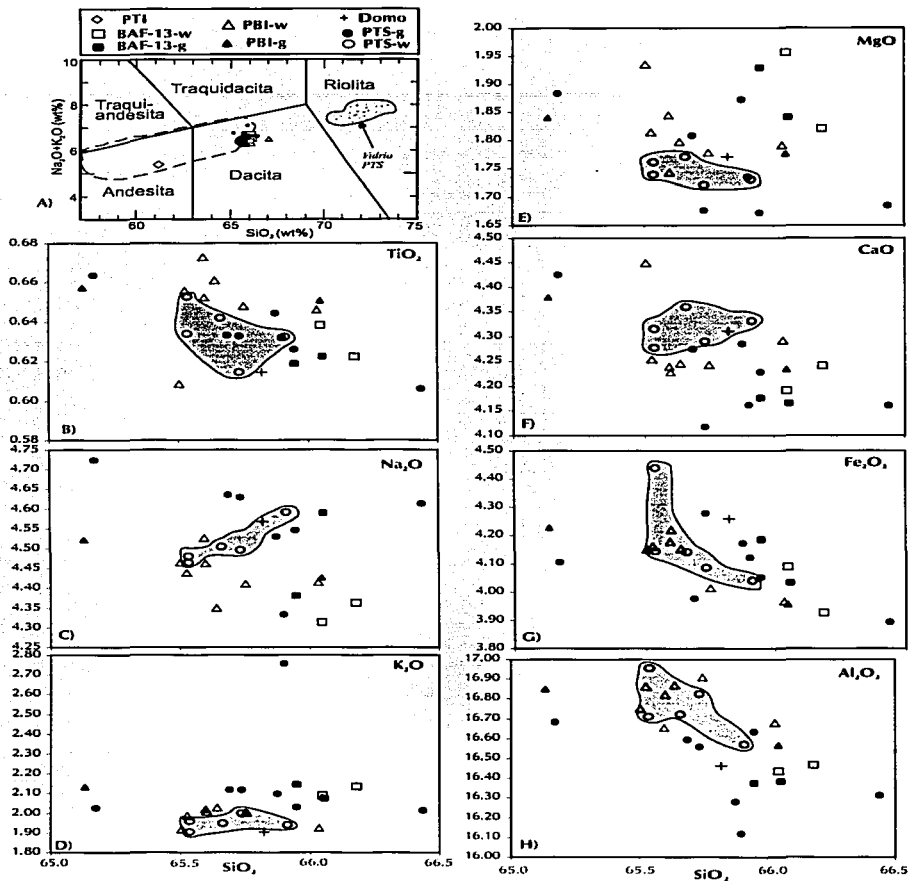


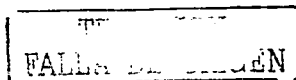
Figura 17. A) Diagrama de clasificación para las rocas y vidrio de los depósitos BAF-13, PBI y PTS, de acuerdo a Le Bas et al. (1986). El área blanca representa la composición de todas las rocas del Nevado de Toluca. B-H) Diagramas binarios (SiO₂ vs elementos mayores de las mismas rocas). El área gris encierra a las muestras de pómez blanca de la PTS. Todos los datos están en condiciones anhidridas.

de pómez blanca (264-wp-f) y otra de pómez gris (264-gp-f); para el depósito PBI se analizaron dos muestras, una de pómez blanca (PBI-2A) y otra de pómez gris (PBI-29b); y para la PTS se analizaron tres muestras, una de pómez gris (PC0g), otra de pómez blanca (PC2b), y otra del domo El Ombligo (9596) (Tabla 4). Los minerales observados fueron fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, hornblenda, óxidos de Fe-Ti, biotita, así como vidrio y vesículas. Para este análisis se utilizó un microscopio petrográfico OLYMPUS-BX60 y un contador de puntos SWIFT MODELO-F. Para cada muestra se contó un mínimo de 700 puntos hasta un máximo de 1,500 puntos.

Resultados

La asociación mineralógica de los tres depósitos también es muy parecida (Tabla 4) y está constituida por orden de abundancia de % en volumen de cristales por plagioclasa > ortopiroxeno > hornblenda >> óxidos de Fe y Ti + biotita y raramente apatito como inclusiones en los ortopiroxenos, dentro de una matriz vítrea y microlítica. Se lograron reconocer dos grupos de fenocristales. El primero corresponde a cristales de <1mm de diámetro (Fig. 18) y el segundo corresponde a cristales de 1-2.3 mm de diámetro (Fig. 19).

Las rocas de la PTS, presentan diversos porcentajes de cristales que corresponden con los distintos tipos de pómez, por ejemplo en la pómez blanca los cristales representan un 11 %, en la pómez gris 25 % y finalmente en la muestra del domo El Ombligo representan un 51 %. Esta última presenta una



matriz rica en microlitos y pobre en vidrio (Fig. 18A, Tabla 4). En estas rocas, la plagioclasa representa un 8% en la pómez blanca, 20 % en la pómez gris y hasta

Tabla 4. Datos del análisis modal de muestras de pómez de los depósitos PTS, PBI y BAF-13, así como del domo central El Ombligo del Volcán Nevado de Toluca.

Unidad	Muestra	Material	No. Puntos	Plg	Opx	Hb	Bt	Ox	Cum	Mtx	Ves
PTS	PC2b	<i>pb</i>	926	8.21	1.8	1.1	0	0.22	0.11	43.2	45.36
PTS	PC0g	<i>pg</i>	1046	19.5	2.64	2.23	0.48	0.57	0	65.01	9.56
Domo	9596	lava	1000	41.8	3.7	2.3	0.6	1.6	0.5	46.2	3.3
PBI	PBI-2A	<i>pb</i>	1545	9.77	2.19	1.18	0.26	0.32	0.19	59.55	26.54
PBI	PBI-2B	<i>pg</i>	1000	12.7	2.5	1.6	0.2	0.3	0.1	52.1	30.5
BAF-13	264-wpf	<i>pb</i>	1125	10.76	3.72	3.12	0.09	0	0.27	54.13	27.91
BAF-13	264-gpf	<i>pg</i>	843	8.78	2.8	1.36	2.49	0	1.19	43.3	40.09

Se tomaron en cuenta fenocristales (> 0.03 mm), vesículas y matriz (vidrio + microlitos). Abreviaciones, *pb* = pómez blanca; *pg* = pómez gris; Plg = plagioclasa, Opx = ortopiroxeno, Hb = hornblenda. Bt = biotita. Ox = óxidos de Fe-Ti. Cum = cúmulos de opx+hb+plq. Mtx = matriz. Ves

42 % en el Ombligo; el ortopiroxeno varía de 2 % en la pómez blanca, 3% en la pómez gris y 4 % en el domo; la hornblenda varía de 1.1% en la pómez blanca, 2.23 % en la gris y 2.3% en el domo. La biotita es escasa y en la pómez blanca no se contó ningún cristal (lo cual no significa que no esté presente), en la pómez gris representa un 0.5 % y en el domo ocupa el 0.6 % en volumen.

Las rocas del depósito PBI, presentan menos diferencias en el grado de cristalinidad. Para la pómez blanca, el contenido de fenocristales es de 14% (cercanamente similar a la pómez blanca de la PTS) y para la pómez gris de 18 % (Tabla 4). También la pómez del depósito BAF-13 muestra variaciones en el grado de cristalinidad, por ejemplo para la pómez blanca tiene 18 % de fenocristales y la pómez gris presenta un 17 % (Tabla 4).

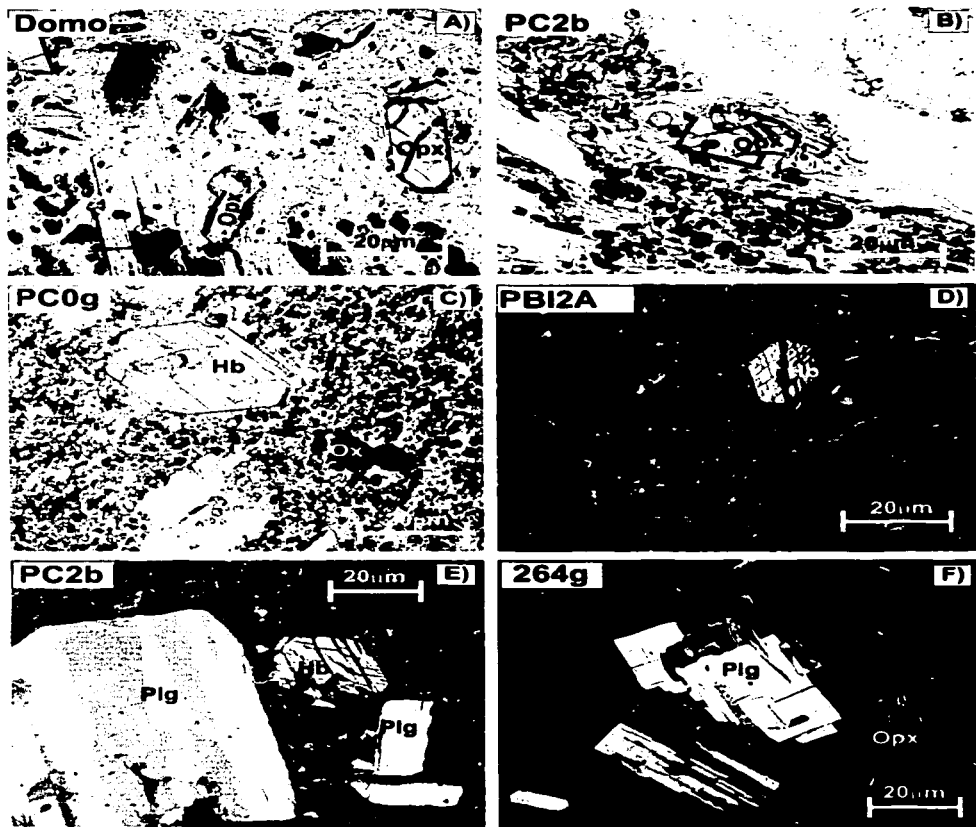


Figura 18. Microfotografías de fenocristales pequeños (1 mm de diámetro) que se encuentran en las rocas de los tres depósitos (PTS, PBI y BAF-13) en donde se llevó a cabo el análisis modal. Se pueden observar las fases minerales principales (Plg = plagioclasas; Opx = ortopiroxeno; Hb = hornblenda; Ox = óxidos de Fe-Ti) que conforman a las rocas de los tres depósitos (BAF-13, PBI y PTS).

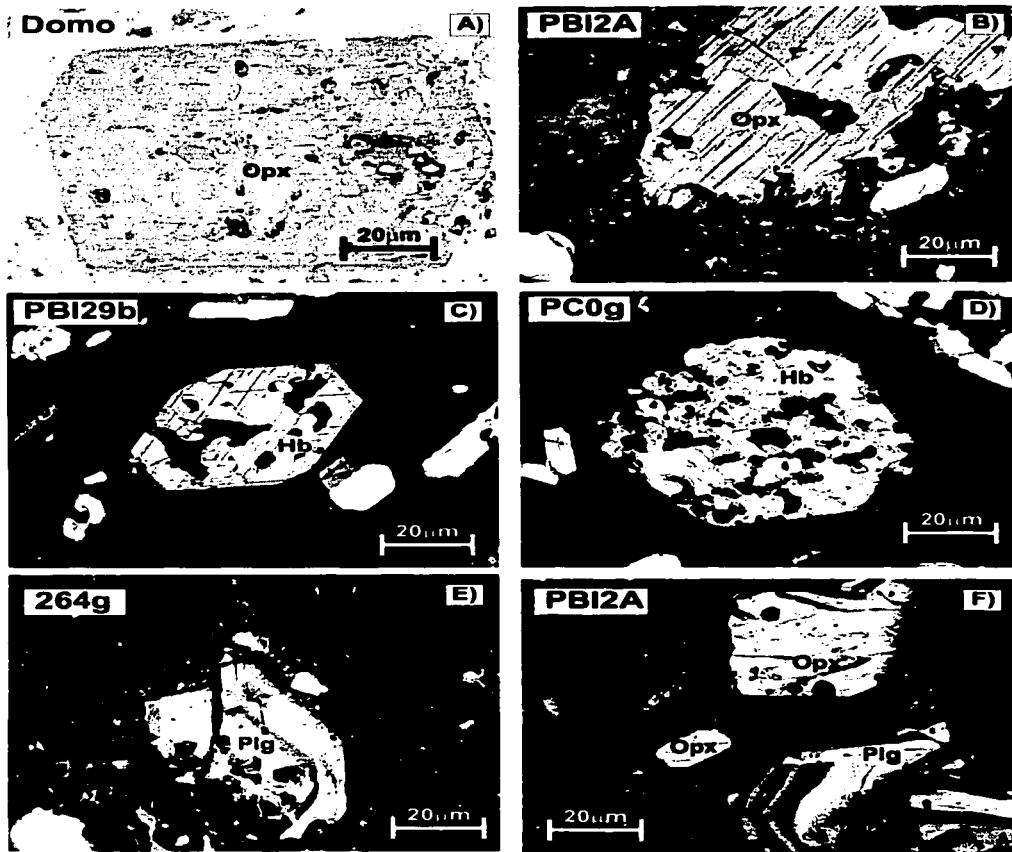


Figura 19. Microfotografías de fenocristales de grandes dimensiones (1-2 mm de diámetro) que se encuentran en las muestras de los depósitos PTS, PBI y BAF-13 generalmente con rasgos de desequilibrio (Plg = plagioclasas; Opx = ortopiroxeno; Hb = hornblenda).

Los fenocristales de plagioclasa presentan esencialmente formas euhedrales, con dimensiones de hasta 2 mm, aunque algunos cristales se encuentran rotos o con textura de reabsorción y en menor grado con textura tipo "tamiz" (Fig. 19E-F). Los fenocristales de ortopiroxeno están presentes como fenocristales de grandes dimensiones (1-2.3 mm) con golfos de corrosión y bordes reabsorbidos (Fig. 19A). También se presentan como fenocristales euhedrales de menores dimensiones (Fig. 18A-B); La hornblenda se presenta en fenocristales pequeños con formas euhedrales (Fig. 18C-E), pero algunas veces muestra zonas de disolución internas en fenocristales grandes (Fig. 19C-D). Los fenocristales de biotita resaltan de inmediato en la sección delgada, lo cual se debe a sus grandes dimensiones (hasta 2.3 mm) y por las coronas de reacción muy marcadas (Fig. 20A-B). Estas coronas de reacción se presentan de distintas maneras. En estados avanzados de reacción de la biotita con la matriz. Se observa que las coronas están formadas por fases minerales (principalmente hornblenda y ortopiroxeno) que se formaron a partir de la biotita (Fig. 20C-E). En algunos casos la biotita casi ha desaparecido y solamente se pueden reconocer cúmulos de estos nuevos cristales (Fig. 20F). En conclusión, los fenocristales de grandes dimensiones (1-2.3 mm) que se muestran en las figuras 19 y 20, muestran rasgos de inestabilidad muy claras. Por otro lado, los fenocristales de dimensiones inferiores (< 1 mm) tienden a presentar rasgos de estabilidad, ya que presentan formas euhedrales (Fig. 18).

III.4. ANÁLISIS DE MICROSONDA

Técnica de Laboratorio

El análisis químico de todas las fases minerales y del vidrio se llevó a cabo en la

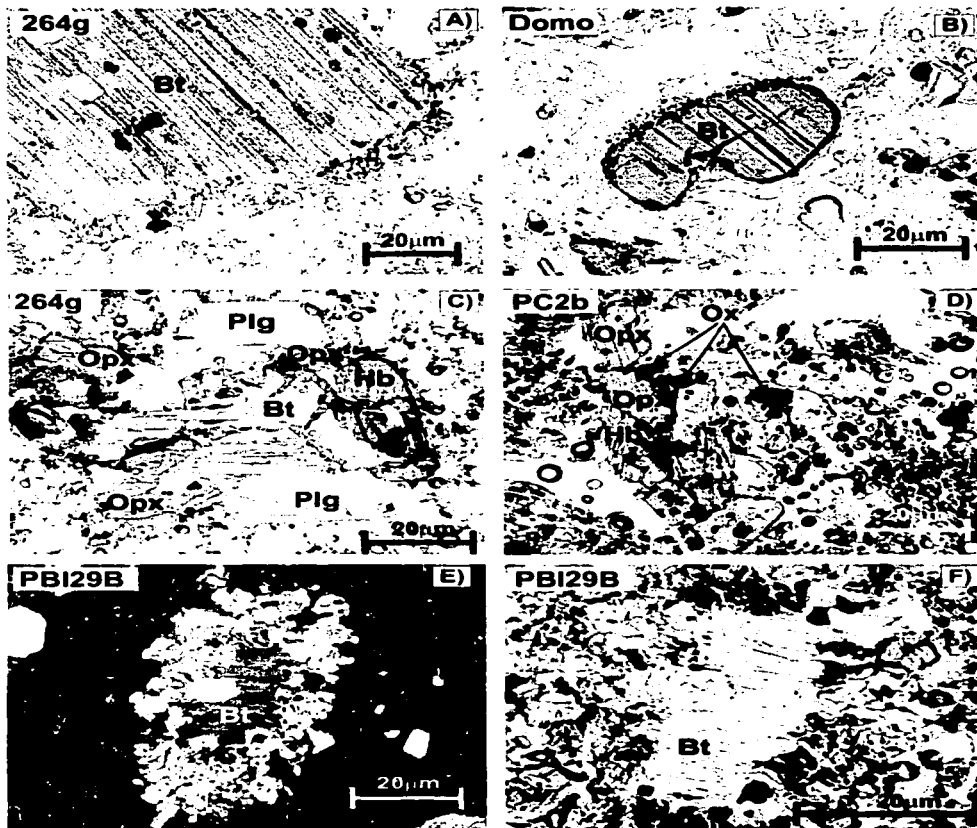


Figura 20. Microfotografías de los xenocristales de biotita presentes en las rocas de los depósitos BAF-13, PBI y PTS. Nótese el crecimiento de nuevas fases minerales en los bordes de reacción de la biotita, en distintos grados de evolución, hasta llegar a formar cúmulos de cristales como en D).

Universidad de Alaska, Fairbanks, con una microsonda electrónica CAMECA modelo SX-50 con cuatro espectrómetros. Las muestras que se analizaron fueron secciones pulidas (PC2A PC1b, PC3, PC0g y 9596) del depósito PTS; y las muestras (PBI-29b y PBI-2A) del depósito PBI. Lamentablemente no fue posible hacer este tipo de análisis con las muestras del depósito BAF-13. Para los minerales se utilizó un rayo enfocado, con un acelerador de voltaje de 15 keV, y una corriente de rayo de 15 nA, mientras que para el vidrio las condiciones fueron con un rayo desenfocado de 10 μm , un acelerador de voltaje de 15 keV y una corriente de rayo de 10 nA.

Resultados

Vidrio

En promedio, el vidrio de la PTS tiene una composición riolítica. En la pómez blanca (PC3, PC1b y PC2A) el contenido de SiO_2 varía de 72.33 a 73.04 % en peso; en la pómez gris (PC0g) promedia 72.94 % en peso y en el domo El Ombligo (9596) promedia 76.57 % en peso (Fig. 21, Tabla 5). Mientras que la composición promedio del vidrio de la pómez blanca del depósito PBI es de 70.88 wt% SiO_2 . Se debe tener en mente que a pesar de estas variaciones en la composición del vidrio, la composición de la roca total no varía de manera importante.

Tabla 5. Datos representativos de la composición química del vidrio de las rocas de los depósitos PTS y PBI.

Unidad muestra	PTS					PBI
	PC3 <i>pb</i>	PC1b <i>pb</i>	*PC2A <i>pb</i>	PC0g <i>pg</i>	Domo <i>lava</i>	PBI-2A <i>pb</i>
Vidrio de la matriz						
SiO ₂	72.14	73.04	72.33	72.94	76.57	70.88
TiO ₂	0.26	0.22	0.24	0.18	0.25	0.21
Al ₂ O ₃	14.40	14.50	14.74	12.83	11.36	14.25
FeO _t	2.01	1.89	2.13	1.27	1.51	2.09
MnO	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	nd
MgO	0.40	0.34	0.45	0.27	0.31	0.39
CaO	2.03	1.95	2.13	1.17	0.53	1.93
Na ₂ O	4.76	5.05	5.00	4.40	3.15	4.17
K ₂ O	2.76	2.77	2.69	3.30	4.48	2.71
Total	98.80	99.80	99.76	96.42	98.21	96.64
<i>n</i>	7	2	6	6	8	5

Estos datos representan valores promedio de *n* = número de mediciones. *Esta muestra se usó como material inicial en los experimentos hidrotermales. *pb* = pómez blanca; *pg* = pómez gris; nd, no determinado.

general, en los fenocristales grandes se analizaron tres puntos, en el centro del cristal (core), en el borde (rim) y entre el centro y el borde (Inter), mientras que para los fenocristales pequeños (< 1 mm) solamente se analizó un punto, generalmente en el centro. Los análisis químicos que se obtuvieron con la microsonda demuestran que la composición química de esta fase mineral en las rocas de los depósitos PBI y PTS presenta poca variación (Fig. 22; Tabla 6).

En la muestra de pómez blanca de la PTS se analizaron varios cristales de plagioclasa (Tabla 6), las cuales presentan una composición que va de An₃₉ en el centro, An₄₇ en el inter, a An₄₄₋₅₂ en el borde. La composición de la plagioclasa en

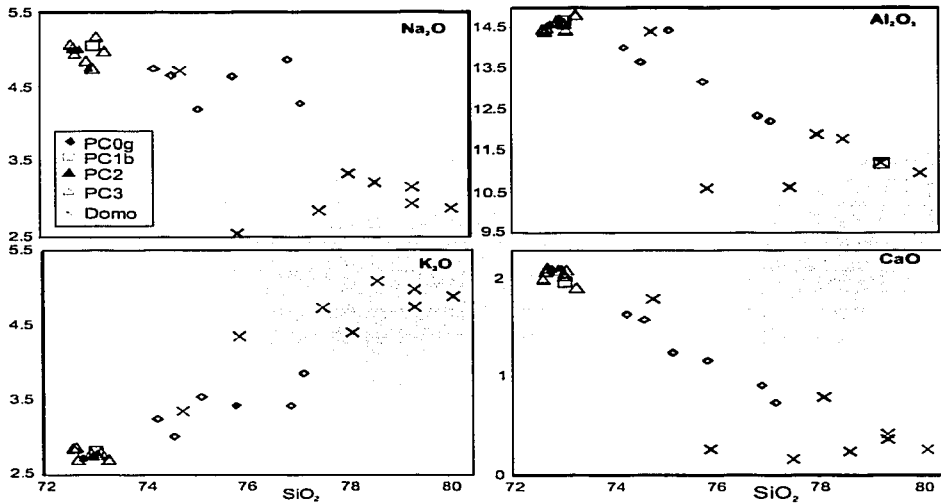


Figura 21. Diagramas binarios de SiO_2 vs elementos mayores del vidrio analizado en las rocas de la PTS. Es notorio que la pómez blanca (PC1, PC2 y PC3) ocupa un campo muy restringido.

los fenocristales < 1 mm de diámetro es de An_{39-48} . En la muestra de pómez gris de la PTS, la plagioclasa varía de An_{44-48} en el núcleo, An_{40} en el inter, a An_{31-52} en el borde. Mientras que la muestra del domo central la composición varía de An_{31-35} en el núcleo a An_{30-50} en el borde. Los fenocristales pequeños varían de An_{33} a An_{46} . Estos datos concuerdan perfectamente con aquellos reportados por Siebe et al. (1999).

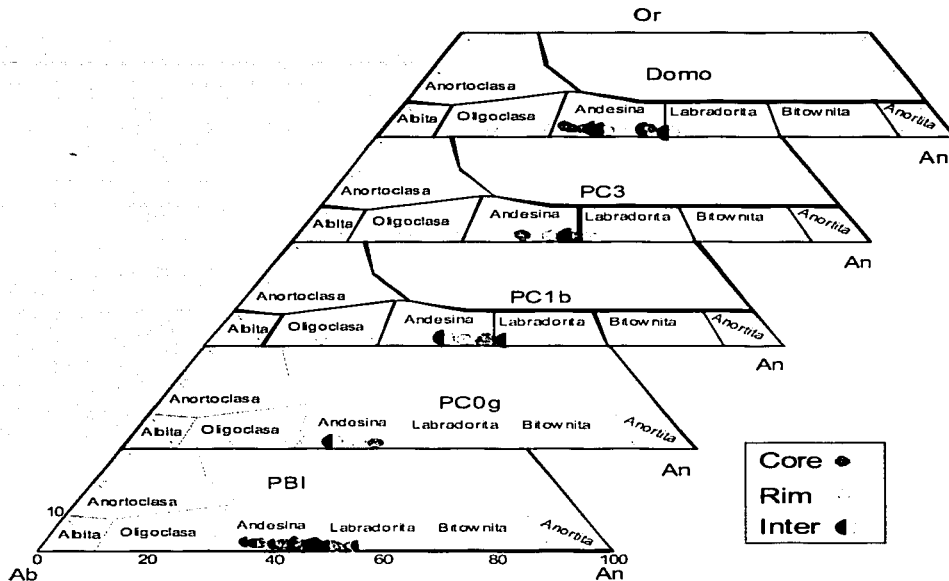


Figura 22. Diagrama de clasificación de las plagioclasas analizadas en las rocas del depósito PBI y PTS. Nótese que la variación va de labradorita a andesina.

En las rocas del depósito PBI, la composición de la plagioclasa en la pómez blanca varía de An_{39-53} en el núcleo a An_{45-49} en el borde, y en los fenocristales pequeños de An_{45} . En la pómez gris la composición es también muy parecida, variando de An_{39-52} en el núcleo y An_{42-47} en el borde. Los fenocristales pequeños varían de An_{43} a An_{47} (Fig. 22; Tabla 6).

Tabla 6. Datos representativos de la composición de la plagioclasa de las rocas de los depósitos PTS y PBI.

muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Ab	An	Or
Muestras PTS										
r	60.53	25.15	0.33	6.26	7.83	0.50	100.60	67.40	29.80	2.80
r	56.33	27.97	0.26	9.41	5.92	0.21	100.10	52.60	46.20	1.20
c	59.25	25.65	0.44	7.28	7.23	0.37	100.22	62.90	35.00	2.10
r	58.65	26.31	0.38	7.39	6.76	0.37	99.86	61.00	36.80	2.20
r	57.45	27.13	0.33	9.43	5.98	0.29	100.61	52.50	45.80	1.70
c	60.48	25.04	0.36	6.50	7.56	0.51	100.45	65.80	31.30	2.90
r	55.29	28.82	0.32	10.23	5.54	0.17	100.37	49.00	50.00	1.00
r	58.41	26.90	0.42	7.85	6.89	0.32	100.79	60.20	37.90	1.90
Mc	58.67	26.61	0.30	7.92	6.78	0.31	100.59	59.70	38.50	1.80
r	57.41	27.42	0.02	8.76	6.13	0.23	99.97	55.10	43.50	1.40
Mc	56.75	27.73	0.16	9.38	5.78	0.32	100.12	51.70	46.40	1.90
r	58.99	25.94	0.31	7.33	7.39	0.35	100.31	63.30	34.70	2.00
r	58.09	27.14	0.12	8.04	6.78	0.21	100.38	59.70	39.10	1.20
Mc	60.18	25.47	0.16	6.85	7.54	0.39	100.59	65.10	32.70	2.20
Mc	60.28	25.91	0.12	7.63	7.24	0.36	101.54	61.90	36.00	2.00
r	60.28	25.91	0.12	7.63	7.24	0.36	101.54	61.90	36.00	2.00
r	58.45	27.58	0.19	8.96	6.31	0.30	101.79	55.10	43.20	1.70
r	59.89	25.30	0.11	6.52	7.54	0.40	99.76	66.10	31.60	2.30
r	58.75	26.89	0.15	8.44	6.57	0.33	101.13	57.40	40.70	1.90
c	56.21	27.39	0.20	8.94	6.13	0.31	99.18	54.40	43.80	1.80
r	57.73	27.69	0.20	8.57	6.50	0.26	100.95	57.00	41.50	1.50
r	55.47	27.90	0.27	9.16	6.18	0.24	99.22	54.20	44.40	1.40
r	56.03	28.72	0.27	9.96	6.65	0.23	101.86	54.00	44.70	1.20
r	54.77	28.07	0.26	10.00	5.78	0.20	99.08	50.50	48.30	1.10
c	55.04	28.07	0.24	10.09	5.95	0.17	99.56	51.10	47.90	1.00
c	57.43	27.87	0.33	9.62	5.57	0.35	101.17	50.10	47.80	2.10
r	54.88	29.30	0.10	10.74	5.39	0.25	100.66	46.90	51.70	1.40
r	57.61	28.46	0.27	9.23	5.93	0.23	101.73	53.00	45.60	1.40
r	57.35	27.66	0.25	9.08	6.22	0.29	100.85	54.40	43.90	1.70
c	58.68	27.66	0.15	8.08	6.70	0.34	101.61	58.80	39.20	2.00
Mc	54.20	28.72	0.23	10.02	5.76	0.22	99.15	50.30	48.40	1.30
Mc	58.23	27.18	0.26	8.15	6.70	0.29	100.81	58.80	39.50	1.70
r	55.99	28.77	0.16	9.88	5.82	0.27	100.89	50.80	47.70	1.50
r	55.27	29.07	0.20	10.80	5.31	0.19	100.84	46.60	52.30	1.10
r	57.00	27.64	0.27	9.08	6.17	0.23	100.39	54.40	44.30	1.30
cr	56.84	28.16	0.31	9.96	5.96	0.23	101.46	51.30	47.40	1.30
r	57.49	27.92	0.36	9.69	6.07	0.23	101.76	52.40	46.30	1.30
r	55.79	27.94	0.19	9.89	5.86	0.22	99.89	51.10	47.60	1.30
r	54.78	28.39	0.31	10.48	5.69	0.23	99.88	48.90	49.80	1.30
cr	56.31	27.87	0.19	10.13	5.94	0.25	100.69	50.80	47.80	1.40
r	56.07	28.85	0.23	10.44	5.40	0.26	101.25	47.60	50.90	1.50
r	56.30	27.21	0.25	9.35	6.20	0.28	99.59	53.70	44.70	1.60

TEMA CON
FALLA DE ORIGEN

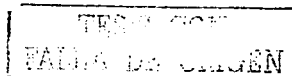
Tabla 6. Continuación

muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Ab	An	Or
Muestras PBI										
c	56.27	27.86	0.26	9.38	6.06	0.26	100.09	53.10	45.40	1.50
Mc	56.91	27.77	0.21	9.28	5.93	0.23	100.33	52.90	45.80	1.30
r	56.03	28.25	0.26	9.59	5.93	0.28	100.33	51.95	46.45	1.65
c	56.51	28.07	0.10	9.72	5.77	0.26	100.41	51.00	47.45	1.50
cr	56.31	27.86	0.21	9.55	5.92	0.20	100.04	52.30	46.60	1.15
PBI29										
r	56.23	28.15	0.32	9.72	5.72	0.25	100.37	50.85	47.75	1.40
c	58.58	26.80	0.16	8.18	6.63	0.31	100.65	58.40	39.75	1.80
cr	57.65	27.33	0.27	8.68	6.35	0.28	100.54	56.05	42.35	1.60
r	57.02	27.66	0.28	9.34	6.04	0.22	100.54	53.25	45.45	1.25
c	55.40	29.33	0.16	10.58	5.53	0.17	101.15	48.15	50.90	0.95
cr	55.07	28.89	0.27	10.42	5.46	0.17	100.26	48.20	50.85	1.00
r	56.33	28.22	0.18	9.63	6.02	0.23	100.60	52.35	46.33	1.33
Mc	57.12	27.55	0.14	9.03	6.25	0.27	100.36	54.70	43.70	1.60
c	54.53	28.83	0.33	10.48	5.48	0.18	99.83	48.10	50.80	1.10
Mc	55.72	27.86	0.33	9.77	5.89	0.25	99.82	51.40	47.10	1.40
r	56.62	28.05	0.43	9.26	6.13	0.22	100.71	53.80	44.90	1.30
c	57.01	27.84	0.02	9.10	6.11	0.30	100.37	53.90	44.35	1.75
Mc	57.18	27.92	0.17	9.34	6.07	0.23	100.91	53.30	45.40	1.30
PBI2										
r	56.11	28.24	0.16	9.61	5.78	0.24	100.14	51.50	47.13	1.47
c	56.65	27.26	0.16	9.16	6.10	0.24	99.57	53.90	44.70	1.40
r	56.97	27.51	0.33	9.17	6.30	0.26	100.52	54.55	43.90	1.45
c	54.59	28.91	0.34	10.76	5.24	0.18	100.01	46.30	52.60	1.05
cr	55.59	28.65	0.26	10.53	5.38	0.23	100.63	47.40	51.25	1.30
r	56.52	27.51	0.18	9.27	6.15	0.25	99.86	53.75	44.78	1.40

*Fe total como FeO; c = núcleo; r = borde; c-r = inter; y Mc = fenocristal <1mm.

Ortopiroxeno

El ortopiroxeno, representa en orden de abundancia la segunda fase mineral en las muestras de los depósitos PBI y PTS (desde 10 hasta 16% del total de los



fenocristales). Los análisis con la microsonda se realizaron en el centro y en el borde de los cristales, sin embargo, no se registraron variaciones en la composición (Tabla 7, Fig. 23). En la muestra de pómez blanca de la PTS la composición del ortopiroxeno es de En_{56-59} , en la pómez gris es de En_{57} , y en la muestra del domo la composición promedio es de En_{58} . Estos resultados concuerdan con los datos reportados por Siebe et al. (1999).

En la muestra de pómez blanca del depósito PBI la composición promedio es de En_{57} y en la pómez gris de En_{58} (Fig. 23).

Tabla 7. Datos seleccionados de la composición química del ortopiroxeno de muestras de los depósitos PTS y PBI.

Unidad Muestra	PTS					PBI	
	Domo	PC0g	PC1b	PC2A	PC3	PBI-29b	PBI-2A
		<i>pg</i>	<i>pb</i>	<i>pb</i>	<i>pb</i>	<i>pg</i>	<i>pb</i>
SiO ₂	52.27	48.83	48.99	50.44	50.67	51.91	51.83
TiO ₂	0.13	0.20	0.10	0.29	0.20	0.17	0.06
Al ₂ O ₃	0.73	1.11	0.96	1.18	1.20	0.92	0.96
FeO	24.17	26.05	26.33	26.18	24.78	24.29	24.28
MnO	0.65	0.60	0.62	0.58	0.58	0.67	0.59
MgO	20.65	20.72	20.34	20.55	21.77	20.02	20.09
CaO	0.74	0.87	1.06	1.05	1.10	0.79	0.75
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.10	0.07	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04
Total	99.37	98.41	98.45	100.39	100.40	98.81	98.61
WO ₃	1.52	1.72	2.10	2.11	2.16	1.63	1.55
EN	58.81	57.09	56.14	56.56	59.07	57.88	58.10
FS	39.68	41.19	41.76	41.33	38.76	40.49	40.35
<i>n</i>	10	5	5	7	7	12	2

Todos los valores son promedio de *n* número de mediciones; *pg* = pómez gris; *pb* = pómez blanca.

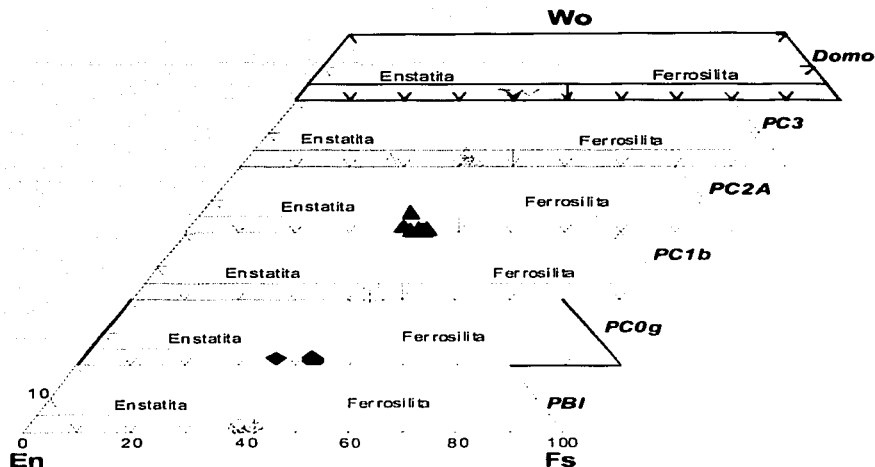


Figura 23. Diagrama de clasificación para los cristales de ortopiroxeno, analizados en las rocas de los depósitos PBI y PTS de acuerdo a Morimoto (1989). Todos los datos caen dentro del campo de la Enstatita.

Hornblenda

Los fenocristales de hornblenda, ocupan el tercer lugar en abundancia en las muestras (hasta 4% del total). De igual forma, se analizó la parte central y el borde del cristal y solamente se registró una variación mínima de la composición química del cristal (Fig. 24, Tabla 8). Los datos químicos se graficaron en el diagrama de Tsi vs. $Mg/(Mg+Fe_2)$, para su clasificación siguiendo la terminología de Hawthorne (1983). La hornblenda de la muestra PC0g de la PTS cae principalmente dentro

del campo Pargasita-Hornblenda, para PC1b, existen dos campos muy cercanos el de la Edenita-Hornblenda y el de la Pargasita-Hornblenda, la muestra PC2A, cae dentro de la Pargasita-Hornblenda, y finalmente para el domo El Ombligo las hornblendas se restringen al campo de la Edenita-Hornblenda (Fig. 24); la hornblenda en las rocas del depósito PBI cae en el campo de la Edenita-Hornblenda (Fig. 24). Los resultados que se obtuvieron de los análisis de la hornblenda en las rocas de la PTS, concuerdan con los datos reportados por Siebe et al. (1999).

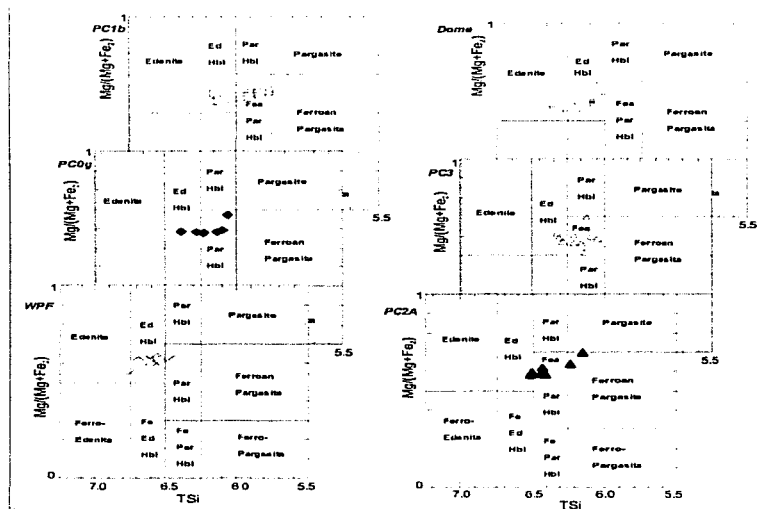


Figura 24. Diagrama de TSi vs $Mg/(Mg+Fe_2)$ para la clasificación de los anfíboles analizados en las rocas de los depósitos PBI y PTS de acuerdo a Hawthorne (1981).

TECNOLOGÍA
FALLA DE ORIGEN

Tabla 8. Datos seleccionados de la composición química del anfíbol en muestras de los depósitos PTS v PBI.

Unidad muestra	PTS					PBI	
	Domo Lava	PC0g <i>pg</i>	PC1b <i>pb</i>	PC2A <i>pb</i>	PC3 <i>pb</i>	PBI-29B <i>pg</i>	PBI-2A <i>pb</i>
SiO ₂	45.10	43.81	43.17	43.07	43.21	44.35	44.40
TiO ₂	1.62	1.84	1.97	2.09	1.98	2.14	1.78
Al ₂ O ₃	9.98	10.03	10.15	10.12	10.06	10.39	10.64
FeO	15.44	16.27	15.91	15.08	16.41	14.45	14.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06
MnO	0.30	0.24	0.21	0.25	0.29	0.23	0.21
MgO	12.56	13.10	13.00	13.37	13.18	13.17	12.66
CaO	10.29	10.72	10.79	11.19	10.63	10.47	10.93
Na ₂ O	1.81	1.94	1.97	2.04	2.01	1.88	1.90
K ₂ O	0.45	0.40	0.43	0.37	0.43	0.40	0.50
Total	97.56	98.34	97.60	97.58	98.19	97.51	97.34
<i>n</i>	12	7	15	8	10	5	3

Todos los valores son el promedio de *n* número de análisis; *pg* = pómez gris; *pb* = pómez blanca.

Óxidos de Fe-Ti

Cuando se habla de "minerales de óxidos" generalmente se refiere a minerales opacos del sistema FeO-Fe₂O₃-TiO₂, en este caso ilmenita y titanomagnetita. Cada una forma parte de una solución sólida que han sido denominadas como "serie romboédrica" (ilmenita-hematita) y "serie de la espinela" (ulvoespinela-magnetita) respectivamente.

Los cristales de óxidos de Fe-Ti, se encuentran en todas las muestras de los depósitos PTS y PBI. En algunos casos estos cristales se encuentran como inclusiones y como parte de los bordes de reacción en fenocristales de hornblenda

y piroxeno. En otros casos se encuentran de manera independiente dispersos en la matriz, algunos presentan rasgos de disolución y otros se presentan estables (con formas euédricas). En este trabajo solamente se analizaron aquellos óxidos que se encontraban en equilibrio con la matriz, es decir, aquellos que representaban las condiciones últimas del magma antes de la erupción.

La fórmula general para la titanomagnetita es AB_2O_4 , en donde el sitio A es ocupado por hierro ferroso (Fe^{2+}) y el sitio B es ocupado por hierro ferroso y titanio (Fe^{2+}, Ti^{4+}), mientras que la ilmenita tiene la siguiente fórmula general A_2O_3 , en donde el sitio A es ocupado por Fe^{3+} , Al^{3+} y mezclas de Fe^{2+} , Ti^{4+} , Mn^{2+} , Mg^{2+} , y Zn^{2+} .

Con base en los análisis químicos que se realizaron con la microsonda, se determinó que el óxido de Fe-Ti predominante es la ilmenita, mientras que la titanomagnetita se encuentra en proporciones muy bajas. La fracción molar de la ilmenita varía de $X'_{ilm} = 0.83$ a 0.89 y de la titanomagnetita de $X'_{usp} = 0.27$ a 0.48 (Tabla 9), calculadas utilizando la reformulación mineral de Stormer (1983).

III.5. GEOTERMOMETRÍA

Un geotermómetro se puede definir como una serie de reacciones químicas (en este caso entre cristales y fundido) que se pueden usar para calcular o estimar la temperatura de un magma. Uno de los métodos más usados, desde hace mucho tiempo, para estimar las condiciones de temperatura y el estado de oxidación del magma (fugacidad del oxígeno) a las cuales cristalizó una roca ígnea, es la determinación de las composiciones químicas de las soluciones sólidas co-

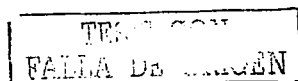


Tabla 9. Datos de la composición química de los minerales de óxido de Fe-Ti de muestras de los depósitos PTS y PBI.

	FeO _t	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	Sum	Fe ₂ O ₃	FeO	IO ₂	T°C	XIL	Xusp
Muestras PTS														
PC3 Ilm1	49.64	43.89	0.24	2.29	0.45	0.03	0.09	96.63	16.35	34.93	-11.84	852	0.83	
PC3 Ilm2	49.04	44.14	0.27	2.31	0.33	0.11	0.16	96.36	15.33	35.24	-12.04	845	0.84	
PC3 Ilm3	49.01	44.32	0.21	2.23	0.22	0.08	0.14	96.21	14.84	35.66	-12.16	841	0.84	
PC11 Ilm4	49.89	44.33	0.23	2.26	0.30	0.09	0.00	97.11	15.96	35.53	-11.95	832	0.83	
PC11 Ilm5	49.46	45.03	0.24	2.35	0.31	0.11	0.00	97.50	14.97	35.99	-12.16	841	0.84	
PC2A Ilm6	50.01	44.57	0.27	2.34	0.30	0.13	0.04	97.66	16.01	35.61	-11.95	849	0.83	
PC0g Ilm7	50.19	44.86	0.24	2.05	0.44	0.13	0.05	97.96	15.50	36.24	-12.08	839	0.84	
PC1b Usp1	79.82	10.17	2.70	1.29	0.21	0.76	0.09	95.04	46.00	38.43				0.274
Domo Ilm8	50.03	44.68	0.24	1.06	0.32	0.05	0.02	96.47	13.41	37.97	-11.1	940	0.863	
Domo Ilm9	49.72	44.80	0.25	1.08	0.35	0.06	0.00	96.31	13.02	38.01	-11.21	935	0.866	
Domo Ilm10	49.04	45.52	0.20	1.44	0.37	0.06	0.00	96.66	12.28	37.99	-11.42	925	0.873	
Domo Ilm11	49.64	44.43	0.25	1.05	0.34	0.10	0.00	95.89	13.23	37.74	-11.12	938	0.864	
Domo Ilm12	48.93	45.34	0.22	1.27	0.38	0.10	0.00	96.26	12.01	38.12	-11.51	921	0.876	
Domo Ilm13	49.63	45.15	0.27	1.27	0.39	0.07	0.05	96.87	12.99	37.94	-11.21	935	0.867	
Domo Ilm14	49.59	45.72	0.24	1.18	0.41	0.06	0.07	97.29	12.22	38.6	-11.49	922	0.875	
Domo Ilm15	49.78	45.78	0.20	1.11	0.32	0.06	0.00	97.29	12.13	38.87	-11.55	920	0.877	
Domo Ilm16	49.14	45.58	0.25	1.10	0.29	0.08	0.00	96.46	11.56	38.73	-11.72	912	0.882	
Domo Usp2	74.28	14.39	3.07	0.70	0.33	0.22	0.07	93.16	33.35	42.47				0.423
Domo Usp3	72.96	15.34	2.92	0.61	0.34	0.11	0.00	92.32	33.11	43.17				0.481
Domo Usp4	73.02	14.32	2.93	0.48	0.18	0.17	0.00	91.28	34.2	42.25				0.456
Muestras PBI														
PBI-2A Ilm1	45.96	46.18	0.24	2.34	0.07	nd	0.23	95.05	9.82	37.12	-13.29	817	0.894	
PBI-2A Ilm2	47.47	45.94	0.21	2.32	0.06	nd	0.36	96.38	11.84	36.81	-12.68	834	0.874	
PBI-2A Ilm3	46.98	45.52	0.22	2.24	0.07	nd	0.31	95.40	11.50	36.63	-12.76	831	0.876	
PBI-2A Ilm4	46.67	44.88	0.39	2.39	0.13	nd	0.29	95.76	12.07	35.81	-12.52	840	0.868	
PBI-2A Ilm5	47.53	46.44	0.22	2.31	0.06	nd	0.36	96.93	11.39	37.28	-12.86	828	0.879	
PBI-2A Ilm6	47.47	48.06	0.23	2.29	0.10	nd	0.36	96.50	11.66	36.97	-12.75	832	0.876	
PBI-2A Ilm7	47.55	46.18	0.25	2.34	0.06	nd	0.36	96.77	11.73	36.99	-12.73	832	0.875	
PBI-2B Ilm8	47.32	46.11	0.23	2.35	0.09	nd	0.27	96.41	11.47	37.00	-12.69	838	0.878	
PBI-2B Ilm9	47.72	46.18	0.22	2.31	0.08	nd	0.30	96.89	11.79	37.11	-12.72	833	0.875	
PBI-2B Ilm10	47.69	45.87	0.25	2.44	0.11	nd	0.32	96.74	12.35	36.58	-12.51	840	0.868	
PBI-2B Ilm11	48.24	46.06	0.21	2.01	0.09	nd	0.34	96.98	11.94	37.49	-12.71	833	0.875	
PBI-2B Ilm12	47.22	46.18	0.22	2.27	0.11	nd	0.33	96.36	11.19	37.15	-12.91	826	0.881	
PBI-2B Ilm13	46.65	46.17	0.24	2.23	0.07	nd	0.34	95.70	10.50	37.20	-13.15	818	0.887	
PBI-2B Ilm14	47.28	46.01	0.21	2.28	0.11	nd	0.27	96.26	11.38	37.04	-12.84	828	0.879	
PBI-2A Usp1	75.51	11.03	2.55	1.30	0.48	nd	0.26	91.23	42.99	36.83				0.31
PBI-2A Usp2	76.65	11.00	2.58	1.26	0.51	nd	0.31	92.46	42.50	38.41				0.328
PBI-2A Usp3	76.29	10.84	2.57	1.28	0.49	nd	0.19	91.76	42.50	38.14				0.326

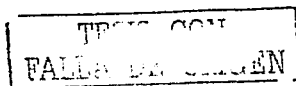
La temperatura y fugacidad del oxígeno fue calculado con base en el modelo de Anderson y Lindsley (1988) usando el geotermómetro Ilmenita-Titanomagnetita. Ilm = Ilmenita; Usp = Ulvoespínela; nd = no determinado.

TESIS CON
FALLA DE CUBIEN

existentes de Fe-Ti (ilmenita-ulvoespínela) (Lindsley, 1963; Buddington y Lindsley, 1964). Los miembros extremos de las soluciones sólidas son: por un lado la ilmenita-hematita ($\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$) y por otro la ulvoespínela-magnetita ($\text{Fe}_2\text{TiO}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4$).

El geotermómetro Ilmenita-titanomagnetita involucra dos reacciones en el sistema Fe-Ti-O, una reacción es sensible a la fugacidad del oxígeno ($\text{Mt} + \text{O}_2 = \text{Hmt}$); y la otra es sensible a la temperatura ($\text{Usp} + \text{Hmt} = \text{Mt} + \text{Ilm}$). Las composiciones de las soluciones sólidas Mt-Usp dependen de la composición de la roca en la que se encuentran, de la temperatura y del estado de oxidación del sistema (fugacidad del oxígeno). En un sistema de composición constante, la composición de la espínela dependerá esencialmente de la temperatura y fugacidad del oxígeno. Conforme se incrementa la temperatura, la espínela tenderá a una composición más rica en Usp y pobre en la componente Mt. De manera similar, un incremento en la fugacidad del oxígeno aumentará la proporción de un hierro férrico (Fe^{3+}) en el sistema lo cual dará como resultado un incremento de la componente Mt en la espínela y una disminución de la Usp (Buddington y Lindsley, 1964).

La figura 25 es un diagrama ternario del sistema $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ en donde están representadas las dos soluciones sólidas descritas. La temperatura y la fugacidad del oxígeno de una roca que contiene ambas soluciones sólidas (Mt-Usp y Ilm-Hmt) dependerán de la composición química de las dos fases en el momento en que se hayan equilibrado.



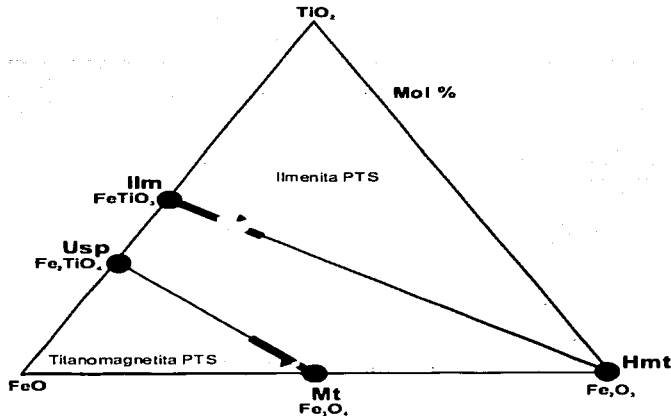


Figura 25. Diagrama triangular FeO-Fe₂O₃-TiO₂ en donde se muestra las soluciones sólidas Magnetita-Ulvoespinela (Mt-Usp) e Ilmenita-Hematita (Ilm-Hmt). Las líneas gruesas muestran las composiciones comunes de la Ilmenita y de la Magnetita en muestras naturales.

En varios trabajos se han estudiado las relaciones antes expuestas, y han proveído calibraciones para determinar la temperatura y fugacidad del oxígeno, con una precisión de $\pm 5^{\circ}\text{C}$ y ± 0.2 a partir de las composiciones de estas fases coexistentes (Ghiorso y Sack, 1991; Frost y Lindsley, 1992).

Recientemente se han establecido técnicas para calcular la temperatura y la fugacidad del oxígeno utilizando este geotermómetro (Cotrell et al., 1999; Coombs et al., 2000; Hammer et al., 2002; etc), con base en el método desarrollado por Anderson y Lindsley (1988), quienes proponen un modelo mejorado del establecido por Buddington y Lindsley (1964), para las reacciones entre $\text{Mt}_{\text{ss}} - \text{Ilm}_{\text{ss}}$, con base en una mayor cantidad de datos experimentales y tomando en cuenta la

influencia del Mg y Mn en dicha reacción. Además se utiliza el esquema de recalculación mineral propuesto por Stormer (1983) para la reacción de las fases Mt_{ss} - Ilm_{ss} , tomando en cuenta también la influencia de varios constituyentes menores (Mg, Mn, Al, Cr, y Si) en las reacciones.

Temperatura de los magmas PTS y PBI

Con base en el modelo de Anderson y Lindsley (1988), y el modelo de formulación mineral propuesto por Stormer (1983), se estimó la temperatura de cristalización y fugacidad del oxígeno del magma que dio origen a la erupción de la PTS, utilizando la composición química de los óxidos de Fe-Ti. De manera general el geotermómetro está basado en dos reacciones, las cuales se consideran por separado. Una describe el equilibrio químico entre las soluciones sólidas ulvoespinela-magnetita, ilmenita-hematita, en donde ocurre un intercambio de Fe-Ti (Anderson y Lindsley, 1988):



en donde

$$\Delta G^{\circ}_{FeTi} = -RT \ln \left(\frac{a_{Usp} a_{Hem}}{a_{Mt} a_{Il}} \right)$$

La otra reacción describe la oxidación del sistema:



en donde:

$$\Delta G^{\circ}_{oxid} = -RT \ln \left(\frac{a^{6}_{Ilmen}}{(a^{4}_{Mt} f_{O_2})} \right)$$

en donde ΔG° = cambio de energía libre de la reacción en estado estándar; R = constante de los gases; a = actividad; T = temperatura y f_{O_2} = fugacidad del oxígeno. De modo que teniendo los valores de las actividades (fracciones molares previamente calculadas) y las energías libres (valores estándares) de los miembros extremos, se puede resolver la ecuación para la temperatura y una vez obtenida la temperatura, se puede resolver la segunda ecuación para la fugacidad del oxígeno. Para calcular la temperatura y fugacidad del oxígeno de las rocas de la PTS y de la PBI, se utilizó el programa OXIDE, el cual considera las dos reacciones previas.

De las muestras estudiadas, solamente se consideraron aquellos óxidos de Fe-Ti que se encontraban en equilibrio, de los cuales tres resultaron ser titanomagnetita (Tabla 9), uno en la muestra PC1b (pómez blanca) y dos en el domo El Ombligo. La titanomagnetita de la muestra de pómez PC1b fue utilizada junto con cada uno de los cristales de ilmenita analizados en todas las muestras de pómez para estimar la temperatura. Lo mismo se hizo con los datos del domo.

El intervalo de temperatura determinado para las muestras de pómez blanca del deposito PTS fue de 832-852°C y una fugacidad del oxígeno de -12.16 a -11.84. Para la pómez gris se calculó una temperatura alrededor de 839°C y una fugacidad del oxígeno de -12.08. Finalmente, el domo registró temperaturas más altas de 912°C a 940°C y fugacidades de oxígeno de -11.72 a -11.1 (Fig. 26).

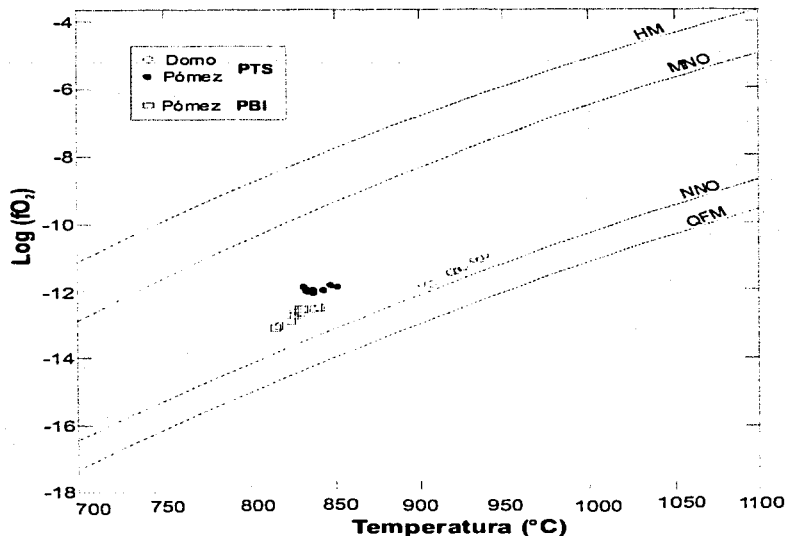


Figura 26. Diagrama que muestra las relaciones de temperatura (T) y fugacidad del oxígeno (fO_2) con respecto a diferentes buffers (QFM = cuarzo-fayalita-magnetita; NNO = Níquel; MNO = manganeso; HM = hematita). Los datos fueron obtenidos a partir del geotermómetro de los óxidos de Fe-Ti, de las rocas de los depósitos PBI y PTS.

Para el depósito PBI, se calculó un intervalo de temperatura de 817°C a 840°C y una fugacidad de oxígeno de -13.29 a -12.51 . Esta temperatura es ligeramente inferior a la estimada para las rocas de la PTS (Fig. 26).

Se debe enfatizar que la temperatura de cristalización y fugacidad del oxígeno obtenidos, son válidos para las fases minerales en equilibrio, dado que se solamente se analizaron aquellos minerales que se observaron estables.

III.6. PETROLOGÍA EXPERIMENTAL

Técnica Experimental

Se llevaron a cabo diecisiete experimentos hidrotermales (Tabla 10) en el Laboratorio de Petrología del departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Alaska, Fairbanks. El procedimiento que se utilizó fue el mismo que describieron Cotrell et al. (1999), con los siguientes pasos (Fig. 27 A-D): 1) Se pulverizó la muestra PC2A (pómez blanca) de la PTS en un mortero de ágata, del polvo obtenido se tomaron de 2 a 5 gramos para ser usados como material "inicial" en los experimentos.

Table 10. Condiciones a las cuales se corrieron los experimentos hidrotermales con muestras del depósito PTS del Nevado de Toluca.

Carga	Material inicial	Temperatura °C	Presión bares	Duración hrs	Productos
G-244B	PC2A	850	2000	168	Vidrio+Plg+Amph+Opx+Ox
G-241	PC2A	780	2000	168	Vidrio+Plg+Amph+Opx+Ox
G-247B	PC2A	880	2000	168	Vidrio+Opx+Ox
G-256	PC2A	825	2000	168	Vidrio+Plg+Amph+Opx+Ox
G-257B	PC2A	850	1250	168	Vidrio+Plg+Opx+Ox
G-258B	PC2A	825	1250	168	Vidrio+Plg+Opx+Ox
G-272A	G-247	840	1500	168	Vidrio+Plg+Amph+Opx+Ox
G-272B	G-241	840	1500	168	Vidrio+Plg+Amph+Opx+Ox
G-295B	G-287	800	2500	168	Vidrio+Plg+Amph+Opx+Ox
G-302A	G-256	875	1000	168	Vidrio+Plg+Opx+Ox
G-302B	G-287	875	1000	168	Vidrio+Plg+Amph+Opx+Ox
G-333	G-247B	800	1500	168	Vidrio+Plg+Amph+Opx+Ox
G-334A	G-247B	850	2500	168	Vidrio + Amph + Opx + Ox
G-336A	G-247B	880	1500	168	Vidrio + Opx + Ox
G-336B	G-258B	880	1500	168	Vidrio + Opx + Ox
G-287	PC2A	875	1000	168	Vidrio+Opx+Ox
G-296B	G-287	850	2500	168	Vidrio+Amph+Opx+Ox

El material inicial que se utilizó fue pómez blanca (PC2A) del depósito PTS y piezas de experimentos previos hechos con la misma pómez, tal como se indica en la tabla. Plg = plagioclasa; Anf = anfíbol; Opx = ortopiroxeno; Ox = óxidos de Fe-Ti.

TESIS CON
FALLA DE CALIFICACION

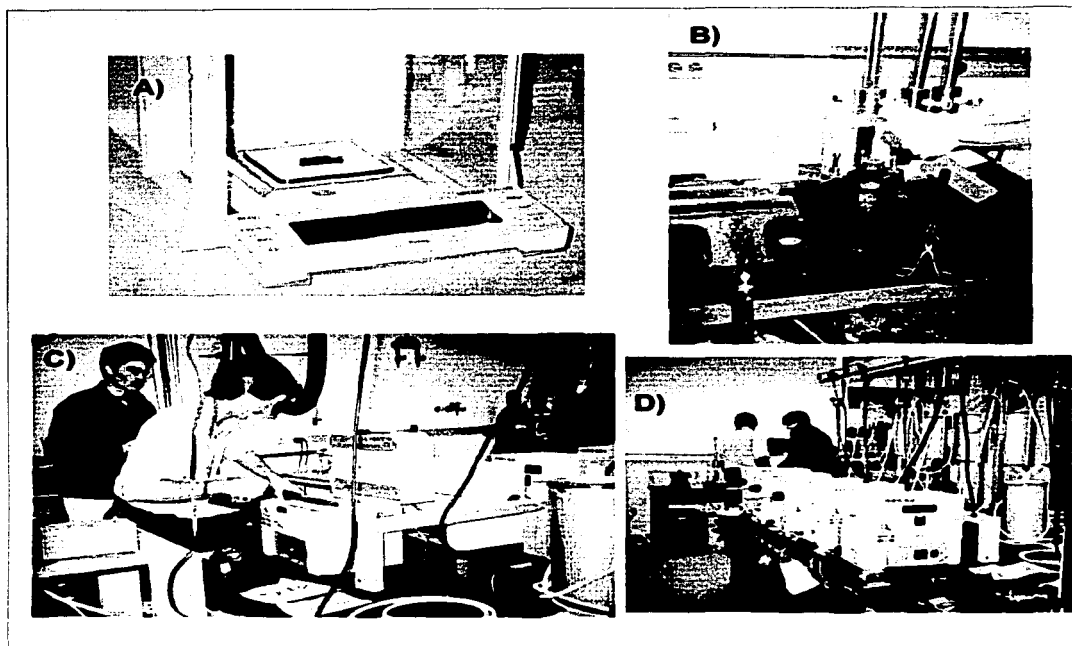


Figura 27. Fotografías que muestran el material y equipo que fue utilizado durante los experimentos de laboratorio y los pasos que se siguen para cada experimento. A) En la balanza está un tubo de platino el cual está sellado en un extremo y por el extremo abierto se introduce la muestra natural previamente pulverizada y agua destilada; B) Posteriormente el tubo de platino se sella del otro extremo y se introduce en un tubo de níquel de mayor dimensión; C y D) Este tubo de níquel se introduce en un horno y además se conecta a una fuente de presión de agua. Se fija la presión y la temperatura, y la muestra permanece en estas condiciones por 7 días. Después de este tiempo la muestra se saca del horno y se enfría lo más rápido posible.

En todos los experimentos se usaron tubos de platino ($\text{Ag}_{70}\text{Pb}_{30}$) de 2-5 mm de diámetro. Los tubos fueron sellados de un lado y después se les introdujo una cierta cantidad de agua destilada y de 30 a 200 mg de material pulverizado. La cantidad de agua introducida en el tubo fue la suficiente para garantizar que las condiciones de los experimentos fueran saturadas en agua, de tal forma que la presión del fluido fuera igual a la presión total. 2) Posteriormente el tubo de platino fue sellado en el otro extremo e introducido en un tubo de presión (René cold-seal) para correr los experimentos. En algunos experimentos se corrieron dos cargas para aproximar el equilibrio del cristal-fundido-vapor en dos direcciones. El material que se usó en estos experimentos inversos fueron piezas que se obtuvieron de otros experimentos previos realizados con la misma pómez, estas piezas se seleccionaron de tal modo que una carga de estas fuese un experimento de "fusión" usando un material relativamente rico en cristales (como se observa en la tabla 10), y otra carga de "cristalización", usando un material relativamente rico en vidrio. 3) En todos los experimentos la fugacidad del oxígeno fue monitoreada cerca de la curva del buffer Ni-NiO. Esto último fue complementado con el uso de una varilla y agua como relleno dentro del tubo de presión (René cold-seal) como un medio presurizante.

Resultados Experimentales

El intervalo de temperatura que comprendieron los experimentos fue de 780 a 880 °C y presiones de 1000 a 2500 bares (Tabla 11), de modo que en todos los casos los experimentos fueron corridos en condiciones por encima del solidus, por lo que

en todas las muestras obtenidas de los experimentos estuvo presente el vidrio (melt).

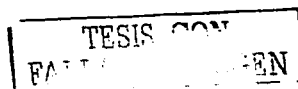
Tabla 11. Composición química del vidrio de muestras seleccionadas de los experimentos.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Mn	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	Total	n
G-244B	71.63	0.26	15.98	2.23	nd	0.69	2.28	4.32	2.54	0.06	100	9
G-241	75.80	0.18	13.72	1.36	nd	0.24	1.66	4.30	2.69	0.06	100	4
G-247B	69.99	0.38	16.26	2.62	nd	1.01	2.65	4.64	2.39	0.06	100	7
G-256	72.71	0.21	15.34	2.11	nd	0.59	1.75	4.44	2.69	0.18	100	5
G-257B	73.89	0.17	14.54	2.04	nd	0.56	1.24	4.43	3.03	0.12	100	7
G-258B	73.45	0.24	14.76	2.07	nd	0.58	1.48	4.39	2.91	0.12	100	8
G-272A	74.08	0.23	14.77	1.66	nd	0.42	1.45	4.57	2.72	0.10	100	11
G-272B	74.06	0.26	13.91	1.94	nd	0.32	1.99	4.50	2.82	0.21	100	9
G-295B	72.53	0.28	15.83	1.75	nd	0.56	2.19	4.47	2.33	nd	100	4
G-302A	72.73	0.30	15.03	2.47	nd	0.56	0.56	4.51	2.94	nd	100	5
G-302B	72.81	0.27	15.05	2.42	nd	0.56	0.56	4.51	2.98	nd	100	4
G-333	75.46	0.17	14.11	1.61	0.05	0.39	1.34	4.20	2.66	nd	100	5
G-334A	70.74	0.26	16.47	2.25	0.08	0.70	2.55	4.81	2.15	nd	100	4
G-336A	71.00	0.36	15.75	2.62	0.07	0.73	2.04	4.78	2.65	nd	100	7
G-336B	71.74	0.29	15.66	2.56	0.09	0.66	1.96	4.46	2.59	nd	100	6
*PC2A	72.33	0.24	14.74	2.13		0.45	2.13	5.00	2.69	0.04	99.76	6

Ver Tabla 10 para las condiciones experimentales. Los óxidos son reportados en % en peso y Fe total como FeO. Los valores son promedio de n número de analisis; nd = no determinado; *muestra natural.

Cuando se sometió a la pómez a presiones de 1900 a 2500 bares y a temperaturas de 860 °C o mayores, se tuvo al ortopiroxeno en fase líquida (Fig. 28). Por tal razón en todos los experimentos esta fase mineral estuvo presente de manera estable.

La plagioclasa se encuentra estable en condiciones de baja presión y alta temperatura (1000 bares y 875°C) y en condiciones de alta presión y baja temperatura (2000 bares y 780°C) (Fig. 28). Finalmente, el anfíbol es estable a presiones mayores a 2500 bares y hasta una temperatura de 860°C, así como a



presiones menores (1400 bares) y temperaturas de 800°C (Fig. 28). Por el contrario es inestable a temperaturas mayores a 870° C.

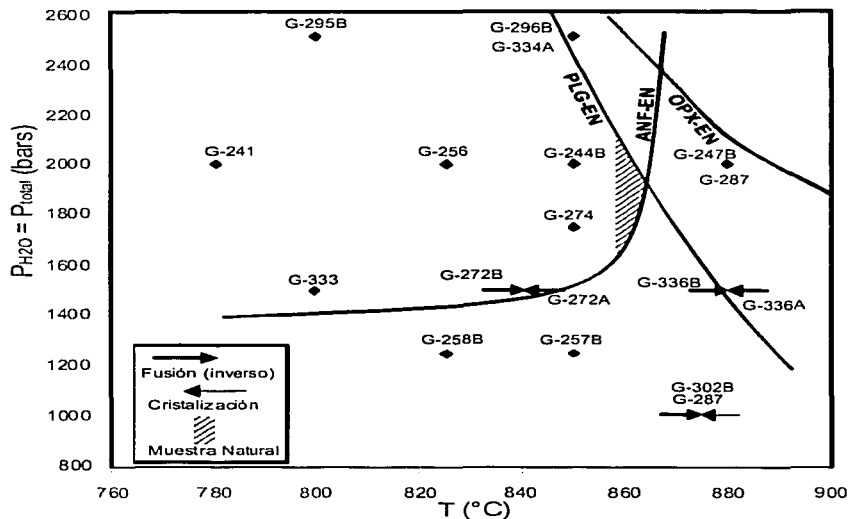


Figura 28. Diagrama de estabilidad de las tres principales fases minerales (Plg = plagioclasa; Opx = ortopiroxeno; Anf = anfíbol), con base en 17 experimentos hidrotermales. La muestra natural pertenece a la pómez blanca (PC2A). La flecha que apunta hacia la derecha representa un experimento de fusión y la que apunta a la izquierda es un experimento de cristalización (ver texto). La presión total = presión del H₂O.

El vidrio es la fase más abundante en los experimentos y su composición varía de manera sistemática con la presión y la temperatura (Tabla 11). En los experimentos inversos de fusión y de cristalización, la composición del vidrio resultó ser la misma, lo cual indica que los experimentos tuvieron las condiciones

adecuadas para alcanzar el equilibrio. Cuando se disminuye la presión a una temperatura constante se nota que el contenido de SiO_2 y K_2O tiende a incrementarse, a diferencia del Al_2O_3 , FeO , MgO y CaO que tienden a disminuir. Este mismo comportamiento en el vidrio residual se presenta conforme la temperatura disminuye a una presión constante (Fig. 29 A y B).

El resultado final de los datos experimentales fue la construcción de los campos de estabilidad de las principales fases minerales (Fig. 28), los cuales son válidos también para las rocas de los otros dos depósitos. Cabe aclarar que este diagrama de estabilidad es válida solamente para aquellas fases minerales en equilibrio (como los fenocristales <1 mm de diámetro de la figura 18). De igual forma, el campo que representa la muestra natural en la figura 28, es válida para fases minerales estables, ya que la temperatura también fue determinada con óxidos de Fe-Ti en equilibrio. Por lo tanto, no es válido para aquellas fases minerales inestables que se muestran en la figura 19. Otra observación interesante fue que en ninguno de los experimentos corridos cristalizó biotita.

III.7. SOLUBILIDAD DEL H_2O

Una manera de calcular la cantidad de agua disuelta en el magma de la PTS (asumiendo que el único constituyente volátil es H_2O , por lo que se considera que el magma estuvo saturado en agua), es determinando la solubilidad del H_2O en el fundido.

Para esto se utilizó el modelo empírico de Moore et al. (1998), el cual está calibrado para amplios intervalos de presión (1-3000 bares), temperatura (700-

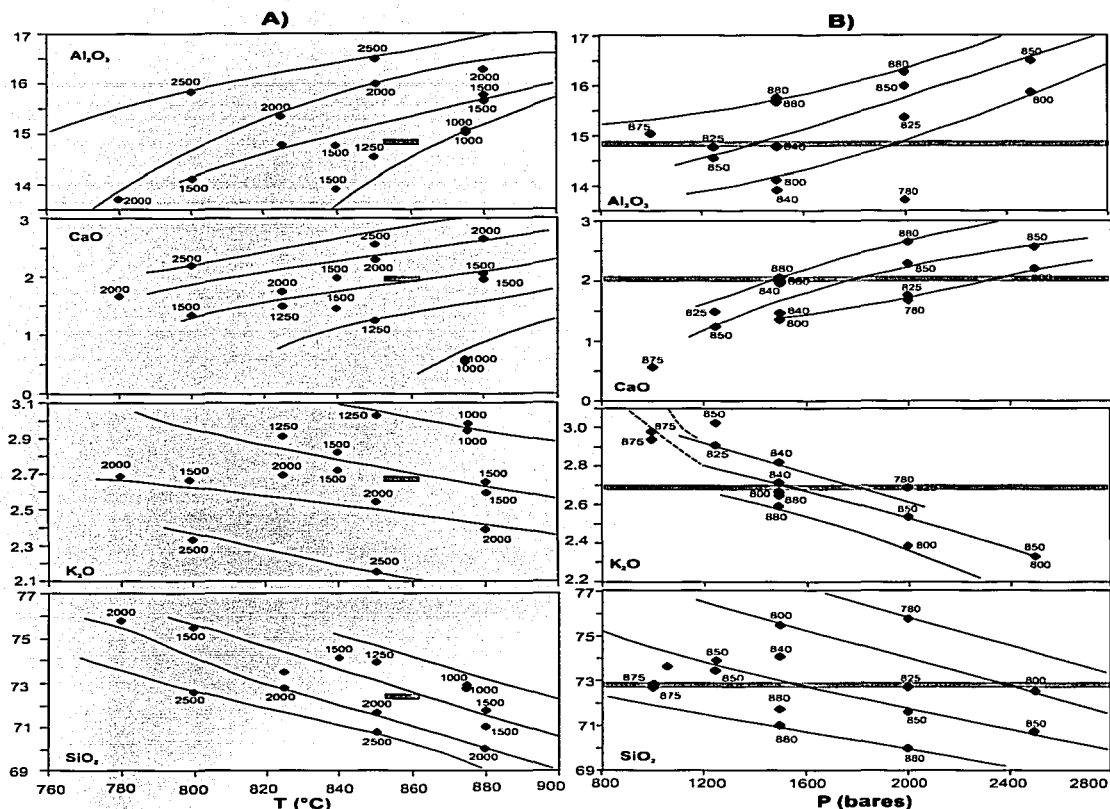


Figura 29. Diagrama de elementos mayores de la composición química del vidrio de los experimentos corridos. A) Con respecto a la temperatura, los números representan la presión a la que estuvo sujeto la muestra y B) Con respecto a la presión, en donde los números representan la temperatura a la que estuvo sujeto el magma. El rectángulo gris representa la composición de la muestra natural, y de acuerdo al intervalo de temperatura previamente estimada con la coexistencia de óxidos.

TESIS COM
FALLA DE MEXICO

INSTITUTO TECNOLÓGICO DE CALLE
DE LA UNIVERSIDAD

1200°C) y composición química (riolita a basalto) con una precisión de ± 0.5 % en peso, por lo que puede funcionar muy bien para las rocas de la PTS. Este modelo fue construido con base en experimentos de laboratorio, utilizando amplios intervalos de temperatura (T), presión (P) y composición química (X). Estos autores desarrollaron una expresión empírica que toma en cuenta los tres factores principales mencionados:

$$2 \ln X^{\text{melt}}_{\text{H}_2\text{O}} = a/T + \sum biXi \left(P \quad T \right) + c \ln f^{\text{fluid}}_{\text{H}_2\text{O}} + d$$

en donde $X^{\text{melt}}_{\text{H}_2\text{O}}$ = es la fracción molar de H₂O disuelto en el fundido; $f^{\text{fluid}}_{\text{H}_2\text{O}}$ = fugacidad del H₂O en el fluido; T = temperatura; P = presión; Xi = fracción molar anhidrica de los óxidos mayores (tomados de la composición química de la roca o vidrio que se desee analizar); a, bi, c y d = parámetros de ajuste (determinados experimentalmente por el autor).

Para el caso de las muestras de la PTS, se utilizó una hoja de cálculo desarrollado por Moore et al. (1998), en donde se utilizaron los datos de temperatura (previamente calculado con el par de óxidos de Fe-Ti, entre 832 y 852°C), presión (estimada con los datos experimentales de 1500 a 2000 bares) y composición química del vidrio (analizada con la microsonda electrónica). Con estos datos se calculó la cantidad total de agua disuelta en el vidrio. Con estos datos se obtuvo un intervalo de solubilidad del H₂O de 5.94 a 5.01 wt%. De todas las fases cristalinas presentes en las rocas, la hornblenda es la única que contiene agua (generalmente se asume un contenido de ~2 wt% de H₂O en la hornblenda (Rutherford y Devine, 1988). Por esta razón para poder calcular la cantidad de agua representada por esta fase mineral, se utilizó su fracción modal al igual que

la fracción modal del vidrio (Tabla 4). De modo que la hornblenda representa aproximadamente ~1 vol. % y el vidrio ~79 vol. % en las muestras de la PTS (Tabla 4), por lo tanto

$$(0.01 * 2) + (0.79 * 5.94) = 4.7 \%$$

en peso de H₂O disuelto en el magma de la PTS.

III.8. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Y XENOCRISTALES

Biotita en la muestra natural

La biotita es un fenocristal que está presente, en mayor o menor proporción, en los tres depósitos estudiados, tanto en los bloques juveniles, como parte de la matriz de flujos piroclásticos, así como parte de las fracciones finas de los depósitos de caída del PBI y del BAF-13. La biotita es uno de los fenocristales más grandes que contienen las muestras analizadas (hasta 2.3 mm de diámetro) comúnmente presenta coronas de reacción muy marcadas, visibles tanto en sección delgada como en muestra de mano. Estas coronas de reacción están constituidas por cristales neoformados de anfíbol, piroxeno y plagioclasa (Fig. 20). Estos rasgos indican que la biotita se encuentra en desequilibrio con la matriz circundante y que puede ser ajeno al magma original de los tres depósitos, por lo que probablemente se trate de un xenocristal. Esta podría ser la razón por la cual en ninguno de los experimentos hidrotermales que se llevaron a cabo, pudo cristalizar la biotita. En otras palabras significa que el magma original no tuvo los elementos y condiciones necesarias para el crecimiento de esta fase mineral.

La presencia de xenocristales en depósitos volcánicos es un fenómeno más o menos común. Sin embargo en muchos casos no es posible identificarlos y

sólamente puede hacerse con análisis más específicos como el $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, tal y como ha quedado establecido en diversos estudios como los que se resumen a continuación:

1. Lo Bello et al. (1987) realizaron una serie de análisis de las relaciones isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un depósito de pómez de edad cuaternaria del Macizo Central de Neschers en Francia, en cristales de feldespatos potásicos. Estos autores llegaron a la conclusión de que el depósito presentaba fenocristales y xenocristales de feldespatos potásicos, ya que la edad de los fenocristales fue determinada en 0.58 Ma, mientras que para los xenocristales se determinó una edad de 330 Ma.

2. Spell et al. (2001) utilizaron esta metodología para determinar la contaminación por xenocristales de feldespatos potásicos provenientes de rocas del basamento en depósitos de la Caldera McCullough Pass ubicada en el Estado de Nevada, Estados Unidos. En este caso los autores lograron reconocer los xenocristales a nivel petrográfico, así como por la determinación isotópica, con la cual se obtuvieron edades de 14 Ma, 15 Ma y 1.3 Ga, esta última edad correspondiente a la edad del basamento.

3. Gardner et al. (2002) con base en experimentos petrológicos y fechamientos mediante el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en cristales de biotita, sanidino, hornblenda y plagioclasa del depósito Toba Tuff, observaron que experimentalmente la hornblenda no cristalizó a las condiciones de P-T que previamente se habían determinado para el magma. Además determinaron que la hornblenda presentó distintas relaciones isotópicas a las del sanidino y la biotita (estos dos si crecieron en los experimentos). Cuando se analizaron las relaciones isotópicas de las

plagioclasas se reveló que algunas eran xenocristales y otras fenocristales, y que indudablemente la hornblenda era un xenocristal que provenía de una roca con una edad de 1.5 Ma. Con base en modelos de difusión del Ar, llegaron a la conclusión de que los xenocristales habían sido atrapados no más de 10 años antes de la erupción.

En el caso de México, existen pocos ejemplos reportados sobre la contaminación por xenocristales en los productos del CVM, uno de éstos fue publicado por Blatter et al. (1998) quienes reportaron xenocristales de cuarzo en conos y flujos de lava de composición basáltica, en la región de Zitácuaro (aproximadamente a 150 km al oeste de la Ciudad de México). También Márquez y De Ignacio (2002) reportaron la presencia de xenocristales de cuarzo en muchas muestras del Campo Volcánico Chichinautzin (Fig. 12). Este campo está formado por productos de composición andesítico-basáltica (conos monogenéticos, volcanes escudo, etc.). En estos casos, es relativamente fácil detectar a los xenocristales, dado que es una fase mineral que no es común en rocas con estas composiciones.

Método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

El método de fechamiento de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ha sido utilizado ampliamente en distintos terrenos volcánicos y está basado en el mismo principio que el método de fechamiento K-Ar. Es decir, está fundamentado en el principio del decaimiento del isótopo radioactivo ^{40}K al isótopo radiogénico estable ^{40}Ar , con una vida media del ^{40}K de 1250 Ma. De modo que el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ puede ser explicado de la siguiente manera (McDougall y Harrison, 1988):

1. En primer lugar se irradi a la muestra con un reactor nuclear para transformar una proporción de átomos de ^{39}K a ^{39}Ar a través de la interacción de neutrones rápido.
2. La muestra se pone en un sistema de alto vacio, de donde se extrae el argón, el cual es purificado y analizado isotópicamente con un espectrómetro de masa.
3. Se miden las abundancias relativas de ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{37}Ar y ^{36}Ar , en algunos casos también ^{38}Ar .
4. Se determina la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$, en donde ^{40}Ar es el argón radiogénico y el $^{39}\text{Ar}_K$ es el producido del ^{39}K durante la irradiación. La relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ es proporcional a la relación $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ en la muestra y por lo tanto es proporcional a la edad. Esto se debe a que el $^{39}\text{Ar}_K$ depende de la cantidad de ^{39}K presente en la roca y la relación $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ es esencialmente constante en la naturaleza.

La principal ventaja del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es que la muestra se puede calentar en pasos sucesivos (Step Heating), comenzando con temperaturas por debajo de la temperatura de fusión. El Ar extraído en cada paso puede ser analizado isotópicamente. Así se puede determinar una serie de edades aparentes en una sola muestra. Durante el calentamiento gradual los dos isótopos son liberados de manera proporcional ya que poseen un coeficiente de difusión similar. Generalmente las relaciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$ al inicio del calentamiento gradual, son bajas (sitios menos retensivos) y a temperaturas más altas esta relación tiende a aumentar debido a que el ^{40}Ar es extraído de sitios más retensivos (Fig. 30).

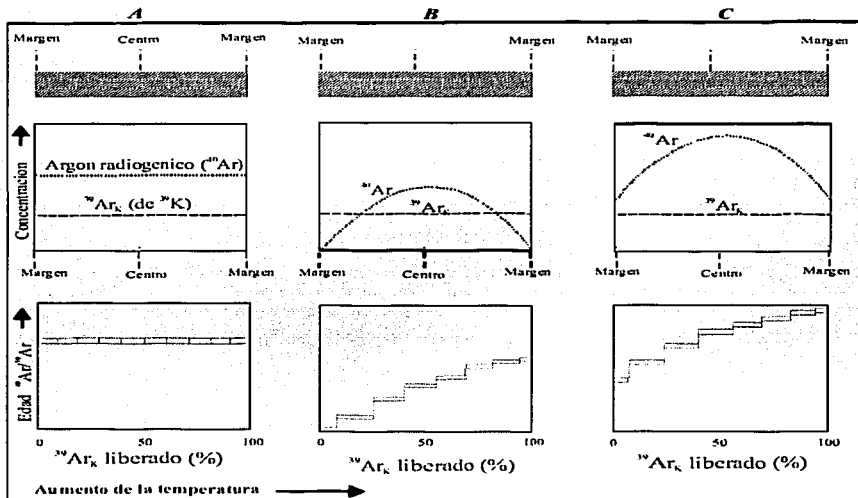


Figura 30. Esquema de un espectro del método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La parte superior esta representado un cristal idealizado, a la mitad de la figura se muestra en cada panel la concentración de argón radiogénico y el ^{39}ArK inducido por neutrones a través del cristal; y la parte inferior se ilustra el espectro de edad esperado de las medidas de argón extraído en pasos sucesivos a temperaturas progresivamente altas. Se presentan tres casos, en el (A) se trata de un cristal sin disturbar subsecuente a la cristalización inicial y enfriamiento rápido; en el caso (B) ha ocurrido una pérdida parcial del argón radiogénico en el cristal (evento de recalentamiento) en tiempos geológicamente recientes, por lo que se observa un marcado gradiente de argón radiogénico a través del cristal desde el tiempo cero (centro) hasta el limite del cristal; el caso (C) el mismo caso que en (B) con la excepción de que ha ocurrido una acumulación significativa de argón radiogénico desde que el evento de calentamiento tuvo lugar.

En el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se miden las relaciones de estos isótopos, por lo cual a diferencia del método tradicional K-Ar, no es necesario extraer todo el argón de la muestra. Además es un método más preciso y es posible hacer mediciones en

muestras pequeñas, inclusive análisis en cristales individuales (principalmente en anfíbol, feldespatos potásicos y biotita).

⁴⁰Ar/³⁹Ar en la biotita

Además de las características texturales de los fenocristales de biotita y de su ausencia en la cristalización en los experimentos, se llevaron a cabo determinaciones de las relaciones isotópicas de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en treinta granos individuales de biotita. Los cristales de biotita fueron tomados del depósito PBI, ya que en las fracciones comprendidas entre 0 φ y 2φ este cristal es muy abundante. De los treinta granos, cuatro mostraron respuesta al "calentamiento gradual" con edades demasiado viejas para pertenecer a rocas del Nevado de Toluca y mucho menos a rocas de los depósitos del Pleistoceno tardío. La edad más antigua que se obtuvo fue de 4.7 ± 1.1 Ma (Figura 31; Tabla 12), la cual representa una edad mínima para la roca fuente de los xenocristales y que contrasta rotundamente con la edad de la PTS de 10.5 ka. Los resultados de la tabla 12, indican de manera contundente que el magma sufrió una contaminación de xenocristales de biotita (seguramente por asimilación de una de las rocas encajonantes), al menos durante las tres últimas grandes erupciones del volcán.

Si se considera que la difusividad del Ar en la biotita es muy rápida a temperaturas del orden de 850°C (Gardner et al., 2002), y si se asume una edad original de los cristales entre 2 y 4 Ma, la biotita perdería todo el Ar en menos de un año una vez embebida en el magma de la PTS. Por ello la interacción de la biotita con el magma de la PTS debió ocurrir en un lapso de tiempo muy corto.

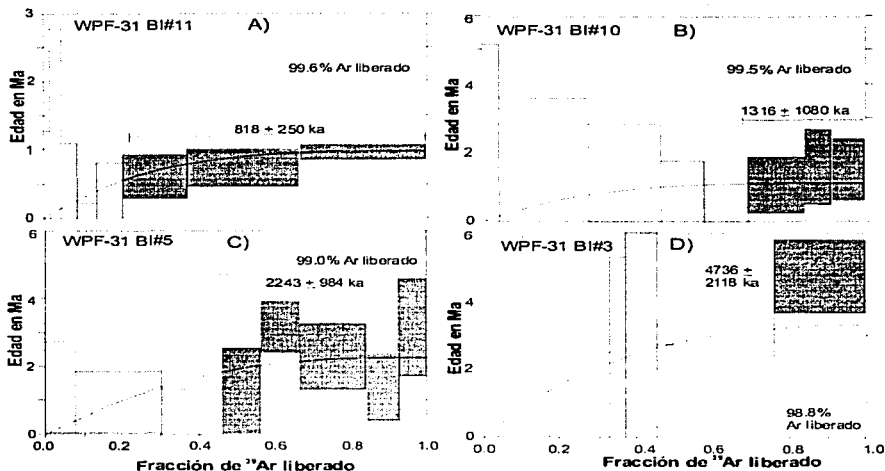


Figura 31. Espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cuatro cristales de biotita, los cuales muestran cantidades significativas de ^{40}Ar radiogénico. Los cuadros grises representan fracciones de edad diferentes a cero. Se presentan perfiles de la pérdida por difusión para cada muestra, representadas por la línea gruesa. Los perfiles fueron calculados asumiendo una difusión cilíndrica, una edad original de 150 Ma, una edad de la pérdida de 0 Ma y una pérdida de Ar de 98.8% a 99.6%, como está indicado en cada muestra.

Esto concuerda con los resultados de Lo Bello et al. (1987) quienes en el estudio que realizaron sobre el Macizo Central de Neschers en Francia, sugieren que la contaminación del magma ocurrió en un tiempo muy cercano a la erupción y a muy poca profundidad. De igual manera Gardner et al. (2002) estimaron un tiempo aproximado de 10 años de residencia de los xenocristales dentro del magma antes de la erupción de la Toba Tuff.

TEMP. COST.
FALLA DE CUCEN

Tabla 12. Resultado de los análisis de ^{40}Ar - ^{39}Ar realizados en cuatro granos de biotita y el espectro de edad calculado para cada cristal.

WPF-31 BI#3		Weighted average irradiation parameter (J) from standards = 0.00005997 +/- 0.00000039										
Laser Power	Cumulative	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+/-	$^{31}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+/-	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+/-	% Atm.	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$	+/-	Age	+/-
(mW)	^{39}Ar	measured		measured		measured		^{40}Ar			(Ma)	(Ma)
200	0.034	1536.3	288.8	0.404	0.399	5.265	1.004	101.3	-19.67	51.35	-2.13	5.56
400	0.173	1722.8	117.6	0.058	0.108	5.899	0.435	101.2	-20.27	74.54	-2.20	8.07
410	0.220	1346.4	147.2	-0.342	0.259	4.646	0.516	102.0	-26.49	27.98	-2.87	3.03
600	0.326	1562.2	75.6	0.057	0.127	5.290	0.264	100.1	-0.90	23.84	-0.10	2.58
610	0.369	1257.6	151.1	0.187	0.282	4.178	0.509	98.2	22.94	26.23	2.48	2.83
900	0.453	1326.0	108.6	0.096	0.129	4.382	0.371	97.7	30.96	28.12	3.35	3.04
1200	0.537	1383.5	78.4	0.147	0.160	4.653	0.269	99.4	8.46	16.93	0.91	1.83
2000	0.760	1464.8	33.2	0.022	0.058	4.920	0.114	99.3	10.75	11.45	1.16	1.24
8700	1.000	1287.5	31.1	0.135	0.082	4.209	0.102	96.6	43.83	9.81	4.74	1.06
Integrated		1437.6	26.7	0.077	0.042	4.823	0.094	99.1	12.40	11.78	1.34	1.27
WPF-31 BI#5		Weighted average irradiation parameter (J) from standards = 0.00005997 +/- 0.00000039										
Laser Power	Cumulative	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+/-	$^{31}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+/-	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	+/-	% Atm.	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}_K$	+/-	Age	+/-
(mW)	^{39}Ar	measured		measured		measured		^{40}Ar			(Ma)	(Ma)
200	0.072	1664.2	49.7	-0.009	0.089	5.631	0.175	100.0	0.30	24.68	0.03	2.67
400	0.303	1222.8	28.0	0.130	0.025	4.165	0.086	100.7	-8.10	24.97	-0.88	2.70
600	0.460	1151.1	20.7	0.021	0.054	3.920	0.078	100.6	-7.33	19.56	-0.79	2.12
900	0.563	988.8	22.4	0.027	0.056	3.306	0.083	98.8	11.82	11.76	1.28	1.27
1200	0.661	992.9	21.1	-0.049	0.062	3.261	0.073	97.1	29.19	7.04	3.16	0.76
1800	0.839	858.0	9.4	-0.048	0.040	2.831	0.040	97.5	21.30	8.89	2.30	0.96
2400	0.924	617.7	15.5	-0.012	0.074	2.046	0.059	97.9	12.98	9.03	1.40	0.98
8700	1.000	813.2	24.2	0.020	0.091	2.652	0.090	96.4	29.47	13.15	3.19	1.42
Integrated		1049.1	8.8	0.023	0.019	3.522	0.030	99.2	8.21	7.20	0.89	0.78

Tabla 12. Continuación.

WPF-3I BI#10		Weighted average irradiation parameter (J) from standards = 0.00005997 +/- 0.00000039										
Laser Power	Cumulative	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	+/-	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	+/-	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	+/-	% Atm.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar _K	+/-	Age	+/-
(mW)	³⁹ Ar	measured		measured		measured		⁴⁰ Ar			(Ma)	(Ma)
200	0.045	1962.9	130.3	-0.334	0.255	6.566	0.442	99.9	22.55	25.14	2.44	2.72
400	0.276	1224.9	22.8	0.097	0.043	4.113	0.065	99.2	9.45	23.52	1.02	2.54
600	0.465	1107.4	23.6	-0.044	0.079	3.715	0.078	99.1	9.69	16.67	1.05	1.80
900	0.577	800.3	20.5	-0.068	0.084	2.679	0.070	98.9	8.49	8.13	0.92	0.88
1200	0.697	720.7	18.2	-0.013	0.097	2.457	0.066	100.7	-5.36	9.23	-0.58	1.00
1800	0.844	674.8	12.2	-0.069	0.079	2.250	0.043	98.5	9.83	7.68	1.06	0.83
2400	0.914	799.4	30.8	-0.100	0.164	2.655	0.107	98.1	14.82	10.01	1.60	1.08
8900	1.000	883.5	26.5	-0.044	0.112	2.943	0.091	98.4	13.99	8.21	1.51	0.89
Integrated		987.6	9.3	-0.031	0.032	3.312	0.030	99.1	9.01	6.72	0.97	0.73

WPF-45C BI#11		Weighted average irradiation parameter (J) from standards = 0.00005997 +/- 0.00000039										
Laser Power	Cumulative	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	+/-	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	+/-	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	+/-	% Atm.	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar _K	+/-	Age	+/-
(mW)	³⁹ Ar	measured		measured		measured		⁴⁰ Ar			(Ma)	(Ma)
200	0.014	640.1	46.5	0.107	0.232	2.187	0.166	101.0	-6.16	17.81	-0.67	1.93
400	0.042	804.0	63.1	0.245	0.144	2.816	0.207	103.5	-28.09	53.67	-3.04	5.82
600	0.079	416.7	24.4	0.156	0.127	1.469	0.098	104.2	-17.35	27.45	-1.88	2.97
900	0.134	217.7	8.7	0.122	0.063	0.757	0.039	102.8	-6.13	8.20	-0.66	0.89
1200	0.204	159.2	3.7	0.081	0.042	0.529	0.019	98.3	2.73	4.86	0.30	0.53
1800	0.373	114.1	1.8	0.053	0.026	0.367	0.010	95.1	5.64	2.88	0.61	0.31
2400	0.665	58.5	2.2	0.036	0.012	0.174	0.009	88.2	6.92	2.43	0.75	0.26
8900	1.000	24.6	0.3	0.026	0.010	0.052	0.003	63.0	9.09	0.97	0.98	0.11
Integrated		114.5	1.8	0.054	0.011	0.373	0.007	96.2	4.35	2.13	0.47	0.23

TESTES CONT
 FALTA DE CUIDEN

Con base en lo anterior, se tienen varios hechos interesantes: En los tres depósitos se encuentran xenocristales de biotita (intervalo de tiempo de 2500 años). Además el magma estuvo sometido a una temperatura de aproximadamente 850°C. A esta temperatura la biotita perdería todo el Ar en un año. Se puede concluir que la contaminación ocurrió en distintos momentos, probablemente poco antes de cada evento eruptivo.

Considerando que los argumentos anteriores son suficientes para establecer que la biotita es un xenocristal, surge una nueva incógnita: ¿Cuál es la roca fuente de la biotita? La biotita se puede encontrar en una amplia variedad de rocas, que comprenden desde composiciones básicas (en rocas ígneas), rocas metamórficas (gneisses y esquistos verdes), así como rocas plutónicas de composición ácida (granitos, granodioritas). De acuerdo con algunos autores (Hewitt y Wones, 1975), la biotita es estable a una temperatura aproximada de 775°C (a presiones de 1-2 kilobares). Por lo cual no es extraño que se presente con rasgos de disolución dentro del magma de la PTS, al cual se le estimó una temperatura de ~840°C y una presión de 2 kilobares.

Una posible roca fuente de los xenocristales de biotita podría ser el basamento metamórfico que se encuentra por debajo del Nevado de Toluca, el cual está representado por la Secuencia Volcano-Sedimentaria Metamorfizada Ixtapan-Teloloapan (Campa et al., 1974) de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Esta secuencia está constituida por una variedad de rocas como metalavas, metareniscas, esquistos, filitas, metatobas, etc., sin embargo, la edad de esta secuencia es más antigua que 4 Ma y además, las dimensiones de la biotita presente en los tres depósitos del Nevado de Toluca son del orden de 1-3 mm, por

lo que esta debería observarse inclusive en muestra de mano en los esquistos (pero no ocurre así), ya que se realizó un análisis petrográfico de fragmentos de esquistos muestreados dentro del depósito de caída PTI de ~24,500 años A.P. (Bloomfield y Valastro, 1974; Macías et al. 1997), y no se observaron cristales de esta fase mineral.

Otra posible fuente de los xenocristales de biotita, podría ser un pórfido de composición dacítica el cual aflora a ~28 km al suroeste del cráter del Nevado de Toluca. Este fue descrito por DeCserna et al. (1974) como una dacita de cuarzo con biotita fechada en 55 ± 6 Ma mediante el método de Pb/alfa. Es muy alta la probabilidad de que este cuerpo intrusivo, sea la roca fuente de estos xenocristales, ya que las dimensiones de los cristales de biotita presentes en las muestras de los tres depósitos llegan hasta 2.3 mm de diámetro, tal como se esperaría de un cuerpo intrusivo. Por lo tanto una roca de estas características, en cuya asociación mineralógica están presentes piroxeno, plagioclasa, hornblenda, biotita, etc., se esperaría encontrar la misma variedad mineralógica (como xenocristales) en los magmas de BAF-13, PBI y PTS. Por tal razón, es muy probable que algunos fenocristales que se observan inestables (Fig. 20), al igual que la biotita, también representen xenocristales.

Si bien no es posible establecer de manera certera la proveniencia de la biotita en estos momentos, sí es posible decir que existe una roca encajonante debajo del Nevado de Toluca rica en fenocristales de biotita de 4 Ma como edad mínima.

III.9. DIMENSIÓN DE LA CÁMARA MAGMÁTICA

Una de las preguntas más importantes que surgen al analizar un sistema magmático, es la de su estructura así como dimensiones de la cámara magmática. A pesar de todos los estudios que se han llevado a cabo para determinar las dimensiones, tamaño y profundidad de una cámara magmática, todavía existe mucha controversia al respecto. Con este fin se han utilizado diversas herramientas como por ejemplo métodos geofísicos (i.e.: Dvorak, 1997; Mori et al., 1996; Jiménez et al., 1999; West et al., 2001; Espíndola et al., 2003) y métodos petrológicos en conjunto con experimentos de laboratorio (i.e.: Rutherford y Devine, 1988; Gardner et al., 1995; Martel et al., 1998; Hammer et al., 2002).

En varios modelos teóricos, entre ellos los de Bower y Woods (1997), Scandone y Giacomelli (2001) y Pinel y Jaupart (2003) se considera que en un sistema volcánico existe una relación entre el volumen de la cámara magmática y el volumen emitido (magnitud) durante las erupciones volcánicas y que un mismo reservorio magmático es capaz de alimentar varias erupciones en línea, mismas que se pueden establecer a través de estudios petrológicos de los productos de erupciones pasadas. Asimismo, estos autores consideran que el tamaño y la profundidad de un reservorio magmático son factores clave que determinan las tasas de diferenciación magmática y exsolución de volátiles.

La cámara magmática del magma PTS

En el caso de erupciones antiguas como la PTS ocurrida hace 10,500 años, sóloamente se pueden determinar las características del sistema magmático

mediante herramientas petrológicas (Gardner et al., 1995; Coombs y Gardner, 2001).

Para la erupción de la PTS, se estableció en secciones anteriores que la presión a la que estuvo sujeto el magma que dio origen al evento eruptivo fue de 1500 a 2000 bares. Asumiendo el gradiente de presión estándar de 3 m por cada bar , se puede concluir que la cámara magmática se encuentra a una profundidad de 4.5 a 6 km.

Con este valor aunado al valor del volumen del magma estimado para la erupción PTS en 8 km^3 , es posible aplicar el modelo teórico desarrollado por Scandone y Giacomelli (2001) para determinar el volumen de la cámara magmática. Este modelo fue propuesto para erupciones volcánicas explosivas (esencialmente para erupciones plinianas), basado en la descompresión que sufre el magma, el cual está saturado en agua y el crecimiento de burbujas que conducen al magma hacia la superficie. Aunque el modelo fue calibrado para las erupciones de 1980 del Monte Santa Helena y de 79 DC del Volcán Vesubio, se puede aplicar en volcanes con depósitos similares y así obtener un valor aproximado del volumen de la cámara magmática.

En principio, en este modelo teórico se asume lo siguiente:

- a) El magma está saturado con agua.
- b) Las paredes de la roca son rígidas.
- c) La erupción termina cuando las burbujas llegan a su radio final.

Para el caso del depósito PTS, se retoman las variables que fueron utilizadas en este modelo, como lo son la tasa de descompresión y el número de burbujas. Además se considera que la erupción ocurrió en cuatro pulsos (PC0, PC1, PC2 y PC3). De esta forma se hizo el cálculo utilizando el volumen de RDE total y una descompresión promedio de 15 MPa, ya que la intensidad de la erupción aumentó conforme pasó el tiempo, tal como quedó registrado en la estratigrafía y en el volumen de cada horizonte lo cual concuerda perfectamente con lo previsto por Scandone (1996) para erupciones explosivas (Fig. 31).

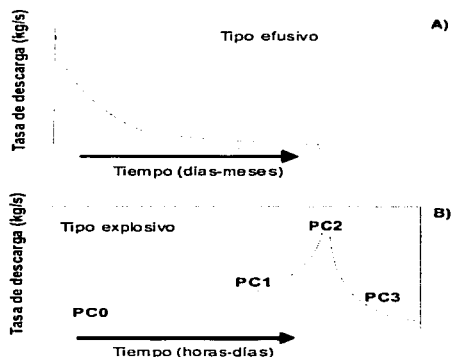


Figura 32. Ejemplos esquemáticos de la variación de la tasa de emisión a la que tienden a evolucionar las erupciones A) efusivas y B) explosivas. Según Scandone, (1996).

El sistema magmático se esquematiza de la siguiente manera (Fig. 32): Se toma una profundidad de 6 km (estimada en secciones anteriores). A esta profundidad le correspondería una presión de 200 MPa, siguiendo a Scandone y Giacomelli (2001). Se asume una sobrepresión total de 10 MPa que es la resistencia

promedio de las rocas a la tensión y una caída total de presión de 20 MPa que corresponde al esfuerzo de las rocas en compresión.

El modelo supone que el volumen de material expulsado es función de la cantidad de descompresión y del volumen de la cámara a través de la siguiente relación:

$$V = \frac{\Delta V}{\Delta V\%}$$

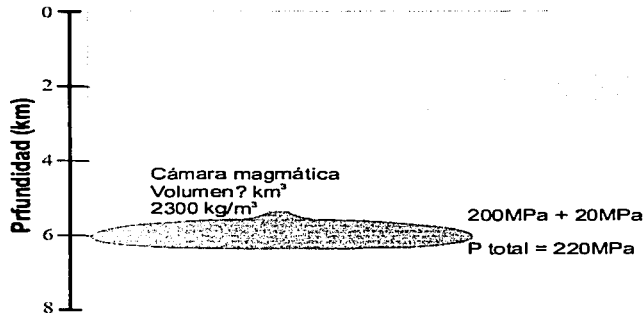


Figura 33. Esquema del sistema magmático del Nevado de Toluca para la erupción de la PTS. La densidad de 2300 kg/m³ es para un magma dacítico saturado en agua (Scandone, 1996) y la presión total del sistema justo antes de la erupción es de 220 MPa.

en donde V es el volumen de la cámara magmática, ΔV el volumen de magma expulsado y ΔV% el porcentaje de volumen de magma + burbujas.

Se puede calcular ΔV% de la siguiente manera:

$$\Delta V\% = (X_o - X_f) \frac{\rho_m}{\rho_g}$$

en donde: X_o = contenido inicial de agua; X_f = contenido final; ρ_m = densidad del magma y ρ_g = densidad del vapor de agua.

El contenido de agua disuelto en el magma depende esencialmente de la presión y la temperatura, por lo que se puede estimar de la ley de Henry:

$$X = SP^{0.5}$$

en donde $S = 4.11 \times 10^{-6} \text{ Pa}^{-0.5}$ (constante de la ley de Henry) y P = presión en Pa. Para el contenido inicial de agua en solución, se utilizó la presión a la que estuvo sujeto el sistema magmático. En este caso, a una profundidad de 6 km le corresponde una presión de aproximadamente 200 MPa, que sumados a la sobrepresión del sistema (10 MPa), hacen un total de 210 MPa de presión. Para el contenido final de agua, se tomó en cuenta la caída total de presión, que en este caso fue de 20 MPa, lo que le corresponde una presión del sistema al final de la erupción de 190 MPa.

$$X_o = 4.11 \times 10^{-6} (210 \times 10^6)^{0.5} = 0.05955$$

$$X_f = 4.11 \times 10^{-6} (190 \times 10^6)^{0.5} = 0.05665$$

$$\text{Entonces } X_o - X_f = 0.0029$$

Para estimar la densidad del gas (en este caso vapor de agua) se utilizó la ley del gas ideal

$$\rho_g = \frac{P}{RT}$$

en donde $R = 8.3143 \text{ J/}^\circ\text{Kmol}$ (constante universal de los gases), T es la temperatura (en este caso se utilizó la temperatura del magma de la PTS, estimada con el par de óxidos de Fe y Ti en secciones anteriores) en $^\circ\text{K}$.

Entonces:

$$\rho_g = \frac{210 \times 10^6 \text{ Pa}}{(8.3143 \text{ J/}^\circ\text{Kmol}) (1103^\circ\text{K})} = 22899.083 \text{ mol/m}^3$$

$$\text{Como } 1 \text{ mol de agua} = 0.018 \text{ kg} \quad \rho_g = 412.18 \text{ kg/m}^3$$

$$\text{Por lo tanto } \Delta V\% = (X_o - X_f) \frac{\rho_m}{\rho_g} = (0.0029 \text{ Pa}) \frac{(2300 \text{ kg/m}^3)}{412.18 \text{ kg/m}^3}$$

$$\Delta V\% = 0.0162$$

De modo que el volumen que ocupaba la cámara magmática durante la erupción de la PTS se puede calcular en (Fig. 33):

$$V = \frac{\Delta V}{\Delta V\%} \frac{5.2 \text{ km}^3}{0.0162} = 320 \text{ km}^3$$

Tabla 13. Comparación del volumen de la cámara magmática para la erupción PTS con los estimados para otras erupciones.

Erupción	Vol. Magma (km ³)	Profundidad de la cámara (km)	Volumen de la cámara (km ³)	Vol.magma/v ol. cámara	Refs.
Sta. Elena 1980	0.242	7	20	0.0121	1,2
Vesubio, 79 DC	4	7	100	0.04	3,2
PTS Nevado de Toluca	8	6	320	0.025	Este trabajo
Pinatubo, 1991	6	6	125	0.048	4,5

Referencias: ¹Rutherford et al., 1985; ² Scandone y Giacomelli, 2001; ³Sigurdsson et al. 1985; ⁴Mori et al., 1996, ⁵Koyaguchi y Tokuno, 1993.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

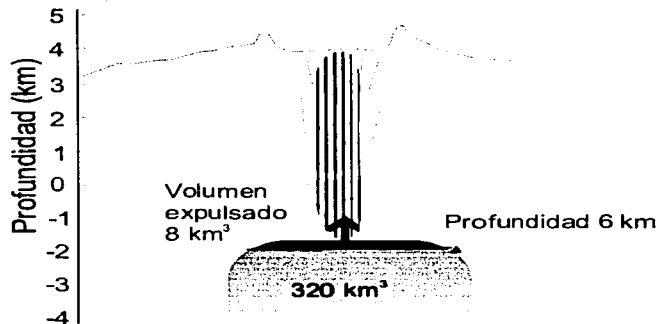


Figura 34. Esquema del sistema magmático del Nevado de Toluca para la erupción de la PTS. El volumen de 8 km^3 corresponde con el volumen en RDE del depósito originado por la erupción.

Si se representa el volumen de la cámara magmática como un cuerpo cúbico, las dimensiones de los lados del cubo serian de $6.8 \times 6.8 \times 6.8 \text{ km}$. Si se compara este valor con el estimado para otras erupciones, como los que se enlistan en la tabla 13, se puede observar que efectivamente existe una relación entre el tamaño de la cámara magmática con el volumen de magma expulsado y la profundidad del reservorio.

CAPITULO IV. INDICE DE VESICULARIDAD

IV.1. INTRODUCCIÓN

La vesicularidad de los fragmentos juveniles producidos durante erupciones explosivas, es una propiedad característica de los fragmentos de pómez, que obedece al modo en el cual ocurrió la degasificación del magma en dichos eventos volcánicos. De esta forma, las propiedades texturales y la densidad/vesicularidad de la pómez nos proporcionan información importante sobre los procesos de degasificación del magma antes, durante y después del evento eruptivo (Tait et al., 1998; Gardner et al., 1996).

El proceso que produce la textura vesicular de los fragmentos de pómez es la vesiculación. La vesiculación es un proceso complejo a través del cual se forman burbujas en el magma. La primera condición para el desarrollo de vesículas es la saturación de alguna de las fases volátiles del magma (esencialmente H₂O y CO₂). Una vez que esto ocurre, tiene lugar la nucleación, o proceso de formación de *nuclei* (partes elemental de las burbujas) y finalmente el crecimiento de dichas burbujas hasta llegar a formar una especie de espuma, la cual puede concluir en una eventual fragmentación del magma (Navon y Lyakhovsky, 1998) o en el desarrollo de la permeabilidad del magma por la interconectividad y coalescencia de burbujas (Eichelberger et al., 1986; Villemant y Boudon, 1998).

Por lo tanto, la pómez representa fragmentos vesiculares del magma expulsados durante una erupción explosiva que sufrieron un enfriamiento relativamente rápido

y de ello deriva su importancia, ya que contiene información de los procesos que ocurrieron dentro de la cámara magmática.

Por lo general la vesicularidad se describe en términos de dos parámetros, el *índice de vesicularidad* y el *intervalo de vesicularidad*, los cuales se pueden definir como la media aritmética de los valores de vesicularidad y el intervalo total de los valores de vesicularidad, respectivamente (Houghton y Wilson, 1989). Las técnicas que se han utilizado para determinar la vesicularidad de algún fragmento poroso, están basados en la determinación de su densidad, la cual es inversamente proporcional a su vesicularidad.

Generalmente se ha observado que los fragmentos de pómez, aún de un mismo depósito pueden presentar una densidad variable, la cual depende del tamaño y cantidad de vesículas y su conectividad (Gardner et al., 1996; Jurado-Chichay y Walker, 2001). Debido a estas variaciones, es recomendable realizar un número apropiado de mediciones del depósito en estudio para obtener un valor representativo de la vesicularidad.

De modo que para la determinación de la vesicularidad, el problema primordial es cómo medir la densidad de los fragmentos porosos. Para llevar a cabo esta tarea con muestras del depósito PTS, se evaluaron distintos métodos (Fisher y Schmincke, 1984; Whitham y Sparks, 1986; Cas y Wright, 1988; Houghton y Wilson, 1989; Gardner et al., 1996; Hoblitt y Harmon, 1993). Después de este análisis se adecuó una de estas metodologías para ser utilizada en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geofísica de la UNAM.

IV.2. MÉTODOS

En la literatura vulcanológica se han implementado diversas técnicas para determinar la densidad de la pómez, unas más sofisticadas que otras, pero al parecer todas han dado buenos resultados (Whitham y Sparks, 1986; Cas y Wright, 1988; Hoblitt y Harmon, 1993; Gardner et al., 1996). Sin embargo, la metodología que se ha empleado comúnmente está basada en el principio de Arquímedes (desplazamiento del agua por un cuerpo sumergido) y solamente dos técnicas han sido dadas a conocer (Hoblitt y Harmon, 1993; Gardner et al., 1996), las cuales se describen a continuación:

Técnica de Hoblitt y Harmon (1993):

Inicialmente este método fue desarrollado por R.P. Hoblitt del Servicio Geológico Americano en Vancouver, Estados Unidos. Esta técnica fue mejorada años más tarde por Hoblitt y Harmon (1993), quienes lograron crear un sistema capaz de medir una gran cantidad de muestras por día. Este mismo método fue posteriormente utilizado por distintos autores en el estudio de varios depósitos plinianos (Houghton y Wilson, 1989; Gardner et al., 1999).

El método se lleva a cabo de la siguiente manera:

Se seca la muestra en un horno a una temperatura de 60°C. Completamente deshidratada, se pesa en una balanza analítica (con lo cual se determina el peso en el aire). Posteriormente se pesa en agua. Una vez que se ha obtenido el peso

de la muestra en los dos medios (aéreo y acuoso), es posible determinar la densidad de la muestra y la gravedad específica (G.E.). La G.E. está dada por:

$$G.E. = \frac{\text{peso en aire}}{\text{peso en aire} - \text{peso en agua}}$$

Este procedimiento funciona perfectamente para muestras densas. Sin embargo, no sucede lo mismo con muestras porosas como los fragmentos de pómez, los cuales absorben el agua en sus cavidades.

Este problema se soluciona con el siguiente procedimiento: Se cubre la muestra con una película de cera fundida de alta viscosidad. Posteriormente se determina el peso de la muestra cubierta de cera en el aire y después se determina el peso de la muestra cubierta de cera en agua. Finalmente se calcula la densidad de la muestra. El procedimiento resulta tedioso debido al tiempo que se emplea para cubrir cada muestra.

Cuando se pretende obtener la densidad de un gran número de muestras, se requiere de un método más eficiente, por lo que estos mismos autores (Hoblitt y Harmon, 1993), experimentaron con otros materiales. Esta segunda opción consiste en la utilización de un "spray" de aceite de silicón conocido comercialmente como repelente, con el cual se rocía la muestra seca. Cuando el repelente se evapora, éste deja un residuo delgado de aceite de silicón que impide el paso del agua hacia la muestra cubierta. El peso del aceite es bajo, de modo que puede ser ignorado en las mediciones. La tensión superficial del agua se extiende a través de las vesículas cuyos diámetros no deben ser mayores de 1

milímetro, por lo que para muestras con vesículas muy pequeñas, este problema se minimiza de manera importante.

Una vez que la muestra ha recibido el tratamiento de aceite, simplemente se pesa en aire y en agua, y con la relación arriba mencionada, se puede obtener la densidad. Los autores usaron una balanza (**Sartorius Electronic Toploader 1475 MP8**) con una precisión de tres dígitos (± 0.001 g.) conectada a una computadora. Esta balanza cuenta con una plancha superior en donde se coloca la muestra para ser pesada en el aire. Además, cuenta con un soporte inferior, una especie de canasta suspendida en un contenedor de agua en donde se coloca la muestra para obtener su peso en el agua. Este procedimiento es muy eficiente dado que es posible medir hasta 500 muestras por día y además el tamaño de los fragmentos no es ninguna limitante.

Sin embargo, como se puede percibir es un método más o menos sofisticado, por lo tanto es necesario contar con ciertos recursos para poder adaptar una balanza capaz de hacer posible la determinación del peso en un medio acuoso y si además se desea automatizar la operación, se hace un poco más difícil la instrumentación. Una limitante de este método es que una vez impregnada la muestra no puede ser utilizada para ningún otro tipo de análisis. Durante esta clase de estudios es común el tratar de obtener de una misma muestra varios tipos de datos (químicos, mineralógicos, texturales, etc.) que junto con la densidad, nos pueden proporcionar información muy valiosa de los procesos que ocurrieron antes y durante el evento eruptivo.

Técnica de Gardner et al. (1996):

Este método al igual que el anterior, está basado en el principio del desplazamiento de un volumen de agua por un cuerpo al ser sumergido dentro de un recipiente con este líquido. El método resulta ser muy sencillo, económico y se puede implementar en cualquier espacio, lo único que se necesita es agua, vasos de precipitados y una balanza. Consiste de los siguientes pasos:

1. Se limpia perfectamente la muestra y se seca. La limpieza puede hacerse en seco con ayuda de una brocha fina, o se puede hacer con ayuda de agua y una brocha, si es que la muestra está impregnada con materiales secundarios (materia orgánica, arcillas, etc.). Cuando se utiliza agua la muestra, debe ser secada nuevamente.
2. Posteriormente la muestra se pesa en seco con una balanza analítica con dos decimales de precisión. En este paso se obtiene la masa (m) de la muestra la cual es equivalente a su peso en condiciones atmosféricas.
3. El siguiente paso consiste en determinar el volumen de la muestra, para ello se requiere de dos recipientes (vasos de precipitados) con agua, al menos uno de ellos debe estar graduado, para tener un buen control del volumen inicial de agua. A diferencia del método anterior en donde se utiliza un spray para sellar la muestra, en este caso se satura la muestra con agua.
 - a. En uno de los recipientes con agua se introduce el fragmento. En muchas ocasiones la muestra se hunde casi de inmediato. Esto se

debe a su alta permeabilidad, es decir a que las vesículas están muy bien interconectadas. En otras ocasiones las muestras flotan. En este caso se procede a un hundimiento forzado. Para esto se puede usar cualquier objeto de mayor peso y capaz de sumergir la muestra. El tiempo necesario para saturar la muestra es variado y se consigue cuando el fragmento no libera más burbujas de aire.

- b. Una vez que la muestra está saturada con agua, se saca del recipiente y se introduce a otro recipiente con agua debidamente graduado. En este paso, la muestra puede perder un poco de agua (por escurrimiento), pero esto no repercute de manera importante en el resultado final (de acuerdo a los errores analíticos de la tabla 14). De este segundo recipiente se obtiene el volumen de agua final, lo que significa el volumen de agua desplazado por el fragmento. Hay ocasiones en las que el desplazamiento final de agua es mínimo (cuando la muestra es pequeña). En este caso se utiliza una pipeta para agregar un volumen conocido de agua hasta alcanzar una de las graduaciones del recipiente, de tal modo que la lectura sea más sencilla.

Esta metodología cuenta con muchas ventajas. Es un método que no requiere de una gran inversión ni de una sofisticada infraestructura. Además, una vez hecha la determinación de la densidad de los fragmentos, éstos se pueden secar en un horno, para ser utilizados nuevamente en otro tipo de análisis. La principal desventaja de este método es el tiempo que se debe emplear para realizar las mediciones.

IV.2. ÍNDICE DE VESICULARIDAD DE LA PTS

Dada la sencillez que representa la utilización de la técnica de Gardner et al. (1996), se optó por implementarla en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geofísica, para llevar a cabo la determinación de la densidad de los fragmentos de pómez del depósito PTS.

Procedimiento

En primer lugar se hizo un muestreo detallado de una columna estratigráfica en donde afloran todas las unidades de caída de este depósito (PC0, PC1, PC2 y PC3). Para cada nivel estratigráfico se colectaron un total de 150 fragmentos con dimensiones que varían de 2 hasta 5 cm aproximadamente. Como los horizontes PC1 y PC2 presentan espesores de tres y ocho metros respectivamente, se tomaron varias muestras con el fin de observar variaciones internas a lo largo de estas unidades. En PC1 se tomaron dos muestras, una de la base del depósito y otra de la parte superior. Para PC2, se colectaron tres muestras de la base, parte media y parte superior, mientras que para los otros horizontes se colectó solamente una muestra de cada uno.

Para poder estimar el error analítico de este método de manera estadística, se procedió a determinar la densidad en diez ocasiones repetidas de dos fragmentos seleccionados al azar, uno de los de mayor dimensión (muestra 119) y otro de los de menor dimensión (muestra 11) (Tabla 14 A y B).

Los volúmenes están dados en *ml*, $1 \text{ ml} = 1 \text{ cm}^3$ y la densidad en gr/cm^3 . Los volúmenes significan $\text{agua-i} = \text{volumen de agua inicial}$; $\text{agua-f} = \text{volumen final}$

(volumen de agua + volumen de roca). **(A)** muestra de pómez de 3.5 cm de diámetro (muestra 11), **(B)** muestra de pómez de 6.6 cm de diámetro (muestra 119), ambos del horizonte de caída PC2.

En la tabla 14 se presentan el error analítico de dos fragmentos de pómez y de acuerdo a estos errores, se puede decir que el método funciona bien pero que preferentemente se debe trabajar con fragmentos de dimensiones similares a los de la muestra 11, de aproximadamente 6.6 cm de diámetro, ya que para fragmentos pequeños (más pequeños que la muestra 119), el error es mayor y además las mediciones y observaciones se vuelven más difíciles, debido a que el desplazamiento del líquido por la muestra es mínimo.

Tabla 14. Resultados de las mediciones de la densidad de un fragmento de pómez grande del horizonte de caída PC2, para determinar el error analítico del método. Los volúmenes están dados en ml y equivalente a cm^3 , y la densidad en gr/cm^3 . (A) muestra 119 y (B) muestra 11.

(A)

Medición	Vol. agua-i (ml)	Vol. agua-f (ml)	Vol. roca	Peso (gr)	Densidad (gr/cm^3)
1	145	202	57	41.10	0.72
2	153	205	52	41.10	0.79
3	164	234	50	41.10	0.82
4	152	205	53	41.10	0.78
5	151	205	54	41.10	0.76
6	172	232	60	41.10	0.69
7	181	237	56	41.10	0.73
8	164	220	56	41.10	0.73
9	167	224	57	41.10	0.72
10	176	232	56	41.10	0.73

Promedio = 55 ± 3

error= 5% = 0.75 ± 0.04

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

(B)

Medición	Vol. agua-i (ml)	Vol. agua-f (ml)	Vol. roca (cm ³)	Peso (gr)	Densidad (gr/cm ³)
1	30	41	11	6.73	0.61
2	57	67.5	10.5	6.73	0.64
3	51	62	11	6.73	0.61
4	61	72.5	11.5	6.73	0.59
5	56	67	11	6.73	0.61
6	47	58	11	6.73	0.61
7	47.5	58	10.5	6.73	0.64
8	47	58	11	6.73	0.61
9	55	66	11	6.73	0.61
10	58	69	11	6.73	0.61

Promedio = 11 ± 0.3 error = 2% 0.61 ± 0.02

La densidad no está influenciada por el tamaño de los fragmentos, como también se ha demostrado en otros trabajos (Fisher y Schmincke, 1984; Gardner et al., 1996) y como se demuestra en la gráfica de las dimensiones de los fragmentos con respecto a la densidad de las muestras del horizonte PC2-base (Fig. 34).

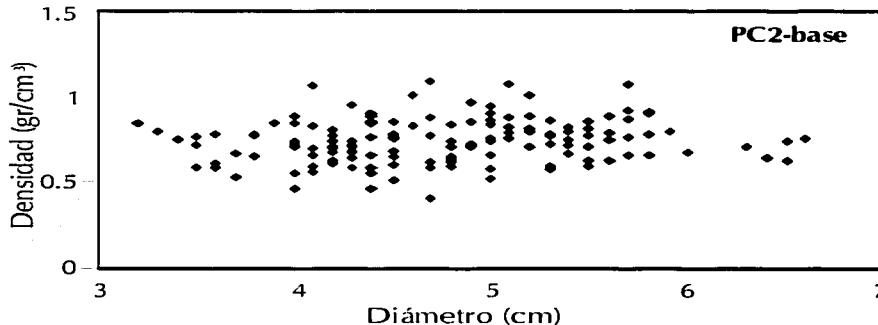


Figura 35. Gráfica del diámetro de cada fragmento con respecto a la densidad de cada muestra de un horizonte de caída del depósito PTS.

Una vez que se establecieron los parámetros para la determinación de la densidad, se procedió a trabajar con las muestras de tres horizontes estratigráficos (PC1, PC2 y PC3) del depósito PTS, dos niveles de PC1, tres niveles de PC2 y uno de PC3.

La densidad tiene una relación inversamente proporcional a la vesicularidad, y se puede calcular de la siguiente forma (Gardner et al. 1996):

$$V_{tot} = \left(V_{ves} / V_{ves} + V_{sol} \right) * 100 = V_g / V_g + V_l$$

en donde:

la vesicularidad total (Vtot) es igual al volumen de vesículas (Vves) dividido por la suma del volumen de vesículas con el volumen de sólido (Vsol), lo cual significa volumen de gas (Vg) dividido entre volumen de gas + volumen del líquido (Vl).

En este caso el volumen del sólido incluye (cristales, matriz, etc.), los cuales pueden tener diferente densidad y volumen. Es posible calcular el volumen de cada componente de la porción sólida tomando en cuenta su densidad particular. Sin embargo, en este caso la cantidad de fenocristales es mínima, por lo que es suficiente asumir que la muestra es un cuerpo homogéneo y determinar el volumen de vesículas de la siguiente manera:

$$V_{ves} = V_{tot} - V_{sol}$$

El volumen de las vesículas (Vves) será igual al volumen total (Vtot) menos el volumen del sólido (Vsol) como el ejemplo que se muestra en la Tabla 15. En este

caso conocemos el volumen total, el cual fue determinado en el laboratorio y el volumen del sólido es el peso en seco de la muestra dividido por una densidad estándar de una dacita ($\sim 2.6 \text{ gr/cm}^3$).

Tabla 15.- Valores de densidad y vesicularidad de fragmentos de pómez del horizonte de caída PCI del depósito PTS del Volcán Nevado de Toluca. Vol-a = volumen de agua en el vaso de precipitados; Vol-a+r = volumen de agua y muestra; Vsol = volumen del sólido (muestra); Vves = volumen de vesículas

Muestra	Peso-seco	Vol-a	Vol-a+r	Vol-r	Densidad	Vsol	Vves	Vesicularidad
1	11.59	44.5	66	21.5	0.54	4.46	17.04	79.27
2	12.10	57.5	75	17.5	0.69	4.65	12.85	73.40
3	22.71	44	71	27	0.84	8.74	18.26	67.65
4	24.35	81	110	29	0.84	9.36	19.64	67.71
5	16.55	77	95	18	0.92	6.37	11.63	64.63
6	3.76	41	50	9	0.42	1.45	7.55	83.93
7	12.13	47.5	66.5	19	0.64	4.67	14.33	75.44
8	8.65	49	61.5	12.5	0.69	3.33	9.17	73.37
9	9.04	45	60.5	15.5	0.58	3.48	12.02	77.56
10	10.57	44	57	13	0.81	4.06	8.94	68.74
11	13.58	35	52	17	0.80	5.22	11.78	69.28
12	8.39	46	62	16	0.52	3.23	12.77	79.84
13	13.79	45	61.5	16.5	0.84	5.30	11.20	67.86
14	9.14	44	56	12	0.76	3.51	8.49	70.72
15	9.70	40	53	13	0.75	3.73	9.27	71.29
16	8.56	47.5	63	15.5	0.55	3.29	12.21	78.77
17	10.19	47.5	62	14.5	0.70	3.92	10.58	72.98
18	7.70	55	65	10	0.77	2.96	7.04	70.40
19	12.82	38	55	17	0.75	4.93	12.07	71.01
20	8.30	45	57.5	12.5	0.66	3.19	9.31	74.46
21	4.89	35	46.5	11.5	0.43	1.88	9.62	83.65
22	5.93	45	55	10	0.59	2.28	7.72	77.21
23	10.51	40.5	55	14.5	0.72	4.04	10.46	72.12
24	8.57	37	48	11	0.78	3.30	7.70	70.03
25	9.34	48	60	12	0.78	3.59	8.41	70.08
26	16.12	45	67	22	0.73	6.20	15.80	71.82
27	11.82	50	71.5	21.5	0.55	4.55	16.95	78.85
28	6.89	39	50	11	0.63	2.65	8.35	75.92
29	13.15	50	67.5	17.5	0.75	5.06	12.44	71.09
30	18.52	90	119	29	0.84	7.12	21.88	75.44
31	12.14	47	67	20	0.61	4.67	15.33	76.65
32	11.75	43	59.5	16.5	0.71	4.52	11.98	72.61
33	8.48	43.5	55	11.5	0.74	3.26	8.24	71.62
34	8.62	40	52	12	0.72	3.31	8.89	72.38
35	9.01	48	61	13	0.69	3.47	9.53	73.34
36	6.63	43	53	10	0.66	2.55	7.45	74.50

Los resultados de la densidad y vesicularidad están representados en las gráficas de la figura 35 donde se puede apreciar que entre los tres niveles estratigráficos del depósito PTS no existe variación importante. Los histogramas se presentan como curvas unimodales típicas de depósitos de erupciones plinianas (Gardner et al., 1996; Klug y Cashman, 1996; Mader, 1998), con un intervalo de vesicularidad de 58 a 88 % en volumen y con una predominancia entre 70 y 75% vol. Los distintos valores de vesicularidad entre los fragmentos del depósito PTS, e inclusive dentro de un mismo nivel estratigráfico, puede deberse a expansión de las burbujas de gas o a un incremento en la nucleación de burbujas, por lo que es recomendable trabajar con un número adecuado de muestras (100 muestras como mínimo) de modo que el análisis sea representativo para todo el nivel estratigráfico (Gardner et al., 1996).

Resultados

Los resultados que se obtuvieron están graficados en la figura 35, representados por valores de vesicularidad. Es claro que a lo largo de la columna compuesta de la PTS, no existe ningún cambio importante, lo cual podría indicar que el magma expulsado fue tomado de una espuma más o menos homogénea. El índice de vesicularidad de PC1 varía de 70-75 % volumen con un intervalo de 60 a 85 % en volumen. Las tres muestras que se tomaron de PC2 (base, mitad y cima) tampoco mostraron variaciones importantes, con un índice de vesicularidad de 70-75 % en volumen para la base, con un intervalo de 58 a 85 % volumen. En la mitad y cima del depósito se observa un ligero incremento en la vesicularidad de 75 a 78 % en

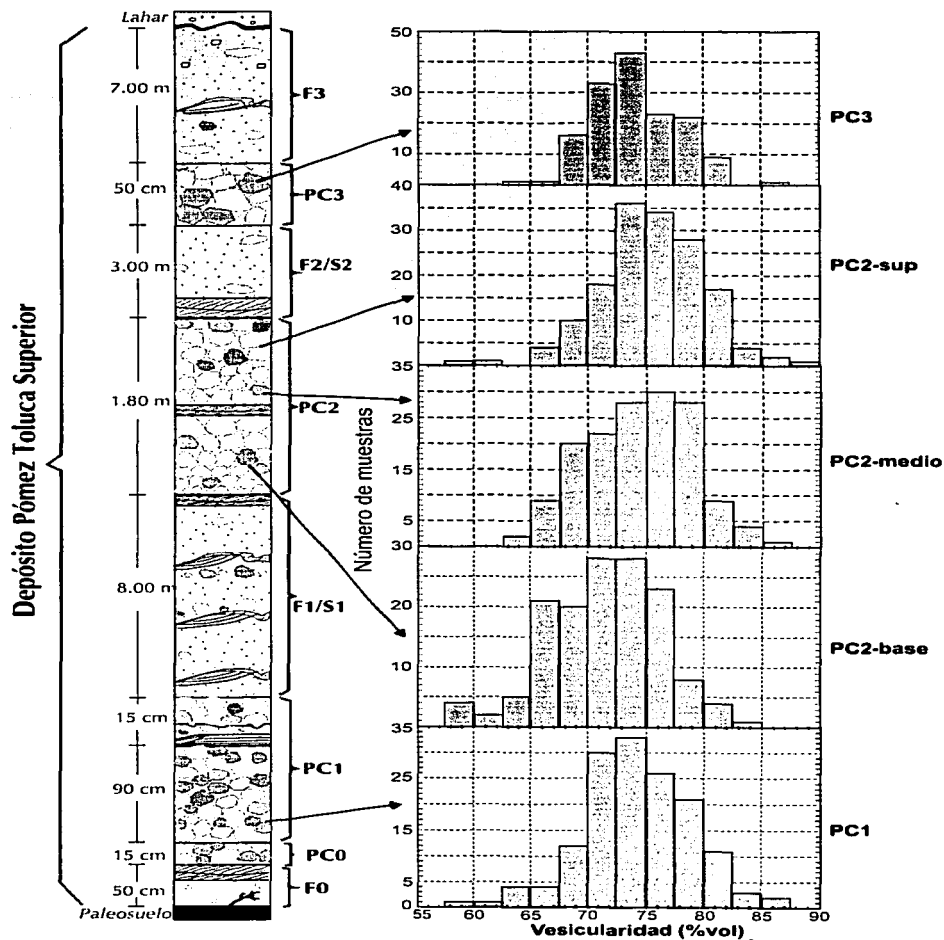


Figura 36. Columna estratigráfica compuesta del depósito PTS del Volcán Nevado de Toluca. A la derecha se muestran los histogramas con los valores de vesicularidad de los horizontes muestreados.

volumen y un intervalo de 63 a 90 % en volumen. Finalmente para PC3 el índice de vesicularidad es de 75 % en volumen y un intervalo de 65 a 80 % en volumen. Los datos de vesicularidad obtenidos para los fragmentos de pómez de la PTS, concuerdan con los valores que se han reportado en otros trabajos, en donde se postula que valores de vesicularidad superiores a 60% en volumen son producidos por explosiones magmáticas (Houghton y Wilson, 1989; Gardner et al., 1996; Navon y Lyakhovsky 1998; Jurado-Chichay y Walker, 2001).

IV.3. MECANISMO DE DISPARO DE LA ERUPCIÓN PTS

Se han propuesto varios mecanismos capaces de disparar un evento volcánico, como por ejemplo los sismos (Linde y Sacks, 1998), colapsos parciales del aparato volcánico (Murray et al., 1994). Existen otros fenómenos como la inyección de un magma básico dentro de un reservorio de composición relativamente ácida (de menor temperatura), que son capaces de producir un desequilibrio en el sistema magmático y conducir a una eventual erupción (Sparks et al., 1977; Pallister et al., 1992; Leonard et al., 2002).

El mecanismo de mezcla de magmas (generalmente por la inyección de un magma básico en un reservorio ácido), deja un registro en la composición química y mineralógica de los productos juveniles. El mecanismo de colapso parcial del aparato volcánico (por ejemplo la erupción del Monte Santa Helena, EUA en 1980; Voight et al., 1983), produce un depósito que puede estudiarse para reconstruir el evento eruptivo. Finalmente, el mecanismo disparador por recalentamiento, consiste en la inyección de un magma básico, de pequeño volumen, en el fondo

de una cámara magmática de grandes dimensiones, donde produce un recalentamiento del magma residente (Fig. 36). Esto provoca convección del magma generando un proceso denominado auto mezcla (self-mixing) (Couch et al., 2001). El calentamiento del magma residente además de generar convección, provoca la disminución de la solubilidad de las fases volátiles dando lugar a la formación de burbujas que se separan del magma y generan una sobrepresión capaz de fragmentar el magma (Sparks et al., 1977; Folch y Martí, 1998).

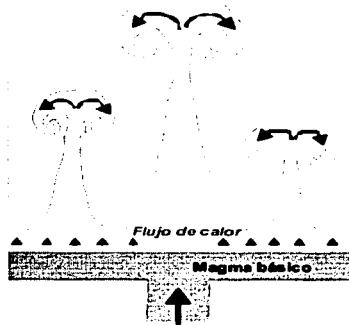


Figura 37. Diagrama del proceso de calentamiento de la cámara magmática por la intrusión de un cuerpo básico en la base del reservorio. Este proceso genera convección en el magma residente y provoca la exsolución de volátiles. Tomado de Couch et al. (2001).

De acuerdo con los datos de vesicularidad, la erupción de la PTS fue producida por una sobrepresión del magma, generada por la exsolución de volátiles

(evidenciado por la alta vesicularidad ~70-80 %vol). Pero ¿qué fue lo que generó la nucleación de las burbujas? Como no se encontraron evidencias de depósitos de avalancha de escombros, ni tampoco evidencias químicas de la presencia de un cuerpo básico que haya intrusionado el reservorio del Nevado de Toluca y dada la homogeneidad de los productos, es muy probable que el mecanismo disparador de la erupción haya sido un calentamiento del magma por un cuerpo relativamente pequeño de composición básica, de acuerdo al modelo esquematizado en la figura 36. Esto podría explicar la presencia de fenocristales con rasgos de desequilibrio en las rocas de los tres depósitos (Fig. 19).

Otra posibilidad puede ser que movimientos convectivos en el mismo sistema magmático, hayan producido un almacenamiento de una gran cantidad de volátiles en la parte superior del reservorio a través del tiempo y de esta manera generado una sobrepresión suficiente para fragmentar el magma y originar la erupción.

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

V.1. CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DEL MAGMA PTS

Cuando se compara la composición química de roca total de los fragmentos juveniles de la PTS, se observa que los fragmentos de líticos densos son ligeramente más silíceos (64.41-65.70 % en peso de SiO₂) que la pómez blanca (63.27-64.19 % en peso de SiO₂) (Tabla 3). Esto a pesar de que la composición química de sus minerales es la misma (a excepción del vidrio). El vidrio también es más silíceo en la pómez gris y aún mayor en el domo El Ombligo (Fig. 21). La variación química del vidrio se debe a las diferentes proporciones de fases minerales presentes en las muestras analizadas (Tabla 4).

Con base en los resultados obtenidos con el geotermómetro de óxidos de Fe-Ti (ilmenita y titanomagnetita) y los experimentos hidrotermales, se lograron determinar las condiciones pre-eruptivas de presión y temperatura del magma que originó al depósito PTS hace 10,500 años; condiciones muy similares para la erupción de la PBI (12,100 años) y que pueden ser extrapoladas para el depósito BAF (13,000 años) dada la similitud mineralógica y química de roca total.

De esta forma se estimó un intervalo de temperatura para la pómez blanca de la PTS en 832-852°C y una fugacidad del oxígeno de -11.95 a -12.04. Para la pómez gris se estimó una temperatura de 839°C y una fugacidad del oxígeno de -12.08. Finalmente para el domo central se calculó una temperatura mayor de 912-

940°C y fugacidades de oxígeno de -11.71 a -11.1 (Fig. 21). Esta temperatura alta puede tener distintas explicaciones. Una de ellas, es que el magma que dio origen al domo haya sido extraído de un nivel más profundo y más caliente del reservorio magmático. Sin embargo, de acuerdo al diagrama de estabilidad de las fases minerales (Fig. 28), a esta temperatura el anfíbol no sería capaz de formarse, o no estaría en equilibrio, contrario a lo que se observa en la lámina delgada (9596) del domo, en donde se observan cristales de hornblenda en equilibrio.

Otro hecho importante es que el magma que dio origen al domo central, durante su ascenso, sufrió procesos de nucleación y crecimiento de cristales (con base en la presencia de grandes fenocristales y microlitos), pérdida de volátiles y además sufrió un enfriamiento relativamente lento. Estos procesos probablemente cambiaron la composición química de las fases minerales de óxidos de Fe-Ti (dado que su composición química es muy sensible a la temperatura y fugacidad del oxígeno), por lo cual se obtiene una temperatura aparentemente mayor. Además, se debe tomar en cuenta que el modelo de Anderson y Lindsley (1988) en el uso de este geotermómetro, postula que el par de óxidos se equilibra a una temperatura y que la composición de ambas fases no cambia durante procesos posteriores, es decir, se asume que el magma durante su ascenso hacia la superficie sufre un enfriamiento rápido, lo cual no ocurrió para el magma que dio origen al domo.

Adicionalmente fue posible estimar la temperatura del magma para el depósito PBI entre 817 y 840 °C. Como la diferencia de temperatura entre los depósitos PBI y PTS es mínima (10°C), es muy probable que el magma que dio origen al depósito

PBI haya provenido del mismo nivel dentro de la cámara magmática dacítica hace 12,100 años (Fig. 37). Esto concuerda con el diagrama de fases en equilibrio (Fig. 28) en donde el anfíbol en la pómez del PBI se presenta en la misma proporción que en las rocas de la PTS.

Por otro lado, comparando la composición química del vidrio de la muestra natural de la PTS utilizada en los experimentos (PC2A) con los datos de la composición química del vidrio de las muestras experimentales (Fig. 29), fue posible extrapolar la presión a la que pudo estar sometido el magma antes de la erupción. En la figura 29B se puede observar que la composición química del vidrio de la roca natural está restringida a un intervalo de presión de 1500 a 2000 bares, esto es, a una profundidad de 4.5 a 6 km por debajo del volcán, misma que correspondería al reservorio magmático de la PTS. Esta profundidad es similar a las estimadas en otros volcanes. Por ejemplo, la cámara magmática durante la erupción de 1980 del Monte Santa Elena se ubicó a una profundidad de 7-14 km (Rutherford y Devine, 1988) mientras que la de la erupción de 1982 del Volcán Chichón se localizó a una profundidad de ~7-8 km (Luhr, 1990).

Con los experimentos hidrotermales también se restringió el campo de estabilidad (presión y temperatura) de la asociación mineralógica con el líquido magmático presente en las rocas de la PTS, a temperaturas de 780-870°C y presiones de 1400-2500 bares (Fig. 28), las cuales determinan el intervalo de condiciones de equilibrio (presión y temperatura) a las que estuvieron sometidos las fases minerales y el líquido magmático.

V.3. UNA CÁMARA MAGMÁTICA HOMOGÉNEA

La homogeneidad química y mineralógica que presentan los productos emitidos por las tres últimas erupciones de gran magnitud del Volcán Nevado de Toluca es sorprendente, no obstante, que el material de los tres depósitos está representado por una amplia variedad de productos juveniles como pómez blanca, gris, bandeada, líticos densos de color gris, así como por el domo central. Esta variedad de los productos juveniles es probablemente debida a que fueron extraídos de diferentes porciones del reservorio magmático durante la erupción, por lo que se puede apreciar sus variaciones de acuerdo con su posición estratigráfica. La pómez gris es más abundante en la base de la secuencia PTS (PC0 y parte basal de PC1) (Fig. 11) y representa las primeras partes extraídas del magma, probablemente de los niveles superiores de la cámara magmática. Estratigráficamente hacia arriba, la pómez blanca predomina en el resto del depósito (Fig. 11), representando una parte importante del cuerpo magmático. La pómez bandeada, aunque es escasa, aparece en toda la columna estratigráfica por lo que su presencia más bien obedece a una mezcla mecánica causada por la extracción contemporánea de ambos niveles del cuerpo de magma (Freundt y Tait, 1986). Mientras que los fragmentos juveniles densos, pueden corresponder a partes del techo ya solidificado del reservorio o de sus paredes, tal y como fue observado en los productos de la erupción de 1980 del Volcán Monte Santa Elena, E.U.A. (Lipman et al., 1981) y durante la erupción del Volcán Shtyubel, Kamchatka (Macías y Sheridan, 1995).

V.4. EVOLUCIÓN DE LA CÁMARA MAGMÁTICA DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO-HOLOCENO

Hace aproximadamente 24,500 años el Nevado de Toluca experimentó una erupción explosiva de tipo pliniano que depositó la Pómez Toluca Inferior (PTI) (Bloomfield et al., 1977). Esta erupción produjo pómez de composición andesítica (55.28 SiO₂, Macías et al., 1997), y un volumen de magma de ~0.16 km³ (Bloomfield et al., 1977). Posteriormente, el volcán entró en un período de quietud de aproximadamente 11,500 años, período en el cual fue emplazado un domo dacítico en el cráter del volcán el cual fue destruido por una erupción explosiva que depositó flujos piroclásticos de bloques y cenizas alrededor del volcán (BAF-13) hace menos de 13,000 años. Después siguieron dos erupciones explosivas (eventos PBI y PTS). Durante estos tres eventos (BAF-13, PBI y PTS) el magma involucrado también tenía una composición dacítica. Diversas evidencias encontradas en los tres depósitos tales como la asociación mineralógica, la composición química de roca total, la química de minerales y los resultados experimentales, apoyan la hipótesis de que estos tres magmas dacíticos fueron extraídos desde un único cuerpo de magma. Los parámetros de temperatura y presión estimados, sugieren que los magmas estuvieron sujetos a condiciones semejantes antes de su expulsión por erupciones explosivas.

Hace aproximadamente 13,000 años, en el cráter del Volcán Nevado de Toluca se encontraba un domo dacítico, y dentro de la cámara magmática estaba estacionado un magma dacítico (64-65 wt% SiO₂) a una profundidad de 4.5–6 km

por debajo del Nevado de Toluca (Fig. 37, Estado 1). Este magma se encontraba a una temperatura similar al magma de la PTS (~850°C) y contenía cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, hornblenda y óxidos de Fe y Ti (16-17% volumen de cristales, Tabla 4). Un proceso de sobrepresión dentro del sistema magmático fue generado por un posible calentamiento del sistema, evidenciado por la presencia de fenocristales con rasgos de disequilibrio (Fig. 19). Con base en la presencia de fragmentos de pómez en todo el depósito se puede pensar que ocurrió una intensa nucleación y crecimiento de burbujas y posteriormente tuvo lugar la fragmentación que originó la erupción explosiva hace <13,000 años. La explosión destruyó el domo dacítico albergado en el interior del cráter, lo cual generó flujos piroclásticos de bloques y cenizas y oleadas piroclásticas (depósito BAF-13) que viajaron más de 15 km desde la cima del volcán. La erupción dejó un cráter abierto con una morfología similar a la del cráter moderno.

Después de un período de quietud de ~1000 años, el Nevado de Toluca renovó su actividad hace 12,100 años. El magma dacítico (64-65 % en peso de SiO₂) tenía una temperatura de 817-840°C (Tabla 9), que permitió la formación de algunos minerales estables de Plg + Opx + Hb + óxidos de Fe y Ti (Fig. 18). La erupción probablemente fue generada por el mismo mecanismo de recalentamiento por otro cuerpo básico, ya que también en las rocas del depósito PBI se han identificado minerales con rasgos de inestabilidad (Fig. 19). La erupción formó una serie de columnas plinianas-subplinianas que originaron depósitos de caída, interrumpidos por oleadas piroclásticas, que fueron emplazados en los flancos sudorientales del volcán (depósito PBI). La erupción concluyó con un colapso total de la columna

que produjo dos flujos piroclásticos ricos en pómez (Macías et al., 1997; Cervantes, 2001).

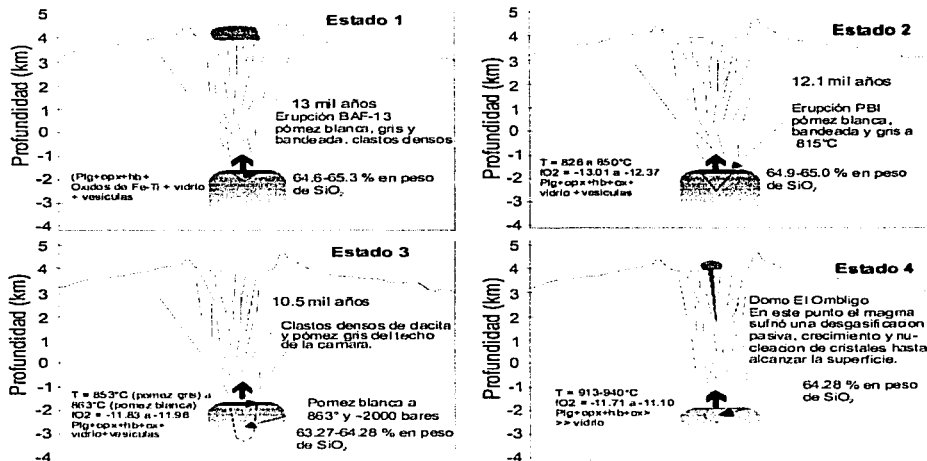


Figura 38. Esquema de la evolución del sistema magmático del Volcán Nevado de Toluca para el periodo de actividad de 13,000 a 10,500 años A.P. En este lapso ocurrieron tres erupciones explosivas, BAF-13, PBI y PTS. Esta última finalizó con la intrusión del domo central El Ombligo.

Después de otro periodo de quietud de 1600 años, el Nevado de Toluca se reactivó nuevamente hace 10,500 años produciendo una erupción pliniana de mayor magnitud (Arce et al., 2003). Antes de la erupción, el magma estaba localizado a una profundidad mínima de 4.5-6 km por debajo del volcán, a una temperatura de equilibrio de 832-852°C y en condiciones saturadas de H₂O (5 % en peso). El magma dacítico (63.27-65.70 % en peso de SiO₂), permitía la

cristalización en equilibrio de algunos minerales Plg + Opx + Hb + óxidos de Fe-Ti (Fig. 37, Estado 3) como las que se muestran en la figura 18. El sistema magmático en estas condiciones nuevamente experimentó un proceso de nucleación y crecimiento de burbujas, evidenciado por el índice de vesicularidad de la pómez (70-75 vol. %), el cual provocó su fragmentación (Sparks, 1978; Gardner et al., 1996; Klug y Cashman, 1996). De acuerdo con las microfotografías de la figura 19, aparentemente el mecanismo de recalentamiento por un cuerpo básico también tuvo lugar en esta erupción. Es decir que el mecanismo de inyección de pequeños cuerpos de magma básico dentro de una cámara magmática dacítica de grandes dimensiones, estuvo actuando continuamente en el Pleistoceno tardío.

La explosión inicial expulsó las partes externas parcialmente solidificadas del magma (clastos densos) relativamente rico en cristales similar a la pómez gris y las porciones superiores fragmentadas del magma (pómez gris ~25 % en volumen de cristales). Esta etapa inicial generó flujos piroclásticos calientes que fueron emplazados principalmente hacia el flanco este del volcán (F0), seguidos casi inmediatamente por el establecimiento de una columna pliniana que depositó un horizonte de caída (PC0) (Arce et al., 2003). Conforme la erupción continuaba fueron extraídas porciones más profundas del cuerpo de magma en donde había una menor cantidad de cristales, algunos creciendo en equilibrio (11.4 % volumen, pómez blanca). Esta etapa de la erupción estuvo caracterizada por el establecimiento de tres columnas eruptivas plinianas que dispersaron pómez y ceniza (PC1, PC2 y PC3) y que finalmente colapsaron para producir flujos piroclásticos ricos en pómez (F1, F2 y F3). La última etapa de la erupción, cambió

a un estilo de actividad efusivo marcado por la emisión de un magma dacítico (64 % en peso de SiO_2), de 9.1 ka de edad mínima, probablemente extraído del mismo nivel dentro del cuerpo de magma bajo las mismas condiciones de P y T del estado explosivo anterior (832-852°C, 4.5-6 km de profundidad) (Fig. 37). Este cambio pudo haberse debido a la liberación del exceso de presión durante las fases explosivas (Scandone y Giacomelli, 2001) y/o por el desarrollo de permeabilidad del magma, el cual permitió la liberación paulatina de la fase volátil (Villemant y Boudon, 1998).

Las tres erupciones ocurridas durante este período de tiempo (13,000–10,500 años), indican claramente que ocurrió un incremento en la magnitud de las erupciones, que finalizó con el evento más voluminoso (PTS) el cual arrojó cerca de 8 km^3 de magma y no sólo representa una de las erupciones más grandes del Nevado de Toluca, si no también de todo el centro de México durante los últimos 11-10 mil años.

CONCLUSIONES

Después de un largo período de inactividad de 11,500 años, el Volcán Nevado de Toluca inició un nuevo período de intensa actividad entre 13,000 y 10,500 años A.P. Durante este tiempo fue expulsado un gran volumen de magma dacítico ($\sim 10 \text{ km}^3$) por medio de tres erupciones explosivas (PTS, PBI y BAF-13).

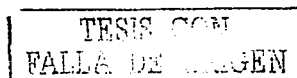
La erupción que depositó a la PTS fue la de mayor magnitud, arrojó 8 km^3 de magma, con tasas de erupción de masa de 3×10^7 a $5 \times 10^8 \text{ kg/s}$, desarrolló cuatro columnas eruptivas, que en orden cronológico alcanzaron alturas de 25, 39,

42 y 28 km, dispersaron pómez y ceniza principalmente hacia el sector noreste del volcán (hacia la región ocupada hoy en día por las ciudades de Toluca y México).

Los depósitos originados en este período de intensa actividad, presentan una composición química de roca total muy similar (63.27-65.70 % en peso de SiO₂) y una asociación mineralógica (Plg > Opx > Hb >> óxidos de Fe-Ti +) inmersos en una matriz de vidrio de composición riolítica (72-76 SiO₂ wt%). Aparentemente durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, la cámara magmática del Nevado de Toluca experimentó varios eventos de recalentamiento por pequeños cuerpos básicos, los cuales desestabilizaron el sistema magmático y desencadenaron las tres erupciones. El magma situado en el reservorio magmático también sufrió procesos de contaminación por una roca rica en fenocristales de biotita (y probablemente piroxeno, plagioclasa y anfíbol) con una edad ⁴⁰Ar/³⁹Ar mínima de 4 Ma. El magma se mezcló de manera eficiente con esta roca encajonante lo cual produjo una distribución de la biotita y demás posibles xenocristales en todos los productos arrojados por estas tres erupciones.

Con base en los análisis de microsonda y en la estabilidad de las fases minerales, se determinaron las condiciones pre-eruptivas del magma que originó a la PTS, el cual estuvo sometido a presiones entre 1500 y 2000 bares (4.5-6 km de profundidad), y a temperaturas entre 840 y 853°C, condiciones determinadas experimentalmente durante las cuales no cristalizó la biotita. Estas condiciones son válidas para los otros magmas (PBI y BAF-13) dado que tienen una asociación mineralógica y una composición química similar.

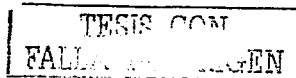
Finalmente, de acuerdo con el volumen de material expulsado (al menos para la PTS) se estimó un volumen de la cámara magmática de 320 km³.



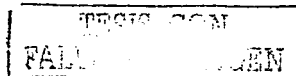
Actualmente el Nevado de Toluca no presenta signos de actividad (fumarolas, sismos, aguas termales, deformación, etc.), sin embargo se ha reportado un depósito de flujo de ceniza producido hace 3300 años (Macías et al., 1997), por lo que no se puede catalogar al Nevado de Toluca como un volcán extinto.

REFERENCIAS

- Anderson, D.J. and Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73: 714-726.
- Arce, J.L., 1999. Reinterpretación de la erupción pliniana que dio origen a la Pómez Toluca Superior, Volcán Nevado de Toluca. Tesis de Maestría, UNAM, México, D.F., 101 pp.
- Arce, J.L., Macías, J.L. and Vázquez-Selem, L., 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin* 115(2): 230-248.
- Blatter, D.L. and Carmichael, I.S.E., 1998a. Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle. *Geology* 26(11): 1035-1038.
- Blatter, D.L. and Carmichael, I.S.E., 1998b. Plagioclase-free andesites from Zitácuaro (Michoacán), Mexico: petrology and experimental constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 121-138.
- Blatter, D.L. and Carmichael, I.S.E., 2001. Hydrous phase equilibria of a Mexican high-silica andesite: A candidate for a mantle origin? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65(21): 4043-4065.
- Bloomfield, K., 1973. The age and significance of the Tenango Basalt, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology* 37: 586-595.
- Bloomfield, K. and Valastro, S., 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 85: 901-906.
- Bloomfield, K. and Valastro, S., 1977. Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico. *Overseas Geology and Mineral Resources* 46: 1-15.
- Bloomfield, K., Sánchez-Rubio and Wilson, L., 1977. Plinian eruptions of Nevado de Toluca. *Geologische Rundschau* 66(1): 120-146.
- Bower, S.M. and Woods, A.W., 1997. Control of magma volatile content and chamber depth on the mass erupted during explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research* 102(B4): 273-290.
- Buddington, A.F. and Lindsley, D.H., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology* 5: 310-357.
- Caballero-Miranda, M., Macías, J.L., Lozano-García, M.S. and Urrutia-Fucugauchi, J., 2001. Late Pleistocene-Holocene volcanic stratigraphy and palaeoenvironments of the Upper Lerma Basin, Mexico. *Sedimentology* 30 (Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment.): 247-261.
- Caballero-Miranda, M. and Ortega-Guerrero, B., 1998. Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* 50: 69-79.
- Campa, M.F., Campos, M., Flores, R. and Oviedo, R., 1974. La secuencia mesozoica volcano-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, México-Teloloapan, Guerrero. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 35: 7-28.



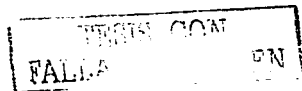
- Cantagrel, J.M., Robin, C. and Vincent, P., 1981. Les grandes etapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca. *Bulletin of Volcanology* 44: 177-188.
- Capra, L., 2000. Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 177 pp.
- Capra, L. and Macías, J.L., 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 149-168.
- Capra, L., Macías, J.L., Espíndola, J.M. and Siebe, C., 1998. Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80: 239-266.
- Carey, S. and Bursik, M.I., 2000. Volcanic Plumes. In: H. Sigurdsson (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego CA, p.527-544.
- Carey, S.N., Gardner, J.E. and Sigurdsson, H., 1995. The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 66: 185-202.
- Carey, S.N. and Sigurdsson, H., 1986. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modeling of tephra fall distribution. *Bulletin of Volcanology* 48: 127-141.
- Carey, S.N. and Sigurdsson, H., 1989. The intensity of plinian eruptions. *Bulletin of Volcanology* 51: 28-40.
- Carey, S.N. and Sparks, R.S.J., 1986. Quantitative models of fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology* 48: 109-125.
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A. and Luhr, J.F., 1996. Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: A consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124: 302-333.
- Cas and Wright, 1988. *Volcanic Successions (Modern and Ancient)*, Second Impression. Unwin Hyman, London, 1-528 pp.
- Cervantes, K., 2001. La Pómez Blanca Intermedia: depósito producido por una erupción pliniana-subpliniana del Volcán Nevado de Toluca hace 12,100 años. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 86 pp.
- Coombs, M.L., Eichelberger, J.C. and Rutherford, M., J., 2000. Magma storage and mixing conditions for the 1953-1974 eruptions of Southwest Trident volcano, Katmai National Park, Alaska. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 99-118.
- Coombs, M.L. and Gardner, J.E., 2001. Shallow-storage conditions for the rhyolite of the 1912 eruption at Novarupta, Alaska. *Geology* 29(9): 775-778.
- Cotrell, E., Gardner, J.E. and Rutherford, M.J., 1999. Petrologic and experimental evidence for the movement and heating of the pre-eruptive Minoan rhyodacite (Santorini, Greece). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135: 315-331.



- Couch, S., Sparks, R.S.J. and Carroll, M.R., 2001. Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature* 411: 1037-1039.
- De Cserna, Z., Fries, C., Rincon-Orta, C., Silver, L.T., Westley, H., Solorio-Munguia, J. y Schmitter-Villada, E., 1974. Datos geocronométricos terciarios de los Estados de México y Guerrero. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 26: 263-273.
- Demant, 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación. UNAM, Inst. Geología, *Revista* 2(2): 172-186.
- Dvorak, J.J. 1997. Volcano geodesy: The search for magma reservoirs and the formations of eruptive vents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35: 343-384.
- Eichelberger, J.C., Carrigan, C.R., Westrich, H.R. and Price, R.H., 1986. Non-explosive silicic volcanism. *Nature* 323: 598-602.
- Espindola, J.M., Godínez, M.L. and Espindola, V.H., 2003. Models of ground deformation and eruption magnitude from a deep source at Popocatepetl volcano, central Mexico. *Natural Hazards* (en prensa).
- Ferrari, L., Petrone, C.L. and Francalanci, L., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geology* 29(6): 507-510.
- Fierstein, J. and Nathenson, M., 1992. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology* 54: 156-167.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, New York, 465 pp.
- Folch, A. and Marti, J., 1998. The generation of overpressure in felsic magma chambers by replenishment. *Earth and Planetary Science Letters* 163: 301-314.
- Freundt, A. and Tait, S.R., 1986. The entrainment of high-viscosity magma into low-viscosity magma in eruption conduits. *Bulletin of Volcanology* 48: 325-339.
- Frost, B.R. and Lindsley, D.H., 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxene, olivine, and quartz: Part II. Application. *American Mineralogist* 77: 1004-1020.
- García-Bárceña, J., 1986. Algunos aspectos cronológicos. In: Tlapacoya: 35,000 años de historia del lago de Chalco. J.L. Lorenzo and L. Mirambell (Eds.). Mexico City. INAH: 219-224.
- García-Palomo, A., Macías, J.L. and Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics* 318 (Special volume): 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espindola, J.M., 2002. Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, central Mexico. *Geological Society of America Map Series*: 1-48.
- Gardner, J.E., Rutherford, M., Carey, S. and Sigurdsson, H., 1995. Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St Helens volcano. *Bulletin of Volcanology* 57: 1-17.
- Gardner, J.E., Hilton, M. and Carroll, M.R., 1999. Experimental constraints on degassing of magma: isothermal bubble growth during continuous

- decompression from high pressure. *Earth and Planetary Science Letters* 168: 201-218.
- Gardner, J.E. and Tait, S., 2000. The caldera-forming eruption at Volcán Ceboruco, Mexico. *Bulletin of Volcanology* 62: 20-33.
- Gardner, J.E., Layer, P.W. and Rutherford, M., J., 2002. Phenocrysts versus xenocrysts in the youngest Toba Tuff: Implications for the petrogenesis of 2800 km³ of magma. *Geology* 30: 347-350.
- Gardner, J.E., Thomas, R.M.E. and Jaupart, C., 1996. Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. *Bulletin of Volcanology* 58: 144-162.
- Ghiorso, M.S. and Sack, R.O., 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108(4): 485-510.
- González, S., Huddart, D., Morett-Alatorre, L., Arroyo-Cabrales, J. and Polaco, O.J., 2001. Mammoths, volcanism and early humans in the Basin of Mexico during the Late Pleistocene/Early Holocene. Extended abstract, 1st International Congress "The world of elephants", Rome, Italy.
- Hammer, J.E., Rutherford, M., J. and Hildreth, W., 2002. Magma storage prior to the 1912 eruption at Novarupta, Alaska. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 144-162.
- Hawthorne, F., 1983. Crystal chemistry of the amphiboles. *Canadian Mineralogist* 21: 174-408.
- Hewitt, D.A. and Wones, D.R., 1975. Physical properties of some synthetic Fe-Mg-Al trioctahedral biotites. *American Mineralogist* 60: 854-862.
- Hoblitt, R.P. and Harmon, R., 1993. Bimodal density distribution of cryptodome dacite from the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology* 55: 421-437.
- Houghton, B.F. and Wilson, C.J.N., 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 51: 451-462.
- Jimenez, Z., Espindola, V.H. and Espindola, J.M., 1999. Evolution of the seismic activity from the 1982 eruption of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico. *Bulletin of Volcanology* 61: 411-422.
- Jurado-Chichay, Z. and Walker, G.P.L., 2001. Variability of plinian fall deposits: examples from Okataina Volcanic Centre, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 111: 239-263.
- Klug, C. and Cashman, K.V., 1996. Permeability development in vesiculating magmas: implications for fragmentation. *Bulletin of Volcanology* 58: 87-100.
- Koyaguchi, T. and Tokuno, M., 1993. Origin of the giant eruption cloud of Pinatubo, June 15, 1991. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5: 85-96.
- Lambert, P.W., 1986. Descripción preliminar de los estratos de tefra de Tiapacoya I. In: *Tiapacoya: 35,000 años de historia del lago de Chalco*. J.L. Lorenzo and L. Mirambell (Eds.). INAH: 77-100.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, R., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Leonard, G.S., Cole, J.W., Nairn, I.A. and Self, S., 2002. Basalt triggering of the c. AD 1305 Kaharoa rhyolite eruption, Tarawera Volcanic Complex, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115: 261-486.

- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., Lambert, P.W., Malde, H.E. and Steen-McIntyre, V., 1981. Paleomagnetic investigation of Quaternary sediment at Tlapacoya, Mexico, and at Valsequillo, Puebla, Mexico. *Geofísica Internacional* 20: 249-262.
- Liddicoat, J.C., Coe, R.S., Lambert, P.W. and Valastro, S., 1979. Palaeomagnetic record in Late Pleistocene and Holocene dry lake deposits at Tlapacoya, Mexico. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 59: 367-378.
- Linde, A.T. and Sacks, I.S., 1998. Triggering of volcanic eruptions. *Nature* 395: 888-890.
- Lindsley, D.H., 1963. Equilibrium relations of coexisting pairs of Fe-Ti oxides. *Carnegie Institute, Washington Yearb* 62: 60-66.
- Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R., 1981. The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, *Geological Survey Profesional Paper* 1250, 844 pp.
- Lo Bello, Ph., Féraud, G., Hall, C.M., York, D., Lavina, P., Bernat, M., 1987. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating and laser fusion dating of a Quaternary pumice from Neschers, Massif central, France: The defeat of xenocrystic contamination. *Chemical Geology* 66: 61-71.
- Lozano-García, M.S. and Ortega-Guerrero, B., 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109: 177-191.
- Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research* 40: 332-342.
- Luhr, J., 1990. Experimental phase relations of water-and-sulfur saturated arc magmas and the 1982 eruption of El Chichón volcano. *Journal of Petrology* 31(1071-1114).
- Luhr, J., 2000. The geology and petrology of Volcán San Juan (Nayarit, México) and the compositionally zoned Tepic Pumice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 95: 109-156.
- Macías, J.L. and Sheridan, M.F., 1995. Products of the 1907 eruption of the Shtyubel' Volcano, Ksudach Caldera, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology* 107(8): 969-986.
- Macías, J.L., Garcia-Palomo, A. Arce, J.L., Siebe, C., Espindola, J.M., Komorowski, J.C., and Scott, K.M., 1997. Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. In: B.J. Kowallis (Editor), *Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico*. *BYU Geology Studies* 42: 493-528.
- Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Espindola, J.M., Saucedo, R., and Manetti, P., The ~550 BP Plinian eruption of el Chichón volcano, Chiapas, Mexico: Explosive volcanism linked to reheating of a magma chamber. *Journal of Geophysical Research*, (Aceptado).
- Mader, H.M., 1998. Conduit flow and fragmentation. In: J.S. Gilbert, R.S.J. (Editor), *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions*. *Geological Society of London Special Publication* 145: 51-72.



- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M. and Verma, S.P., 1999. Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology* 27: 51-54.
- Márquez, A. and De Ignacio, C., 2002. Mineralogical and geochemical constraints for the origin and the evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt. *Lithos* 62: 35-62.
- Martel, C., Pichavant, M., Bourdier, J.L., Traineau, H., Holtz, F., Scaillet, B., 1998. Magma storage conditions and control of eruption regime in silicic volcanoes: experimental evidence from Mt. Pelée. *Earth and Planetary Science Letters* 156: 89-99.
- McDougall, I. and Harrison, T.M., 1988. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*, New York, 212 pp.
- Metcalfe, S.E., Street-Perrott, F.A., Perrott, F.A. and Harkness, D.D., 1991. Palaeolimnology of the Upper Lerma basin, Central Mexico: A record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr B.P. *Journal of Paleolimnology* 5: 197-218.
- Mirambell, L., 1967. Excavaciones en un sitio pleistocénico de Tlapacoya, México. *Boletín Instituto Nacional de Antropología y Historia* 29: 37-41.
- Mirambell, L., 1978. Tlapacoya: a Late Pleistocene site in central Mexico. In "Early Man in America, from a Circum-Pacific Perspective", (A.L. Bryan, Ed.) Occasional paper(1): 221-229.
- Moore, C.B. and Carmichael, I.S.E., 1998. The hydrous phase equilibria (to 3 kb) of an andesite and basaltic andesite from Western Mexico: Constraints on water content and conditions of phenocryst growth. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130: 304-319.
- Moore, G., Vennemann, T. and Carmichael, I.S.E., 1998. An empirical model for the solubility of H_2O in magmas to 3 kilobars. *American Mineralogist* 83: 36-42.
- Mooser, F., 1967. Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. *Instituto Nacional de Antropología e Historia, Boletín* 30: 12-15.
- Mooser, F., 1969. The Mexican Volcanic Belt-structure and development; formation of fractures by differential crustal heating. *Seminario Panamericano del Manto Superior. Instituto de Geofísica UNAM*: 15-22.
- Mori, J., Eberhart-Phillips, D. and Harlow, D.H., 1996. Three-dimensional velocity structure at Mount Pinatubo: Resolving magma bodies and earthquake hypocenters. In: Chrys Newhall and R. Punongbayan (Editors), *Fire and Mud, Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. University of Washington Press, Seattle p. 371-382.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Schweiz. Mineralog. Mitt.* 68: 95-111.
- Murray, J.B., Voight, B. and Glot, J.P., 1994. Slope movement crisis on the east flank of Mt. Etna volcano: Models for eruption triggering and forecasting. *Engineering Geology* 38: 245-259.
- Navon, O. and Lyakhovsky, V., 1998. Vesiculation processes in silicic magmas. In: J.S. Gilbert and R.S.J. Sparks (Editors), *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society London, Special Publication 145: 27-50.

- Newton, A.J. and Metcalfe, S.E., 1999. Tephrochronology of the Toluca Basin, central Mexico. *Quaternary Science Reviews* 18: 1039-1059.
- Ordoñez, E., 1902. Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca. *Sociedad Científica Antonio Alzate* (18): 83-112.
- Ortega-Guerrero, B. and Newton, A.J., 1998. Geochemical characterization of Late Pleistocene and Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, Central Mexico. *Quaternary Research* 50: 90-106.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Alvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 1992. Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000, 5ª edición. Instituto de Geología UNAM.
- Otis, H.E., 1907. Volcanoes of Colima, Toluca and Popocatepetl. *Annals of the New York Academy of Sciences* 25: 646.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, G.P., Knight, R.J. and Siems, S.F., 1996. Magma mixing at Mount Pinatubo: Petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits In: C. Newhall, and Punongbayan, R.S. (Editors): *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, p. 687-731.
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P. and Reyes, A.G., 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature* 356: 426-428.
- Pinel, V. and Jaupart, C., 2003. Magma chamber behavior beneath a volcanic edifice. *Journal Geophysical Research*, 108: doi:10.1029/2002JB001751.
- Pyle, D.M., 1989. The Thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology* 51: 1-15.
- Pyle, D.M., 1995. Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 69: 379-382.
- Rodriguez-Elizarrarás, S.R., Siebe, C., Komorowski, J.K. and Abrams, M., 2001. The Quetzalapa Pumice: A voluminous late Pleistocene rhyolite deposit in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113: 177-212.
- Rutherford, M., J. and Devine, J.D., 1988. The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens 3. Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. *Journal of Geophysical Research* 93: 11949-11959.
- Rutherford, M., J., Sigurdsson, H. and Carey, S., 1985. The May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens, 1. Melt compositions and experimental phase equilibria. *Journal Geophysical Research* 90: 2929-2947.
- Saucedo, R., 1997. Reconstrucción de la erupción de 1913 del Volcán de Colima. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 185 pp.
- Scandone, R., 1996. Factors controlling the temporal evolution of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 72: 71-83.
- Scandone, R. and Giacomelli, L., 2001. The slow boiling of magma chambers and the dynamics of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110: 121-136.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L. and 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-Elizarrarás, S. and Castro, R., 1997. Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatepetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central Mexico: Pre-meeting excursion fieldtrip guidebook, IAVCEI, Puerto Vallarta, Mexico (4): 1-88.
- Siebe, C., Schaaf, P. and Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 111(10): 1550-1562.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, S. and Pescatore, T., 1985. The eruption of Vesuvius in AD 79. *Natural Geographic Research* 1(3): 332-387.
- Sparks, R.S.J., 1978. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 3: 1-37.
- Sparks, R.S.J., 1986. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology* 48: 3-15.
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. and Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267: 315-318.
- Sparks, R.S.J. and Wilson, L., 1982. Explosive volcanic eruptions- V. Observations of plume dynamics during the 1979 Soufriere eruption, St. Vincent. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 69: 551-570.
- Spell, T.L., Smith, E.I., Sanford, A. and Zanetti, K.A., 2001. Systematics of xenocrystic contamination: preservation of discrete feldspar populations at McCullough Pass Caldera revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Earth and Planetary Science Letters* 5890: 1-13.
- Stormer, J.C., 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analysis of multi-component iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 68: 586-594.
- Stothers, R.B., 1984. The great Tambora Eruption in 1815 and its aftermath. *Science* 224(4654): 1191-1198.
- Stuiver, M. and Reimer, J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 4.1 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van der Plicht, J., Spurk, M., 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40: 1041-1083.
- Szakács, A., 1994. Redefining active volcanoes: a discussion. *Bulletin of Volcanology* 56: 321-325.
- Tait, S., Thomas, R., Gardner, J.E. and Jaupart, C., 1998. Constraints on cooling rates and permeabilities of pumice in an explosive eruption jet from colour and magnetic mineralogy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86: 79-91.
- Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P. and Velasco-Tapia, F., 2002. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting: Comment and reply. *Geology* 30: 857-858.

- Verma, S.P., 2001. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acozolco caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. *International Geology Review* 43: 31-51.
- Verma, S.P., 2002. Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth? *Geology* 30(12): 1095-1098.
- Villemant, B. and Boudon, G., 1998. Transition from dome-forming to plinian eruptive styles controlled by H₂O and Cl degassing. *Nature* 392: 65-69.
- Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H. and Douglass, P.M., 1983. Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1981. *Geotechnique* 33: 243-273.
- Waitz, P., 1909. Excursión geológica al Nevado de Toluca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* VI: 113-117.
- West, M., Menke, W., Tolstoy, M., Webb, S.L. and Sohn, R., 2001. Magma storage beneath Axial volcano on the Juan de Fuca mid-ocean ridge. *Nature* 413: 833-836.
- Whitford, D.J. and Bloomfield, K., 1977. Geochemistry of Late Cenozoic volcanic rocks from the Nevado de Toluca area, Mexico. *Carnegie-Institute, Washington Yearb.* 75: 207-213.
- Whitham, A.G. and Sparks, R.S.J., 1986. Pumice. *Bulletin of Volcanology* 48: 209-223.
- Williams, S.N. and Self, S., 1983. The October 1902 Plinian eruption of Santa María volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 16: 33-56.