

03060

4

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



LA PÓMEZ BLANCA INTERMEDIA: DEPÓSITO PRODUCIDO POR
UNA ERUPCIÓN PLINIANA - SUBPLINIANA
DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA HACE 12,100 AÑOS

TESIS
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE MAESTRA EN CIENCIAS
(VULCANOLOGÍA)

PRESENTA

KARINA ELIZABETH CERVANTES DE LA CRUZ

ASESOR: DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ

Agosto del 2001



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A DIOS
A MI FAMILIA

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado gracias a los proyectos del CONACYT 27993-T (Dr. J.L. Macías) y 32312-T (Dr. Juan Manuel Espíndola). A mi asesor José Luis Macías Vázquez por su enseñanza, confianza y comentarios, un reconocimiento. Al Ing. Enrique A. González Torres, Secretario Técnico del Instituto de Geología de la UNAM le agradezco su disposición para el uso de los diferentes laboratorios. Se agradece al Sr. Juan Tomás Vázquez y Diego Aparicio Aparicio del taller del laminado del Instituto de Geología de la UNAM por la elaboración de las láminas delgadas. Al Q. Rufino Lozano responsable del Laboratorio de Fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, se le agradece su disposición para realizar 7 análisis químicos. A la M.C. Margarita Reyes, responsable del laboratorio del Microscopio Electrónico de Barrido, un especial agradecimiento por su paciencia y disposición para enseñarme el manejo del equipo, lo cual permitió procesar 150 partículas de ceniza volcánica. Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem le agradezco la asesoría y comentarios para determinar el paleoclima al momento de la erupción. A mis compañeros Bernardo Pulgarín, José Luis Arce, Tania Norato, Guillermo Montero, Sr. Jorge Cervantes y a Jorge I. Cervantes, muchas gracias por su agradable compañía en el campo. Les doy las gracias al Dr. Jim Gardner, Teresa Scholamaquia y Alain Burgeser por sus comentarios en el campo. Un especial agradecimiento al Dr. Carlos Mora por su dedicación y paciencia para corregir y ordenar el trabajo. De manera muy especial agradezco a los investigadores del Instituto de Geología de San Luis Potosí por inculcar en mi la semilla de la superación y por los diversos apoyos económicos, los cuales fueron cruciales para mi estancia en la Ciudad de México. A todos mis amigos y compañeros: Paty, Esther, Lilia, Sara, Teresa, Bety, Liz, Carlos, Beto, Isaac, Lucía, Gabriel, Ricardo, Armando, Nacho, Osbaldo, Karla, Tania, Elizabeth, Ambrosio, Hernando, Damiano y Lorenzo, mil gracias por los buenos momentos, fue divertido compartir la estancia con todos ustedes. Agradezco a los doctores Jorge Aranda, Gerardo Aguirre, Juan Manuel Espíndola y Claus Siebe, por las correcciones y sus comentarios.

CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS.....	VI
LISTA DE TABLAS.....	VII
RESUMEN.....	VIII

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN	1
I.1 GENERALIDADES.....	1
I.2 JUSTIFICACIÓN DEL TRABAJO.....	1
I.3 OBJETIVOS.....	3
I.4 METODOLOGÍA.....	4
1.4.1. Trabajo de gabinete.....	4
1.4.2. Trabajo de campo.....	4
1.4.3. Trabajo de laboratorio.....	4

CAPÍTULO II

HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN.....	5
II.1 ESTUDIOS PREVIOS.....	5
II.2 LA PÓMEZ BLANCA INTERMEDIA.....	8
II.3 EDAD DEL DEPÓSITO.....	8

CAPÍTULO III

ESTRATIGRAFÍA.....	10
III.1 C-I.....	10
III.2 FLUJOS DE ESCOMBROS Y FLUJOS HIPERCONCENTRADOS.....	16
III.3 S-I.....	18
III.4 C-II.....	19
III.5 S-II.....	19
III.6 C-III.....	20
III.7 S-III.....	21
III.8 C-IV.....	21
III.9 FB1, C-INT y FB2.....	22

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS.....	24
IV.1 DESCRIPCIÓN.....	24
IV.1.1 C-I: depósito de caída.....	24
IV.1.2 S-I: depósito de oleada piroclástica.....	25
IV.1.3 C-II: depósito de caída.....	25
IV.1.4 S-II: depósito de oleada piroclástica.....	26
IV.1.5 C-III: depósito de caída.....	26
IV.1.6 C-IV: depósito de caída.....	26
IV.1.7 FB: depósito de flujo piroclástico.....	26
IV.2 INTERPRETACION.....	28

CAPÍTULO V

ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE LAS PARTÍCULAS POR MEDIO DEL MICROSCÓPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO.....	31
V.1 PARTÍCULAS DE PÓMEZ.....	31
V.2 INTERPRETACIÓN.....	33

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS DE DENSIDAD DE LAS PARTÍCULAS E ÍNDICE DE VESICULARIDAD.....	36
VI.1 DENSIDAD DE LAS PARTÍCULAS E ÍNDICE DE VESICULARIDAD.....	38
VI.2 INTERPRETACIÓN.....	39

CAPÍTULO VII

DISTRIBUCIÓN Y VOLUMEN DE LOS DEPÓSITOS Y ALTURA DE COLUMNA ERUPTIVA.....	40
VII.1 DISTRIBUCIÓN.....	40
VII.1.1 C-I: depósito de caída.....	40
VII.1.2 C-II: depósito de caída.....	42
VII.1.3 Distribución de depósitos de oleadas y flujos piroclásticos.....	42
VII.2 VOLUMEN DEL DEPÓSITO.....	42
VII.2.1 C-I: depósito de caída.....	48
VII.2.2 C-II: depósito de caída.....	48
VII.2.3 Volumen de los depósitos de oleada y flujo piroclástico	48
VII.2.4 Volumen total del la PBI.....	50
VII.3 CALCULO DE ALTURA DE COLUMNA.....	50
VII.3.1 C-I: depósito de caída.....	50
VII.3.2 C-II: depósito de caída.....	52

CAPITULO VIII

PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA.....	53
VIII.1 PETROGRAFÍA Y QUÍMICA DE LOS MINERALES.....	53
VIII.1.1 Plagioclasa.....	55
VIII.1.2 Anfíbol.....	55
VIII.1.3 Piroxeno.....	57
VIII.1.4 Biotita.....	59
VIII.1.5 Oxidos de fierro.....	59
VIII.1.6 Vesículas.....	59
VIII.2 ANÁLISIS MODAL.....	59
VIII.3 CLASIFICACIÓN QUÍMICA.....	62
VIII.3.1 Elementos mayores.....	63
VIII.3.2 Elementos traza.....	63

CAPÍTULO IX

DISCUSIÓN.....	68
IX.1 CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA.....	68
IX.2 GLACIACIONES Y PALEOCLIMA.....	68
IX.3 ORIGEN DEL MAGMA DE LA PBI.....	69

IX.4 MECANISMOS ERUPTIVOS.....	71
CONCLUSIONES.....	75
APÉNDICE I. ANALISIS DE COMPONENTES	77
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	78

LISTA DE FIGURAS

1. Principales vías de acceso al Volcán Nevado de Toluca.....	2
2. Mapa de localización del Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM).....	6
3. Mapa de la distribución de facies y secciones de la PBI.....	11
4. Columna estratigráfica compuesta de la PBI.....	12
5. Correlación de algunas columnas estratigráficas de la PBI.....	13
6. Fotografía que muestra la relación de la PBI con otras unidades, sección 32.....	14
7. Fotografía de la PBI en la sección 72.....	15
8. Fotografías de lahares en las secciones 12 y 32.....	17
9. Fotografía del horizonte S-I en la sección 73.....	18
10. Fotografía del horizonte S-II en la sección 2.....	20
11. Fotografía de la PBI en la sección 45.....	21
12. Fotografía panorámica del depósito FB, tomado es la sección 26.....	23
13. Diagrama de $Md\phi$ vs. $\sigma\phi$ (Walker, 1971).....	25
14. Análisis sedimentológicos y de componentes.....	27
15. Perfil compuesto que muestra la variación de la granulometría del FB.....	29
16. Fotomicrografías MEB de los depósitos de caída.....	32
17. Fotomicrografías MEB de los depósitos de oleada.....	34
18. Fotomicrografías MEB de los depósitos del FB.....	35
19. Histogramas de densidades y vesicularidad.....	37
20. Mapas de isopletas e isopacas para los depósitos C-I y C-II.....	41
21. Distribución de los depósitos de flujo piroclástico.....	43
22. Diagramas de $area^{1/2}$ vs. \ln espesor para C-I y C-II.....	47
23. Diagrama modificado de Carey y Sparks (1986) para altura de columna eruptiva.....	49
24. Fotomicrografías de C-I y C-II.....	54
25. Fotomicrografías de C-III y C-IV.....	56
26. Fotomicrografías de C-INT y del FB.....	58
27. Tamaño de fenocristales y de clasificación química de los fenocristales.....	60
28. Diagramas de clasificación para las plagioclasas y piroxenos.....	61
29. Diagramas de TAS y de Le Maitre de los diferentes horizontes de la PBI.....	64
30. Diagramas tipo Harker para elementos mayores.....	65
31. Diagramas tipo Harker para elementos traza	66
32. Diagrama tipo araña para las muestras de la PBI.....	67
33. Fases de la erupción.....	73

LISTA DE TABLAS

1. Edad del depósito de la PBI.....	9
2. Índice de vesicularidad y densidad para los productos juveniles de la PBI.....	38
3. Cálculo de volumen para depósitos de caída de piroclastos.....	45
4. Cálculo de volumen para los depósitos de flujo piroclástico y volumen total emitido en RDE.....	51
5. Análisis de minerales mediante microsonda electrónica.....	57
6. Análisis modal.....	61
7. Composición química de los productos juveniles de la PBI.....	62
8. Esquema de glaciaciones.....	69

RESUMEN

Durante el Pleistoceno tardío el Volcán Nevado de Toluca presentó una erupción de tipo pliniano-subpliniano, que dio origen al depósito denominado en este trabajo “Pómez Blanca Intermedia” (PBI). La presencia de leños carbonizados abundantes permitió fechar la erupción en aproximadamente 12,100 años A.P. La PBI está compuesta por fragmentos de pómez blanca, pómez bandeada con franjas de color gris, líticos grises densos y líticos accidentales alterados. La pómez es de composición dacítica (~65 wt % en SiO₂) y contiene abundantes (~10-20%) fenocristales de plagioclasa, hornblenda, ortopiroxeno y clinopiroxeno, biotita, magnetita y vidrio de composición riolítica (72.8 wt % en SiO₂). Análisis químicos de roca total de elementos mayores y trazas en muestras de pómez tomadas de una sección vertical de la PBI indican que antes del evento eruptivo existía una cámara magmática de composición dacítica, porciones de este magma fueron removidos durante el transcurso de la erupción. Las características texturales de los minerales como coronas de reacción, bordes y golfos de reabsorción, sugieren que antes del evento eruptivo tuvo lugar un recalentamiento del magma. La dispersión general del depósito de la PBI es hacia el E y E-SE, y cubre un área aproximada de 92 km², con un volumen mínimo estimado de 1.4 km³ DRE. Observaciones de campo, sedimentológicas, morfológicas y de vesicularidad indican que este evento fue generado en cinco fases eruptivas: La primera fase de origen magmático, generó una columna pliniana de 20 km de altura que se dispersó hacia SE 65°. La segunda fase generó una oleada piroclástica húmeda seguida de una columna subpliniana de 15-19 km de altura que se dispersó en dirección SE 62°. Posteriormente se emplazó una oleada seca. La última fase fue la más compleja ya que generó otra columna que dio origen a dos depósitos de caída interrumpidos por una oleada piroclástica. Esta fase finalizó con el colapso de la columna, que dio origen a un flujo piroclástico cuyos depósitos se han encontrado a una distancia lineal de 19 km a partir de la cima del volcán.

CAPITULO I INTRODUCCIÓN

I.1 GENERALIDADES

El Volcán Nevado de Toluca (VNT) se localiza a los 19° 06' 30" de latitud norte y 99° 45' 30" de longitud oeste, su altura máxima (4,680 m.s.n.m.) se encuentra en uno de los bordes del cráter llamado Pico del Fraile (Fig. 1). El cráter del volcán es burdamente elíptico con radios de 2 y 1.5 km, y está abierto en su porción oriental. Al interior del cráter se encuentran los lagos del Sol y la Luna con diámetros de 400 y 200 m, respectivamente. Las ciudades más importantes ubicadas alrededor del volcán son Toluca localizada 23 km al noreste de la cima y la Ciudad de México ubicada 80 km en la misma dirección. Desde la Ciudad de México la principal ruta de acceso al área de estudio es la autopista 15 México–Toluca. Posteriormente se debe seguir por la carretera 55 hacia el sur, rumbo a Ixtapan de la Sal. Para acceder a la cima del volcán desde Toluca se toma la carretera 134 a Temascaltepec y en el kilómetro 22 se toma la desviación hacia Sultepec por un tramo de 7 km para después tomar la carretera de terracería que conduce al cráter del volcán (Fig. 1).

El VNT ha tenido diferentes nombres a lo largo de la historia, "*Chicnauhtécatl*" que es un vocablo de la época colonial el cual significa "Nueve Cerros", "*Xinantécatl*" y "*Xinacatécatl*", vocablo probablemente derivado de la palabra "*Tzinacantécatl*" o Cerro del Murciélago o aún más probable derivado del antiguo *Chicnauhtécatl*. Sin embargo, la raíz náhuatl más aceptada en la actualidad por cuestiones culturales y políticas es "*Xinantécatl*" o "Señor Desnudo" (García - Martínez, 2000).

I.2 JUSTIFICACIÓN DEL TRABAJO

De acuerdo con la definición de Smith y Luedke (1984) un estratovolcán tiene una periodicidad eruptiva entre 100 y 10,000 años. Esto implica que si su última erupción ocurrió hace más de 10,000 años, el volcán podría considerarse como extinto. Por el contrario, si la edad de la última erupción es menor a 10,000 años y el volcán no muestra signos de ningún tipo de actividad volcánica reciente, entonces se puede considerar como activo en estado de quietud (Smith y Luedke, 1984; Szakács, 1994a y b).

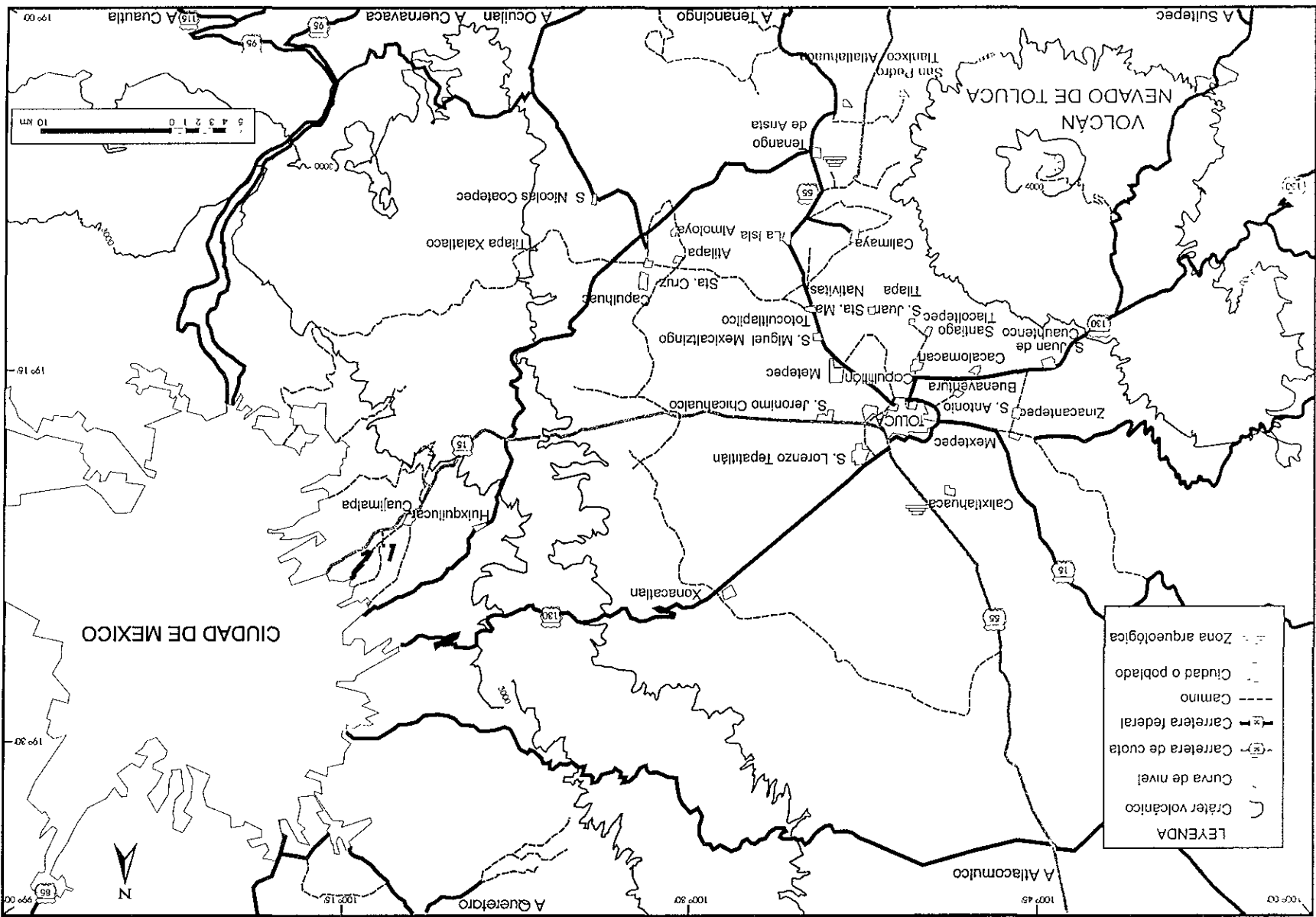


Figura 1. Principales vías de acceso al Volcán Nevado de Toluca.

El VNT se puede considerar como un estratovolcán en estado de quietud pues su evento más reciente fue fechado por Macías y colaboradores (1997) en 3,300 años antes del presente (A.P). El resumen de la historia eruptiva del VNT indica que en los últimos 40,000 años A.P. se han presentado por lo menos cinco erupciones que provocaron la destrucción total o parcial de un domo central (con edades de 37,000, 32,000, 28,000, 26,000 y 14,000 años A.P.), y cuatro erupciones de tipo pliniano (con edades de 36,000, 24,500, 12,100 y 10,500 A.P.) (García–Palomo et al., 2001).

En el caso de una erupción futura del Nevado de Toluca el escenario potencial con mayor probabilidad de ocurrencia sería una erupción de tipo pliniano, dado que durante los últimos 24,000 años han ocurrido 4 grandes erupciones tres de ellas de tipo pliniano. Los productos de tipo pliniano han tenido un eje de dispersión de la columna principal hacia el E-NE. En este caso la ceniza podría cubrir las ciudades de Toluca y México (Macías et al., 1997) afectando a más de 25 millones de habitantes de acuerdo a los datos de población del INEGI (1995).

Debido a su amplia distribución, los productos plinianos representan excelentes marcadores estratigráficos en el centro de México. Varios horizontes de caída provenientes de los volcanes Popocatepetl y Nevado de Toluca han permitido refinar la estratigrafía de las cuencas lacustres del centro de México (Metcalf et al., 1991; Ortega - Guerrero y Newton, 1998; Newton y Metcalfe, 1999; Caballero et al., 2001).

I.3 OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo consistió en reconstruir la secuencia eruptiva que formó a la PBI. Para ello se tuvo que determinar la distribución de los depósitos, calcular sus volúmenes, describir las características morfológicas, petrográficas y geoquímicas de los productos juveniles, para finalmente presentar una cronología de la erupción y determinar los mecanismos eruptivos que le dieron origen.

1.4 METODOLOGÍA

1.4.1. Trabajo de gabinete

- Interpretación de fotografías aéreas en blanco y negro a escala 1:80,000 y digitalización de las cartas topográficas a escala 1:50,000 del INEGI.

1.4.2. Trabajo de campo

- Reconocimiento geológico de los depósitos piroclásticos de la PBI.
- Construcción de secciones geológicas detalladas de los depósitos.
- Toma de muestras de materiales piroclásticos para análisis petrográfico, geoquímico, granulométrico y de componentes.

1.4.3 Trabajo de laboratorio

- Análisis granulométricos.
- Catorce análisis de componentes.
- Ocho secciones pulidas de material juvenil para su análisis petrográfico (modal) y análisis mediante el uso de la microsonda de electrones.
- Siete análisis químicos de roca total por el método de fluorescencia de rayos X.
- Análisis morfológicos de partículas utilizando el microscopio electrónico de barrido (MEB).
- Análisis de densidades de fragmentos de pómez con base a el principio de Arquímedes.

CAPITULO II HISTORIA ERUPTIVA DEL VOLCÁN

II.1 ESTUDIOS PREVIOS

Los primeros trabajos sobre el Nevado de Toluca son de la primera mitad del siglo XIX e incluyen entre otros a Humboldt (1811). Posteriormente se reportó su morfología y la composición mineralógica de las rocas (Ordoñez, 1902; Flores, 1906 y Waitz, 1909). Mooser y Maldonado-Koerdell (1961) presentaron un trabajo estructural que incluyó el área oriental del Nevado de Toluca, en la que identificaron dos sistemas de fracturamiento con tendencias NNO-SSE y E-O, respectivamente. Años después, Mooser (1969) señaló que la actividad volcánica del área México-Toluca se encontraba fuertemente influenciada por el régimen estructural, y que el sistema de fracturamiento más joven E-O controla el vulcanismo andesítico-basáltico cuaternario, mientras que el sistema de fracturamiento N-S controla el vulcanismo andesítico-riodacítico del Oligoceno (Fig. 2). Posteriormente, Flores (1978) concluyó que el VNT se encuentra en la intersección de dos sistemas de fallas NO-SE y NE-SO. Los trabajos más recientes de Macías et al. (1997) y García-Palomo et al. (1996, 1998, 2000) establecieron que el VNT se encuentra en la intersección de tres sistemas de fallas llamadas Taxco-Querétaro (NNO-SSE), San Antonio (NE-SO) y Tenango (E-O), los cuales han interactuado desde el Mioceno tardío. Una primera descripción estratigráfica del volcán fue presentada en los setenta por Bloomfield (1973), Bloomfield y Valastro (1977), y Bloomfield et al. (1977), quienes determinaron su edad como del Pleistoceno tardío. Whitford y Bloomfield (1977) publicaron el primer trabajo sobre la geoquímica de algunas rocas del Nevado de Toluca.

Cantagrel y colaboradores (1981) propusieron que el Nevado de Toluca se construyó durante el Cuaternario en dos etapas principales. Durante la primera, ocurrida entre 1.3 y 1.6 Ma., el volcán inició su formación con flujos de lavas andesíticas masivas y en menor cantidad con flujos piroclásticos y lahares. Sin embargo, García-Palomo y colaboradores (2001) determinaron que las fases más antiguas de formación del volcán se iniciaron hace 2.6 Ma mediante la emisión de lavas de composición dacítica. Según Cantagrel et al. (1981) durante la segunda etapa ocurrió un fuerte período erosivo seguido por actividad explosiva durante los últimos 100,000 años A.P. Macías et al. (1997) reexaminaron de la última etapa eruptiva del Nevado de Toluca la cual resultó ser más compleja que lo concluido en estudios previos.

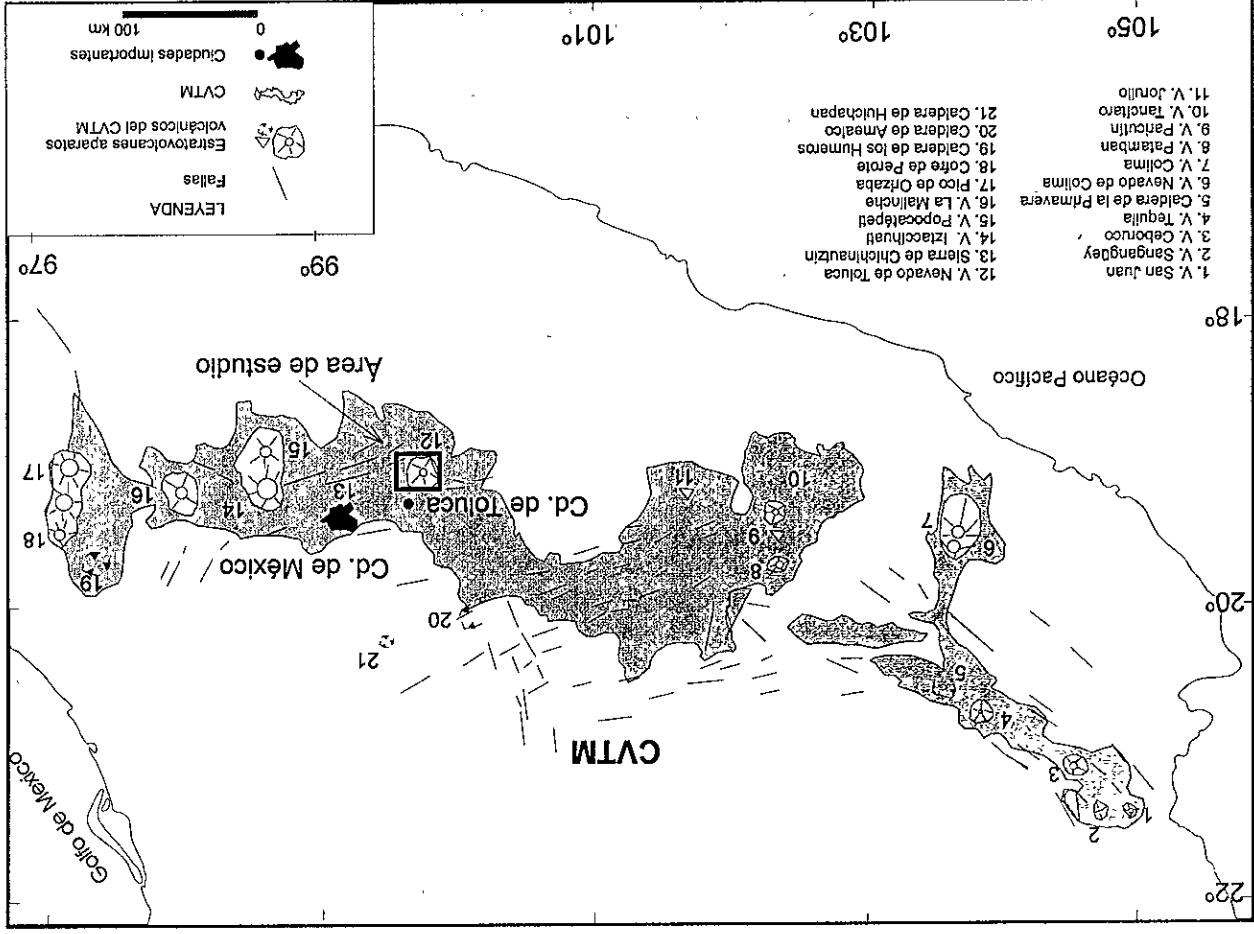


Figura 2. Mapa de localización del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) y los principales volcanes que lo conforman (tomado de Nixon et al., 1987).

Las unidades estratigráficas más antiguas datan del Pleistoceno tardío y están constituidos por depósitos de avalanchas y lahares (Capra y Macías, 2000). Estos depósitos de avalancha fueron cubiertos por un depósito de flujo piroclástico de pómez, al cual le asignaron una edad de $42,030 \pm 3530/-2445$ años (Macías et al., 1997). Posteriormente se emplazó un flujo de bloques y cenizas fechado por Cantagrel et al. (1981) en 38,000 años A.P. y posteriormente por Macías y colaboradores (1997) en $37,000 \pm 2600/-1800$ años A.P. Otro depósito más joven de bloques y cenizas, producto de la destrucción de un domo, fue identificado por primera vez por Bloomfield y Valastro (1977), quienes fecharon un suelo ubicado encima del depósito asignándole una edad máxima de $27,580 \pm 650$ años A.P. Posteriormente, Cantagrel et al. (1981) fecharon un paleosuelo por abajo del depósito en 28,000 años A.P. Sin embargo, Macías et al. (1997) fecharon material carbonizado dentro del depósito en $28,140 \pm 865/-780$ y $28,925 \pm 625/-580$ años A.P. La actividad del Nevado de Toluca continuó hace aproximadamente 24,000 años cuando una erupción pliniana produjo una capa de caída denominada Pómez Toluca Inferior que cubrió un área mínima de 400 km^2 y produjo un volumen de 0.16 km^3 RDE (Bloomfield et al, 1977). Hace 14,000 años A.P. ocurrió el último evento de destrucción de domo central, el cual originó un depósito radial de flujo de bloques y cenizas y oleadas piroclásticas (García-Palomo et al., 2001). Posteriormente, una erupción compleja de tipo pliniano dio lugar a la formación de un flujo piroclástico, el cual fue denominado Flujo de Pómez Blanco por Macías et al. (1997), al cual se le asignó una edad de 12,100 años A.P. (García-Palomo, 2001). Al término del Pleistoceno ($11,580 \pm 70$ años A.P.) una gran erupción de tipo pliniano emplazó una espesa capa de caída de pómez, denominada como la Pómez Toluca Superior (PTS) por Bloomfield y colaboradores (1977). Este evento cubrió un área mínima de 2000 km^2 y emplazo un volumen de 1.4 km^3 RDE con una dispersión principal hacia el NE (Bloomfield et al., 1977). Recientemente, Arce (1999) describió la secuencia de la Pómez Toluca Superior, fechó material carbonizado encontrado dentro del depósito en 10,500 años A.P. y calculó su volumen en 1.9 km^3 RDE. Durante la última fase de la erupción de la PTS se emplazó un domo central dacítico denominado el "Ombligo", el cual aparentemente presentó actividad fumarólica durante el siglo pasado (Bloomfield y Valastro, 1977; Arce, 1999). El último evento registrado en el Nevado de Toluca fue una erupción magmática pequeña que emplazó depósitos de oleadas y flujos piroclásticos hace 3,300 años A.P. (Macías et al., 1997; García-Palomo et al., 2001).

II.2 LA PÓMEZ BLANCA INTERMEDIA

En 1997, Macías y colaboradores describieron por primera vez una secuencia en que alternan horizontes de pómez de caída y oleadas piroclásticas y que culmina con un depósito de flujo piroclástico. A esta secuencia la denominaron Flujo de Pómez Blanco (FPB) . Estos autores encontraron que el FPB se distribuye en el flanco SE del volcán Nevado de Toluca y cubre un área de distribución mínima de 62 km². Los fragmentos de pómez de esta secuencia son de composición dacítica (~65% en peso de SiO₂), ricos en fenocristales de plagioclasa, hornblenda, y biotita diseminada. En este trabajo, se propone el nombre de Pómez Blanca Intermedia (PBI) para describir a esta secuencia, que está compuesta por varios horizontes de caída, oleadas y flujos piroclásticos, y se encuentra además ubicada estratigráficamente entre las Pómez Toluca Inferior y Superior.

II.3 EDAD DEL DEPÓSITO

Macías et al. (1997) fecharon un paleosuelo que subyace a la secuencia de la PBI en 26,275 ± 1210/-150 años A.P., por lo que la edad para la secuencia debe ser menor a 26,000 años A.P. En 1999, Newton y Metcalfe describieron una tefra que denominaron "Lower Almoloya Tephra", la cual contenía fragmentos de vidrio de composición riolítica (73.57% de SiO₂) en el núcleo 8 de Almoloya del Río. Esta tefra se encuentra estratigráficamente abajo de la PTS y encima de una turba arcillosa fechada por los autores en 12,400 ± 60 años A.P., por lo que se correlaciona con la PBI. Recientemente, García Palomo et al. (2001) fecharon dos muestras de carbón encontradas dentro del depósito de flujo piroclástico de la PBI, las cuales arrojaron una edad máxima de 12,415 ± 285 y mínima de 12,040 ± 92 años A.P. En este estudio también se analizó material carbonizado dentro del flujo de la PBI, en la localidad 32, el cual arrojó una edad de 12,515 ± 95 años A.P. (Tabla 1).

Como abajo de la tefra descrita por Newton y Metcalfe (1999) existe un horizonte de arcilla orgánica con edad máxima de 12,400 años A.P., y dentro del depósito de la PBI se han determinado edades mayores a esta última, se considera que la edad del evento debe de corresponder con la fecha más joven de 12,040 ± 92 años A.P. De esta forma, García-Palomo y colaboradores (2001) redondearon la edad de la PBI en 12,100 años A.P.

Tabla 1. Correlación de edades obtenidas mediante el método de Carbono-14 para la secuencia de la Pómez Blanca Intermedia (modificada de Macías et al. 1997).

No de muestra	No de lab.	*Edad (años A.P.)	Material datado	$\delta^{13}\text{C}$	Coordenadas N O	Edad ^{14}C calibrada 1 σ
^a NT97161-c	A-11162c	11,595 \pm 180	Paleosuelo encima de la PBI	-25.5‰	19°4', 99°39'	13,490 años A.P. 11,541 años A.C.
^a NT97200	A-9781	12,040 \pm 92	Carbón dentro del flujo de la PBI	-25.6‰	19°4'5'', 99°39'20''	14,079 años A.P. 12,130 años A.C.
^a NT96161	A-9472	12,415 \pm 285	Carbón dentro del flujo de la PBI	-26.4‰	19°4'5'', 99°39'20''	14,343 años A.P. 12,394 años A.C.
^a NT97161-a	A-11160	12,195 \pm 102	Carbón dentro del flujo piroclástico F2 de la PTS	-24.3‰	19°4', 99°39'	14,133 años A.P. 12,184 años A.C.
^a NT97161-b	A-11161b	12,120 \pm 85	Carbón dentro del flujo piroclástico F2 de la PTS	-24.9‰	19°4', 99°39'	14,106 años A.P. 12,157 años A.C.
^b FB-32	A-11333	12,515 \pm 95	Carbón dentro del flujo de la PBI	-24.9‰	19°4'49'', 99°39'43''	15,111; 14,709; 14,390 años A.P. 13,162; 12,760; 12,441 años A.C.
^c Almoloya	β -94129	12,400 \pm 60	Arcilla orgánica	-27.4‰	19°9.5', 99°31'	14,336 años A.P. 12,387 A.C
^b FBCR-31	A-11332	38,400 \pm 1300	Carbón dentro de flujo de cenizas rosa que subyace a la PBI.	-24.4‰	19°4'54'', 99°39'19''	

*Nota: todos los datos están dados en edades convencionales ^{14}C . El cálculo de las edades está basado en una vida media de ^{14}C de 5568 años. ^aGarcía-Palomo et al. (2001), ^bpresente estudio, ^cNewton y Metcalfe (1999). Edades ^{14}C calibradas según el programa Radiocarbon Calibration Program 4.3 (Stuiver et al., 1998 a y b)

CAPÍTULO III ESTRATIGRAFÍA

La secuencia de la Pómez Blanca Intermedia aflora en la porción sureste del Nevado de Toluca en los arroyos Tlanixco, Grande, Zarzal, Cieneguilla, Ciénega y Tenancingo (Fig. 3). A continuación se presenta la columna estratigráfica compuesta de la PBI (Fig. 4) obtenida de la correlación de 99 columnas estratigráficas (e.g. Fig. 5). Para las descripciones del tamaño de grano de los clastos se utilizará la clasificación de acuerdo a Wentworth (1922) y Fisher y Schmincke (1984). Dentro de estas descripciones se menciona de manera general el porcentaje en volumen de los componentes que constituyen los diferentes horizontes. El procedimiento para obtener este análisis de componentes se menciona en el apéndice I. Para describir este depósito ha sido conveniente dividir a la región en dos áreas (Fig. 3): la facies cercana de 0 a 18 km de distancia desde el volcán y la facies distante más allá de 18 km del volcán. A continuación se presenta la estratigrafía de la secuencia de la base a la cima.

III.1 C-I: depósito de caída

El horizonte C-I está expuesto al este del volcán en las secciones 69 y 31 (Fig. 3). Este depósito de caída sobreyace a un flujo de pómez y cenizas blanco el cual se degrada en la parte superior a un paleosuelo grueso, color marrón oscuro con lentes de pómez redondeada. En otras localidades el horizonte de caída descansa por lo menos sobre tres depósitos de flujo de bloques y ceniza, dos de ellos de color gris y uno rosa, alternados por depósitos de oleadas piroclásticas (Fig. 6). C-I es color gris claro, soportado grano a grano, con gradación normal y con un espesor total de 35 cm en la localidad 2 (Fig. 7). Está constituido principalmente por pómez (65% vol.) y líticos rojizos (14%). Los diámetros máximos de los clastos son 12 y 4.5 cm, respectivamente y se hacen más abundantes en la parte media y superior. En menor proporción contiene vidrio (12%) y cristales (9%). El tamaño de los clastos es, en general, de grava media a fina. Los fragmentos de pómez son color blanco, finamente vesiculares, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, y biotita. Cabe señalar que los fenocristales hexagonales de biotita caracterizan a toda la secuencia. Los fragmentos líticos dacíticos tienen un color gris y rosa, son porfídicos y frecuentemente presentan alteración hidrotermal.

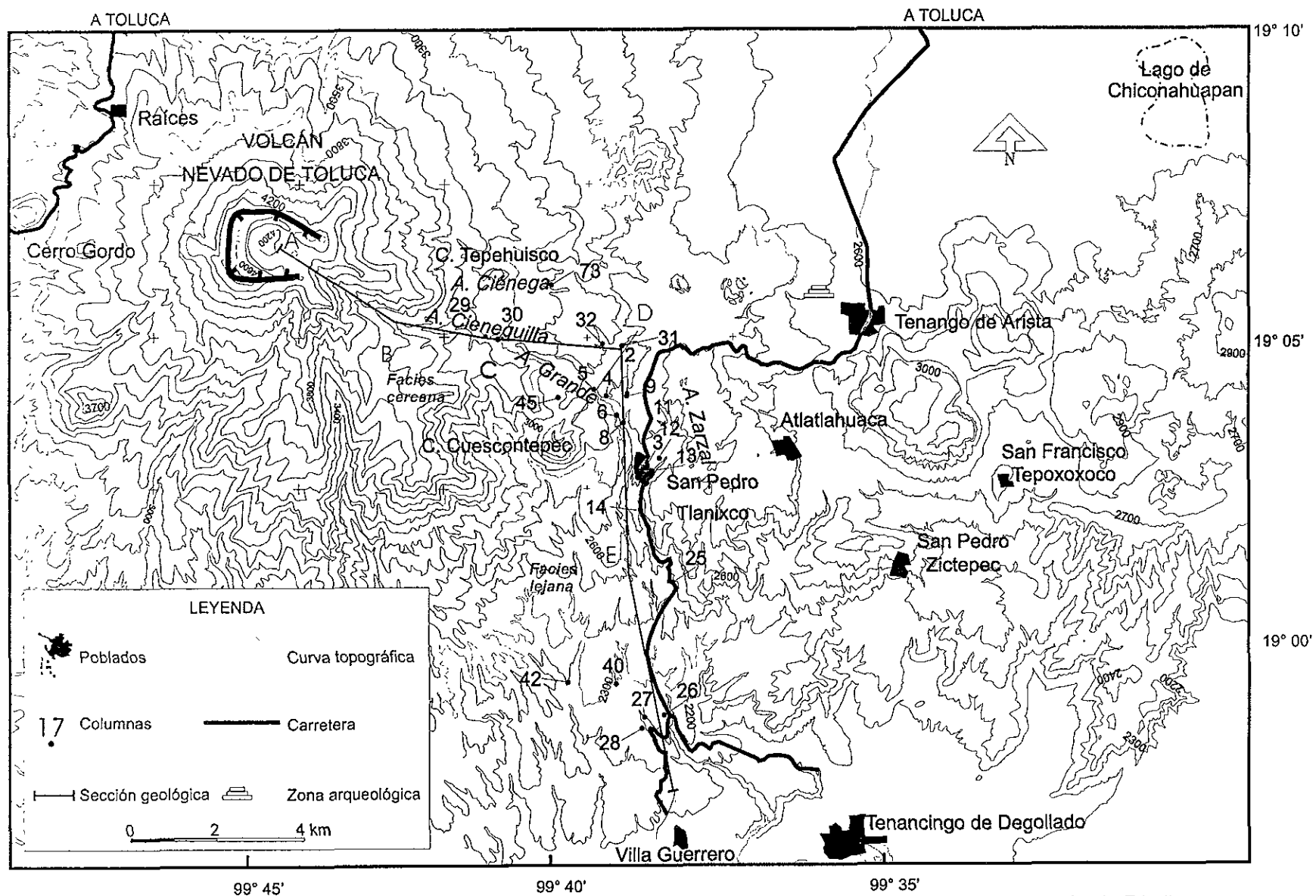


Figura 3. El mapa muestra la distribución de las facies de la secuencia de la Pómez Blanca Intermedia, las letras A a la F indican las secciones.

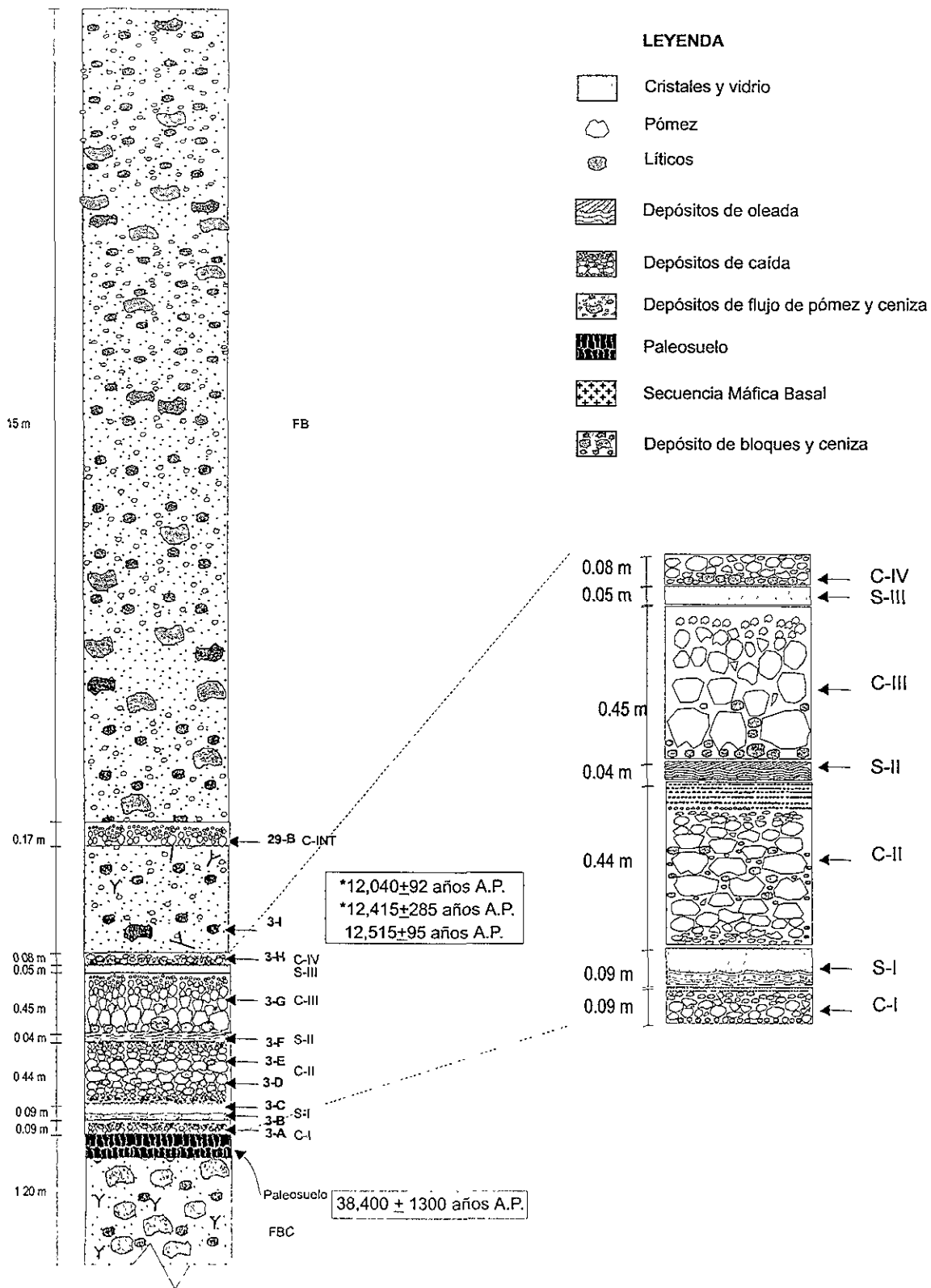


Figura 4 . Columna estratigráfica compuesta de la PBI, en donde se muestran en forma detallada los horizontes que la constituyen y las muestras colectadas. Las fechas están dadas en edades convencionales ^{14}C . Las edades con asterisco (*) son de García-Palomo et al. (2001), las otras edades se obtuvieron en este trabajo.

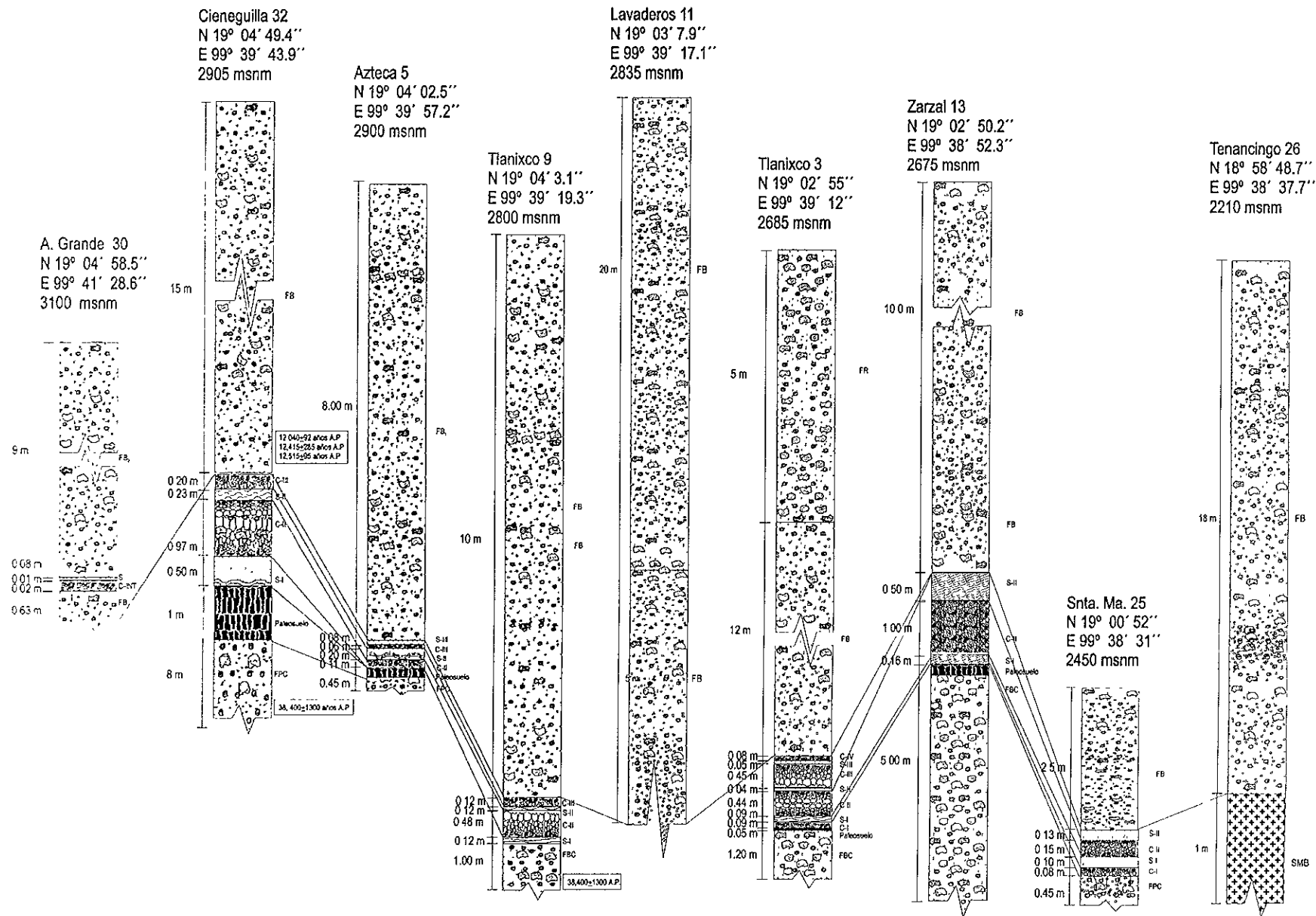


Figura 5. Correlación estratigráfica de columnas seleccionadas de la PBI. La localización de estas secciones se muestra en la figura 3. La simbología es como en la figura 4.

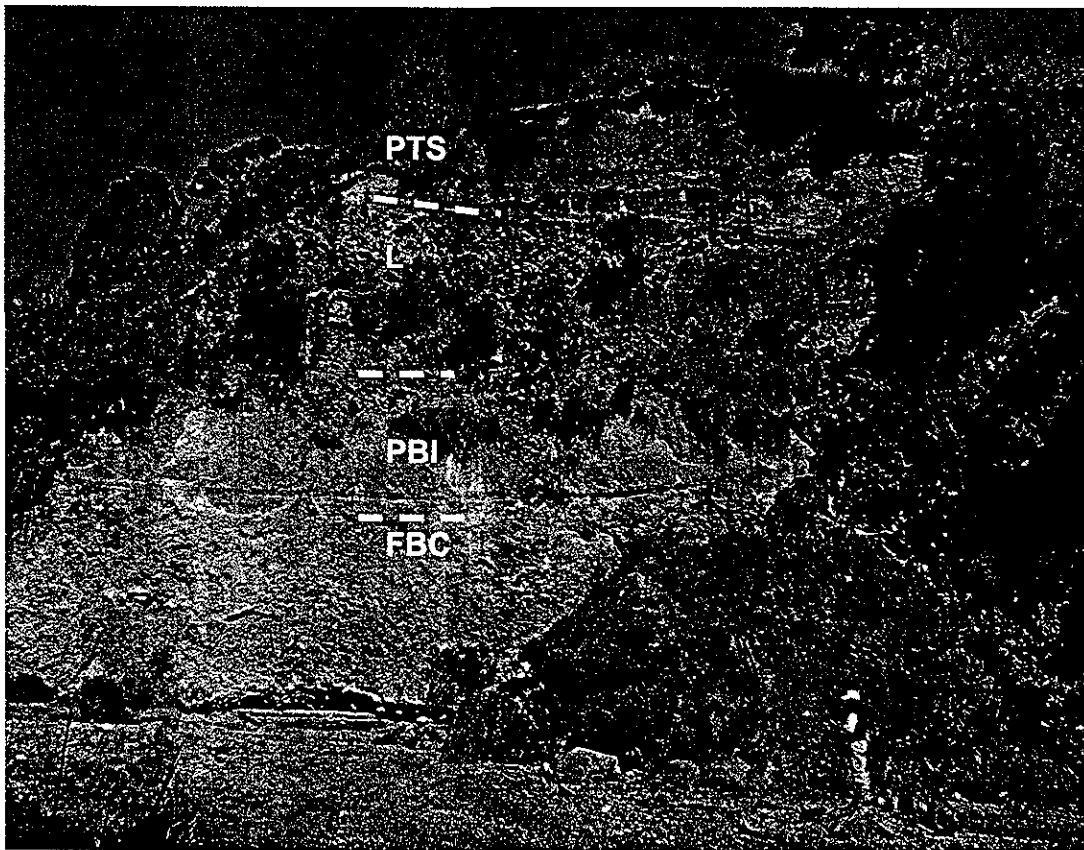


Figura 6. Aspecto de la PBI en la sección 32. Aquí se observa la relación entre la PBI y otras unidades, la unidad de FBC de la base fue fechada en $38,400 \pm 1300$ años A.P. Las unidades son FBC (flujo de bloques y cenizas), PBI (Pómez Blanca Intermedia), lahares (L) y la PTS (Pómez Toluca Superior).

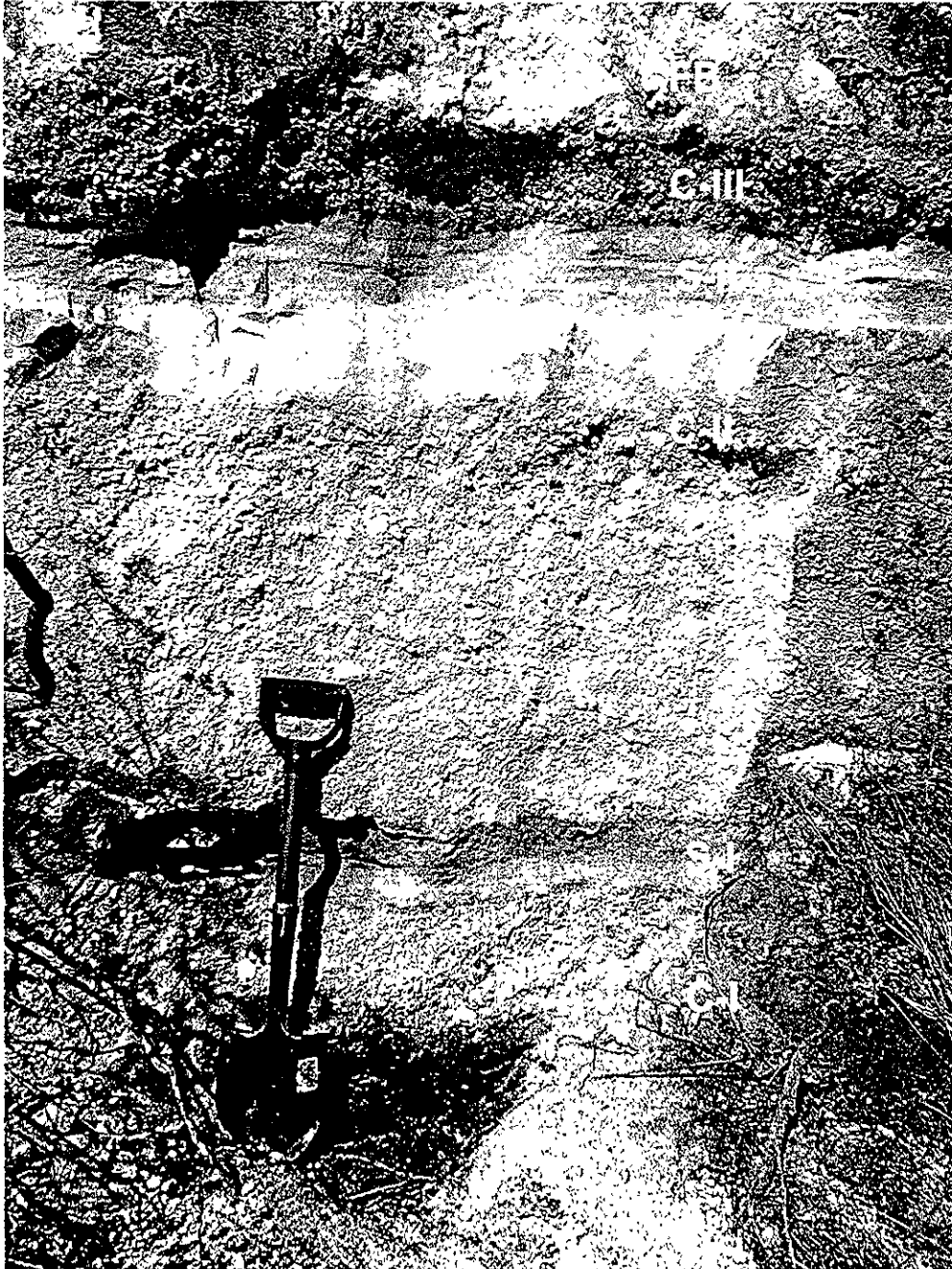


Figura 7. Afloramiento de la PBI en la sección 73, donde se aprecia el horizonte C-I con gradación normal, sobreyacido por S-I en contacto erosional. La capa C-II muestra estratificación simétrica y enriquecimiento de líticos en la parte media. S-II tiene estratificación cruzada. La cima del horizonte C-III está profundamente erosionada por el horizonte superior FB. La pala mide 50 cm.

En el arroyo de Cieneguilla en la localidad 31, C-I (12 cm) sobreyace en contacto ondulado a un depósito de flujo piroclástico (25 cm) color marrón, constituido por pómez redondeadas soportadas en una matriz de arena fina. En este lugar C-I se encuentra muy alterado, los clastos de pómez están en contacto grano a grano, presenta gradación inversa de las pómez y se encuentra enriquecido en líticos en la parte inferior.

III.2 FLUJOS DE ESCOMBROS Y FLUJOS HIPERCONCENTRADOS

En la sección 32 (Fig. 3) se observó una alternancia de capas de flujo de escombros y flujos hiperconcentrados. De la base a la cima se observó un horizonte de color blanco, heterolitológico, con un espesor de 16 cm, estructura laminar y alineación de fragmentos subredondeados de pómez y líticos del tamaño de la grava, soportados por una matriz limo-arcillosa (Fig. 8c). Este horizonte está cubierto, a través de un contacto plano, por un depósito de color blanco heterolitológico de flujos de escombros de 1.5 m de espesor. Este horizonte, está constituido por bloques de hasta 70 cm soportados por una matriz limo-arcillosa.

En la sección de Zarzal 12 la alternancia de flujos de escombros e hiperconcentrados es más compleja. Se observó a la base un horizonte masivo color blanco, con espesor de 20 cm, constituido por clastos de pómez y líticos del tamaño de la grava, soportados por una matriz limo-arcillosa. El depósito es heterolitológico ya que se encuentran clastos de pómez alterada color rosa, pómez con cristales hexagonales de biotita y líticos de andesita color gris. Este horizonte está cubierto por una serie de capas laminadas de arcilla color rojizo y beige con espesor total de 1 cm. Le sobreyace un horizonte de flujo hiperconcentrado de 20 cm de espesor, cubierto también por una serie de capas delgadas de arcilla con espesor total de 7 cm. A este sobreyace un horizonte de flujo de escombros color blanco con espesor de 57 cm, constituido por clastos del tamaño de la grava de pómez y líticos soportados en una matriz limo-arcillosa. En la base y en la cima de este depósito se observan alineamientos discontinuos de clastos dentro de la matriz con los clastos de mayor tamaño en la parte central. Sobreyaciendo a este último, se observa un horizonte de 11 cm de espesor de color rojizo, que se encuentra constituido por clastos de grava gruesa de pómez en matriz arcillosa. La secuencia culmina con dos horizontes de flujo hiperconcentrado con espesores de 28 y 17 cm, respectivamente (Figs. 8 a y b).

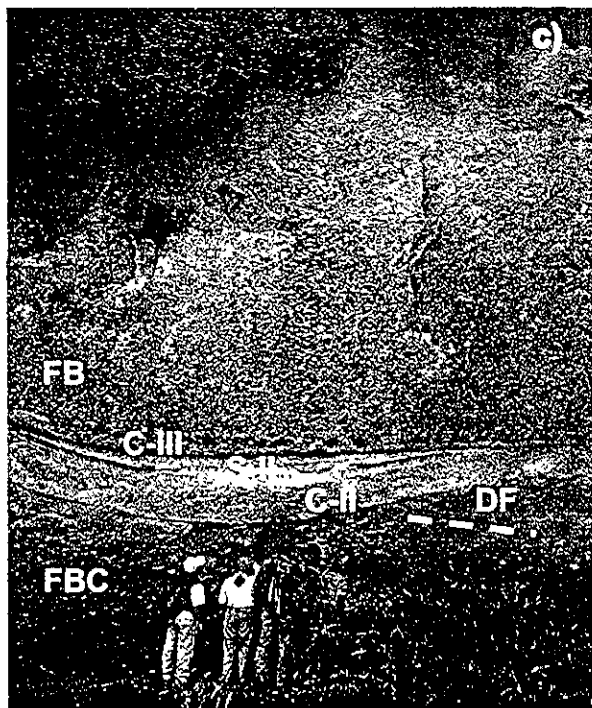
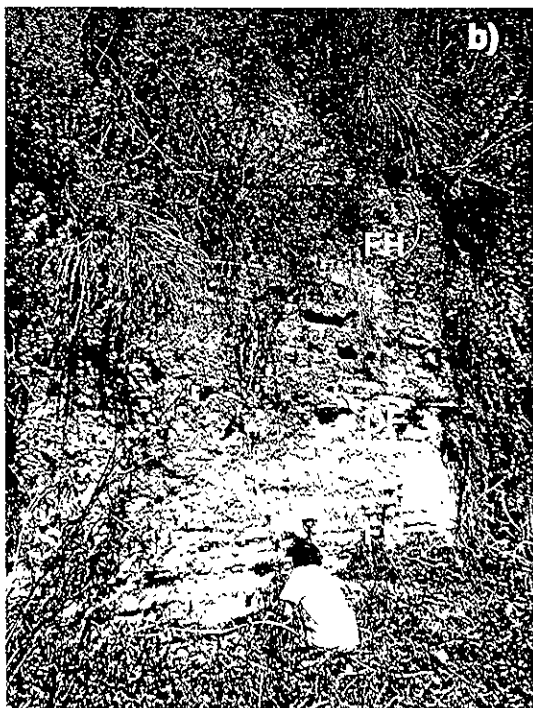
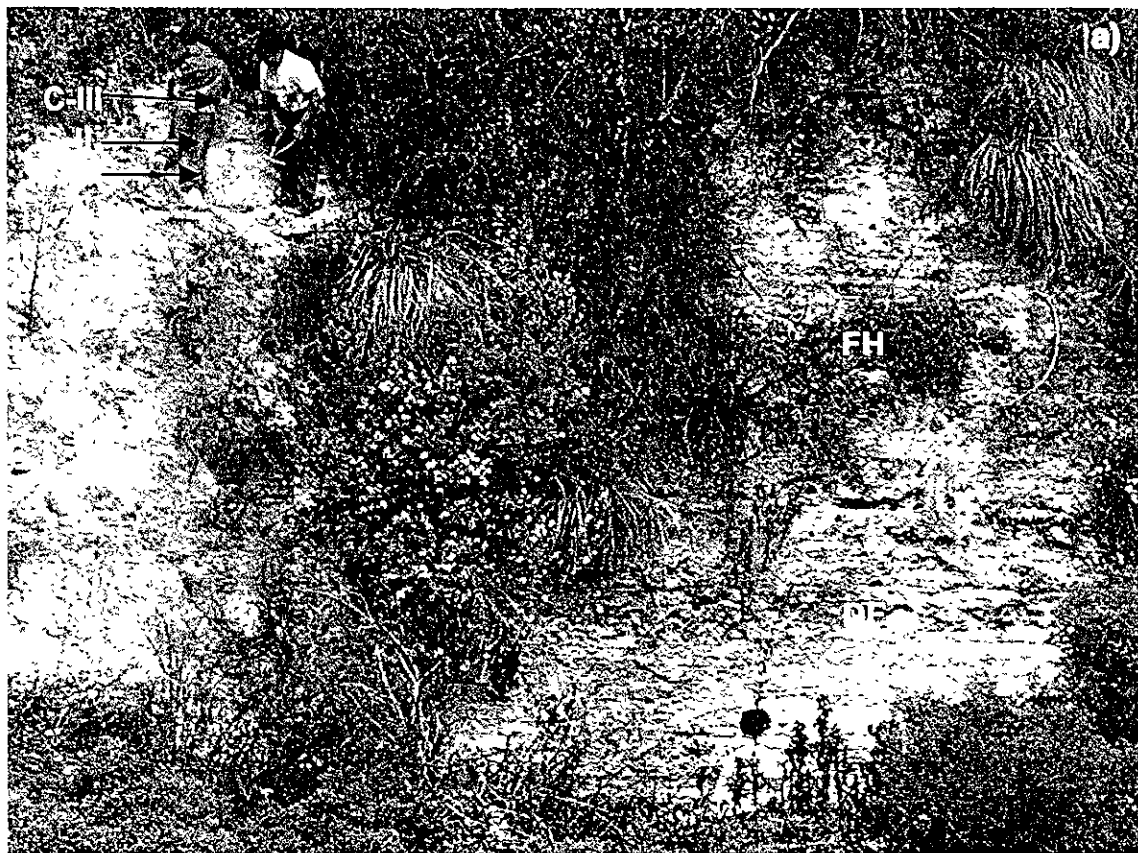


Figura 8. a) Vista general de la secuencia de flujos hiperconcentrados (FH) y flujos de escombros (DF) los cuales están cubiertos por los horizontes C-II, S-II, C-III y FB. b) Detalle de los depósitos de flujo hiperconcentrado y de escombros. Fotografías a y b tomadas en la sección 12 c) Fotografía de la sección 32 en donde se observa la relación entre la PBI y un flujo hiperconcentrado que subyace al horizonte C-II.

III.3 S-I: depósito de oleada piroclástica

El depósito se encuentra expuesto al sureste del volcán en las secciones 3, 9, 25, 31, 32, 45, y 73 (Fig. 3). El contacto con C-I es erosional (Figs. 4, 5 y 9). S-I es de color gris claro a ligeramente rosáceo, tiene un espesor máximo de 40 cm en la localidad Cieneguilla (31). Está formado por una parte basal laminada y una parte superior masiva. La parte basal se encuentra constituida por clastos redondeados de pómez (19%) y líticos subangulares (30%), del tamaño de la arena media, soportados por una matriz limo-arcillosa constituida principalmente por vidrio (49%) y cristales (2%). La parte superior es masiva; las fracciones gruesas se encuentran constituidas principalmente por líticos (29%) y pómez (34%), con diámetros promedio de los clastos de 1.5 y 0.5 cm, respectivamente, soportados por una matriz de arena fina a arcilla compuesta por vidrio (35%) y cristales (2%) (Fig. 9). En algunas secciones, como en la 73, se observan en la cima de este horizonte estructuras de deformación causadas por el impacto de fragmentos de pómez del horizonte C-II. En la sección 31, S-I está constituido por fragmentos del tamaño de la arena media. En la parte superior de S-I se observan capas que forman ondas amplias.

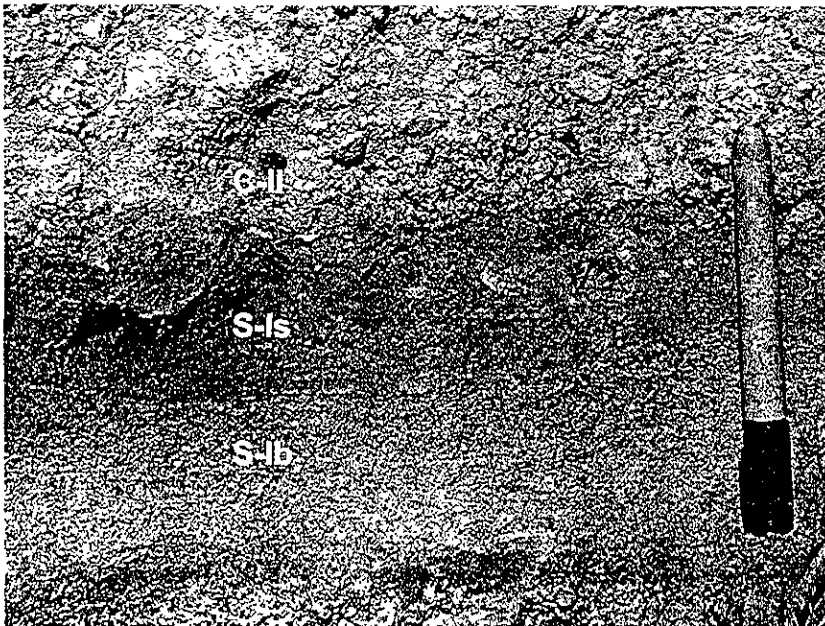


Figura 9. Detalle de la oleada piroclástica S-I en la sección 73. Se observa a la base del horizonte una parte laminar (S-Ib) seguida por una parte masiva (S-Ia). El marcador tiene una longitud de 15 cm.

III.4 C-II: depósito de caída

Este horizonte se observó al este y sureste del volcán. En la zona cercana los mejores afloramientos se encuentran en las localidades del Arroyo Cieneguilla (Fig. 3). C-II presenta un contacto inferior concordante con respecto al horizonte S-I o con respecto a dos depósitos de flujo de bloques y ceniza color gris o rosa (Figs. 4, 5 y 7). C-II es blanco, con clastos del tamaño de la grava, soportados grano a grano y gradación simétrica. Algunos de estos clastos con formas alargadas presentan una alineación preferencial hacia el este. El espesor máximo de C-II es de 97 cm con clastos del tamaño de la grava gruesa (estación 32, Fig. 8c). Este horizonte está constituido en un 55% por clastos angulosos de pómez (12 cm, máximo), 21% de vidrio, 19% de cristales y 5% de líticos (5 cm, máximo). Los clastos líticos se encuentran concentrados principalmente en la parte media del depósito. Los líticos son dacíticos color gris, porfídicos, con forma angular, y estructuras de flujo y alteración hidrotermal. La cima de este horizonte se caracteriza por contener partículas del tamaño de la arena media a fina, soportadas grano a grano, gradadas en forma normal, y por estar constituida principalmente por partículas de pómez (49%), cristales (31%), vidrio (16%) y líticos (4%) (secciones 3, 32 y 73). En la sección 31, C-II se presenta muy alterado. En su parte inferior el contacto es irregular y se observan fragmentos de pómez de este horizonte incrustados dentro de S-I.

III.5 S-II: depósito de oleada piroclástica

Este depósito está distribuido al sureste del volcán en donde sobreyace en forma erosiva al depósito C-II (Figs. 4, 5 y 10). El horizonte S-II es gris claro, con espesor irregular y estratificación cruzada. Está formado por varias capas. La parte basal está enriquecida en partículas de pómez con gradación inversa seguida por una parte laminar fina. En la localidad 32, el espesor observado fue de hasta 30 cm (secciones 3, 9, 32, 45 y 73; Fig. 8c). S-II está constituido principalmente por fragmentos de pómez redondeada (43%) y líticos (12%), soportados por una matriz de cristales (38%) y vidrio (7%) del tamaño de la arena fina. En algunas localidades la parte superior presenta estratificación cruzada con ángulos de hasta 13° con respecto a la horizontal. Probablemente, esta parte del horizonte fue parcialmente retrabajada por el viento (Fig. 10).

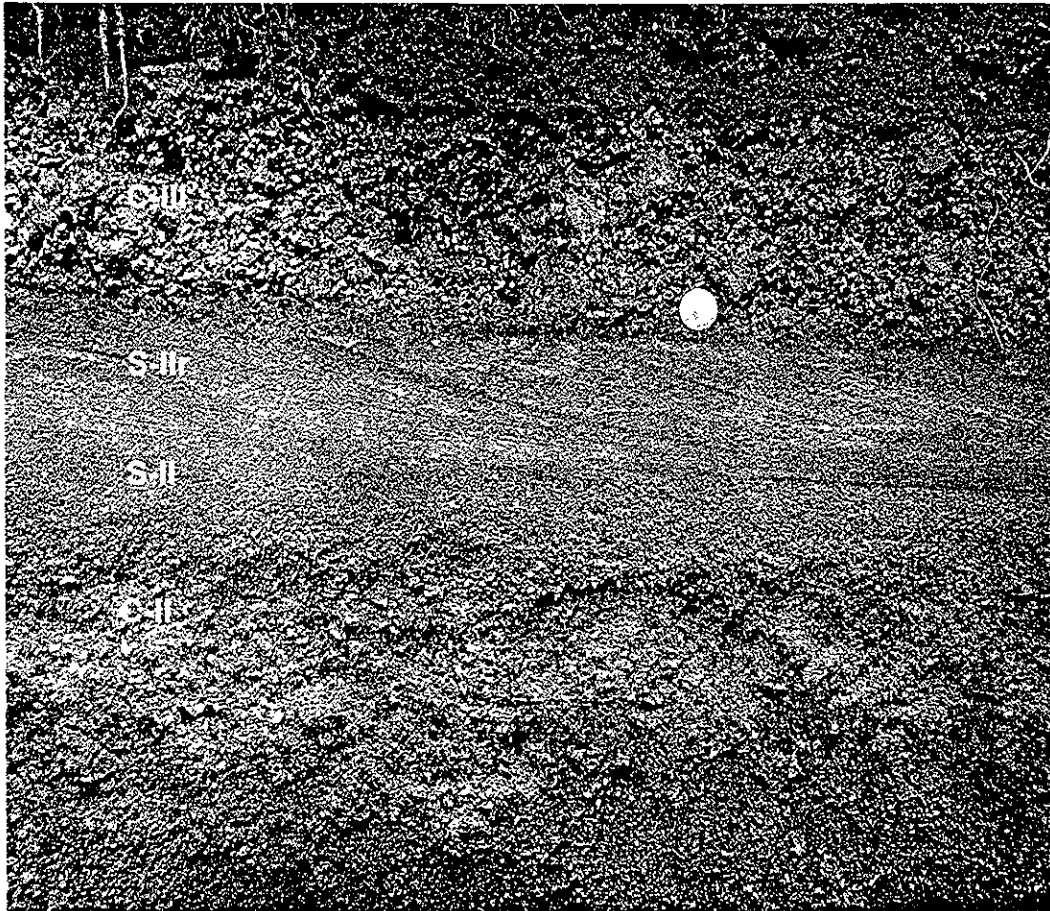


Figura 10. Aspecto de la sección 2 en donde aparecen los horizontes C-II con gradación normal en su cima, S-II con estratificación cruzada de ángulo alto, quizá localmente reabajado por el viento, y C-III con gradación normal de los clastos.

III.6 C-III: depósito de caída

Se distribuye principalmente hacia la porción sureste del volcán. El depósito se encuentra en contacto concordante sobre S-II (Figs. 4, 5, 7 y 11). Es gris claro, con gradación normal, contacto grano a grano y tiene un espesor máximo de 0.55 m. Se encuentra constituido por fragmentos de pómez (55%), cristales (28%), líticos (11%) y vidrio (6%). El diámetro máximo para los clastos de pómez es de 6.5 cm y de los líticos es de 4.5 cm. La parte basal de C-III está enriquecida en fragmentos de líticos grises, porfíricos, angulares y agrietados. Algunos líticos se encuentran silicificados e hidrotermalizados.



Figura 11. Fotografía de la sección 45 en donde se muestran los diferentes horizontes de la PBI. Se observa hacia la cima del afloramiento el horizonte S-III.

III.7 S-III: depósito de oleada piroclástica

Sobreyace una superficie erosional desarrollada en el depósito C-III (Figs. 4, 5 y 11). S-III es un depósito de color beige, con estratificación cruzada pobremente desarrollada que alcanza hasta 5 cm de espesor (sección 3). Está formado principalmente por fragmentos de pómez, vidrio, cristales y líticos del tamaño de la arena fina.

III.8 C-IV: depósito de caída

Sobreyace en contacto concordante a la capa S-III en las secciones 2 y 3 (Figs. 4, 5 y 11). C-IV es color gris claro, soportado grano a grano, con una gradación normal sutil de fragmentos de pómez (44%), líticos (14%), cristales (34%) y vidrio (4%). El espesor máximo de este depósito de 8 cm, observado en la sección 3. Los diámetros máximos de los clastos de pómez y líticos son de 5 y 2.5 cm, respectivamente

III.9 FB1, C-INT y FB2

Los depósitos FB1, C-INT y FB2 están distribuidos principalmente hacia la porción sureste del volcán (Figs. 4, 5, 8c y 12). Sobreyacen a diferentes unidades como la Secuencia Basal (SB) (García-Palomo et al., 2001), flujos de bloques y ceniza o cualquiera de los horizontes de caída y oleadas que componen la secuencia de la PBI. Los horizontes que sobreyacen a las unidades de flujo pueden ser: horizontes retrabajados a partir del material de la PBI y paleosuelos color marrón oscuro (sección 46), depósitos de flujos de detritos (sección 65) y la Pómez Toluca Superior.

FB1 y FB2 son dos unidades de flujo piroclástico color blanco, en ocasiones ligeramente rosáceo, con espesores promedio de 5 y 10 m, respectivamente. En la porción SE se localizan las zonas marginales de los depósitos de flujo (sección 55), en donde los depósitos tienen un espesor de 85 cm y están enriquecidos en partículas finas (sección 13).

La estructura de FB1 y FB2 es masiva. En ocasiones presenta tubos de desgasificación e imbricación de clastos en la dirección del flujo. Tanto FB1 como FB2 están constituidos por clastos subredondeados a redondeados de pómez hasta de 20 cm (24%), líticos juveniles vesiculares de 15 cm (31%) y líticos accidentales (9%) grises y rojos, en una matriz del tamaño de la arena media a fina constituida por vidrio (7%) y cristales (29%). La pómez es blanca, fibrosa, con vesículas alargadas y fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda y biotita. Los depósitos contienen dos tipos de líticos juveniles: unos con color gris claro homogéneos y otros bandeados con franjas de color gris claro y gris oscuro, poco vesiculares. La matriz se encuentra formada por fragmentos de vidrio, pómez y cristales. El espesor llega a ser hasta de 20 m, tanto en afloramientos cercanos como distantes. Estas unidades contienen pedazos de troncos de árboles y fragmentos diseminados de carbón de donde se obtuvieron los fechamientos reportados en la sección 32.

Las dos unidades de flujo se encuentran separadas por un horizonte masivo (C-INT) color gris claro, con un espesor de hasta 17 cm en la sección 30. Se encuentra constituido por clastos de pómez (10 cm) y líticos angulosos (3 cm), soportados grano a grano. Este horizonte fue observado únicamente en las secciones 30 y 97.

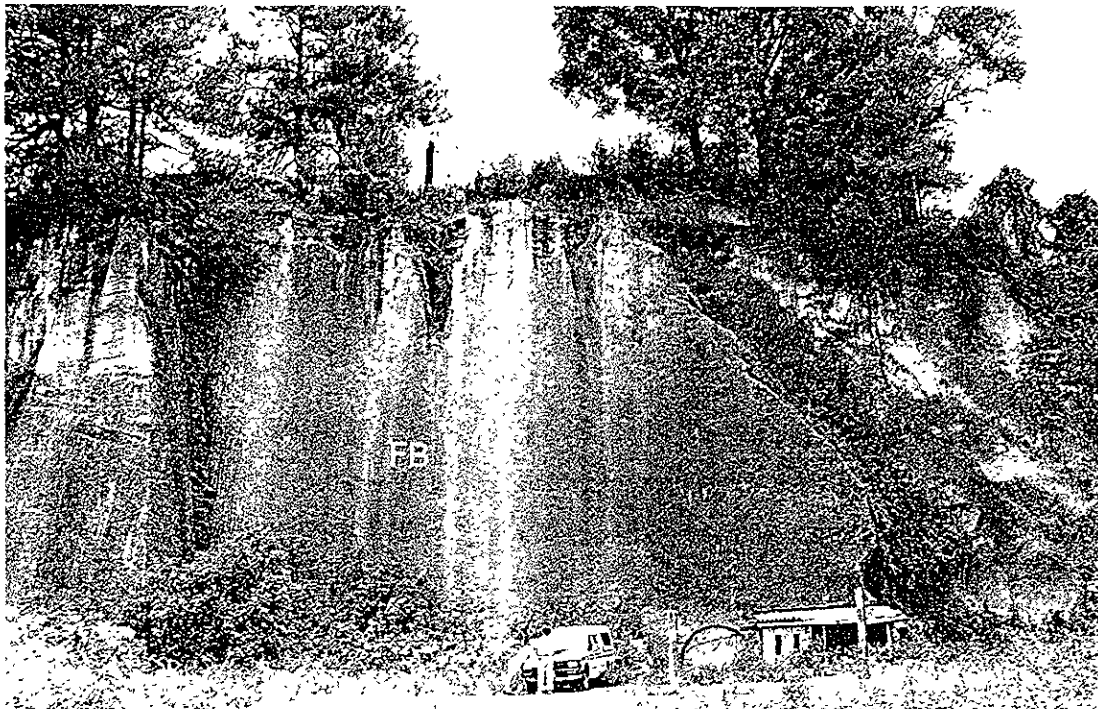


Figura 12. Vista del depósito de flujo blanco (FB) tomada en la sección 26 en donde alcanza un espesor aproximado de 15 m.

CAPÍTULO IV ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS

Para el análisis sedimentológico de los depósitos de la PBI, se tomaron 61 muestras, correspondientes a veinte localidades (Fig. 3). Estas muestras fueron secadas en un horno eléctrico durante 24 horas a una temperatura de 60°C. Posteriormente fueron tamizadas en un juego de mallas de -6 a 4 ϕ a intervalos de 1 ϕ . Las fracciones obtenidas fueron pesadas en una balanza analítica. No se analizaron las fracciones menores a 4 ϕ , sin embargo, se tomó en cuenta la proporción de estas fracciones finas. Se calcularon para todas las muestras la mediana del diámetro de grano (Md_{ϕ}) y su clasificación (σ_{ϕ}) parámetros propuestos por Inman (1952). Estos parámetros se obtuvieron a partir de la información de las curvas acumulativas. Los histogramas de frecuencia que se presentan a continuación pertenecen a la sección tipo Tlanixco 3.

IV.1 DESCRIPCION

Para describir de manera general el comportamiento sedimentológico de todos los horizontes se utilizó el gráfico de Md_{ϕ} vs. σ_{ϕ} (Fig. 13) en donde se muestran los campos característicos para depósitos de caída, oleada y flujo piroclásticos propuestos por Walker (1971). En general, los depósitos de caída presentan un rango de variación de Md_{ϕ} entre -4 y 0 ϕ y un intervalo en la clasificación de moderada a pobre (σ_{ϕ} : 1 – 2.5). Los depósitos de oleada piroclástica presentan una variación de Md_{ϕ} entre 0.5 y 4 ϕ con una clasificación de buena a pobre (σ_{ϕ} : 0.5 – 3), y finalmente el diámetro mediano de grano para los depósitos de flujo piroclástico varía entre -1 y 1.5 ϕ , con clasificación pobre (σ_{ϕ} : 2.5- 4).

IV.1.1 C-I: depósito de caída

El horizonte de caída C-I tiene una curva unimodal desplazada hacia la fracción fina del diagrama, en donde el pico principal se encuentra en la fracción -2 ϕ (muestra 3-A, Fig. 14). El Md_{ϕ} es de -1.9 ϕ y tiene una clasificación moderada (σ_{ϕ} =1.7).

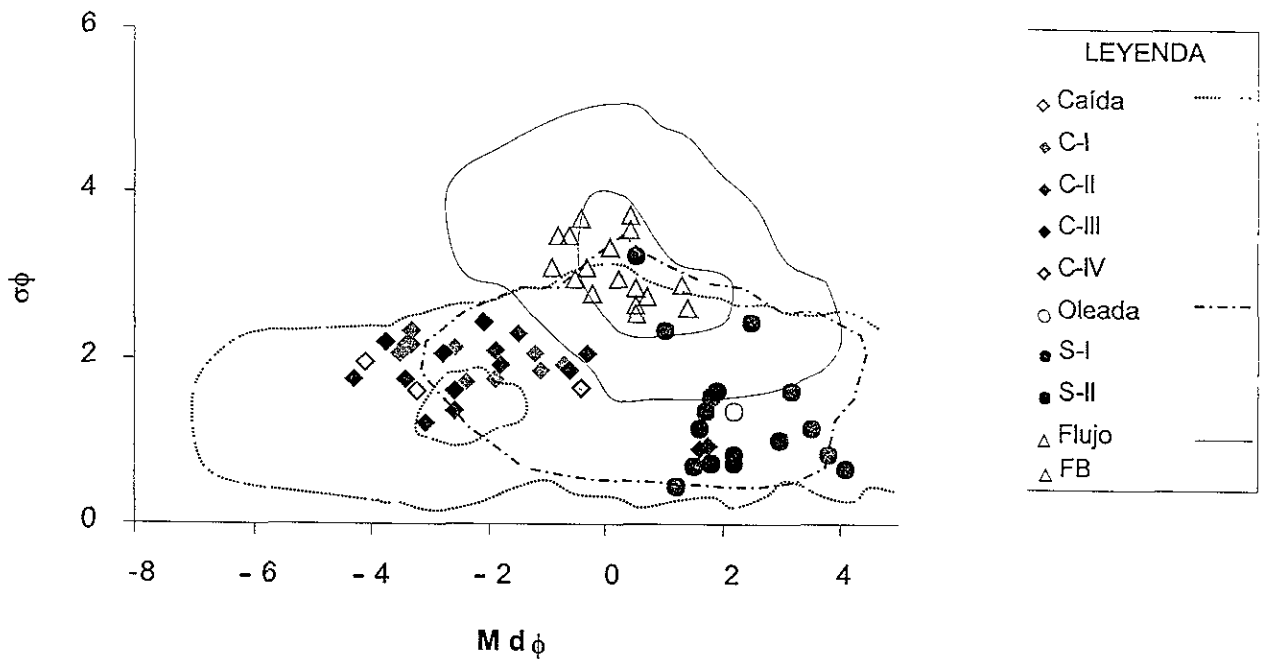


Figura 13. Diagrama $Md\phi$ vs. $\sigma\phi$ que muestra la distribución de las diferentes unidades que componen la secuencia de la Pómez Blanca Intermedia. Las líneas sobrepuestas representan los diferentes campos característicos para depósitos de caída, oleada y flujo piroclástico (Walker, 1971).

IV.1.2 S-I: depósito de oleada piroclástica

Este horizonte de oleada piroclástica presenta dos porciones con características granulométricas distintas (Fig. 14). El histograma de la porción basal del depósito con estructura laminada (muestra 3-B), presenta una curva unimodal con un pico principal en $>4\phi$, diámetro medio de 1.2ϕ , y tiene una buena clasificación ($\sigma_\phi=0.5$). La gráfica para la parte superior del horizonte presenta una curva unimodal enriquecida hacia las porciones finas con un pico principal en 4ϕ (muestra 3-C), con diámetro mediano de 3.8 y con una buena clasificación ($\sigma_\phi=0.9$).

IV.1.3 C-II: depósito de caída

Este horizonte de caída presenta en los afloramientos una población de pómez del tamaño de grava que es soportada por otra población de pómez de menores dimensiones. Para la parte que presenta una gradación que varía de inversa a normal el histograma de frecuencia tienen una distribución bimodal (muestra 3-D), con picos en -2ϕ y 2ϕ (Fig. 14), con un diámetro mediano de -1.5ϕ y una clasificación pobre $\sigma_\phi=2.5$. La porción superior del horizonte (muestra 3-E) presenta una gradación normal con distribución unimodal y un pico principal en 2ϕ , con un diámetro mediano de 1.8ϕ , y una clasificación buena de $\sigma_\phi=0.8$.

IV.1.4 S-II: depósito de oleada piroclástica

Esta capa con estratificación cruzada, es caracterizada por una distribución unimodal asimétrica hacia las fracciones más finas (muestra 3-F), con un pico en 4ϕ , diámetro mediano de 4.1ϕ y una clasificación de $\sigma_\phi=0.7$ (Fig. 14).

IV.1.5 C-III: depósito de caída

Horizonte de caída que presenta una ligera gradación normal (Fig. 14). El histograma de frecuencia para la muestra 3-G tiene una distribución polimodal, con enriquecimiento en las fracciones -6 , -4 , y 2ϕ , con asimetría hacia las fracciones gruesas. El diámetro mediano de la unidad corresponde a -3.8ϕ y presenta una clasificación pobre de $\sigma_\phi=2.4$.

IV.1.6 C-IV: depósito de caída

Horizonte de pómez de caída tiene una curva unimodal, con un pico principal en la fracción -1ϕ (Fig. 14). Es muy asimétrica hacia las partículas finas. El diámetro mediano es de -0.4ϕ y tienen una clasificación moderada ($\sigma_\phi=1.6$).

IV.1.7 FB: depósito de flujo piroclástico

El histograma para la muestra 3-B presenta una curva polimodal con enriquecimiento en las fracciones gruesas en -4 y -2ϕ y hacia las fracciones finas en 2ϕ . Está muy mal clasificado ($\sigma_\phi=3.7$), con un diámetro mediano de -0.4ϕ (Fig. 14).

En la figura 15 se muestran 5 histogramas distribuidos sobre un perfil topográfico a lo largo del depósito FB. En este diagrama se observa una disminución del porcentaje en peso de las fracciones gruesas conforme aumenta la distancia al volcán (de 39% a 31 %), mientras que el porcentaje en peso de las fracciones finas aumenta con la distancia de manera proporcional.

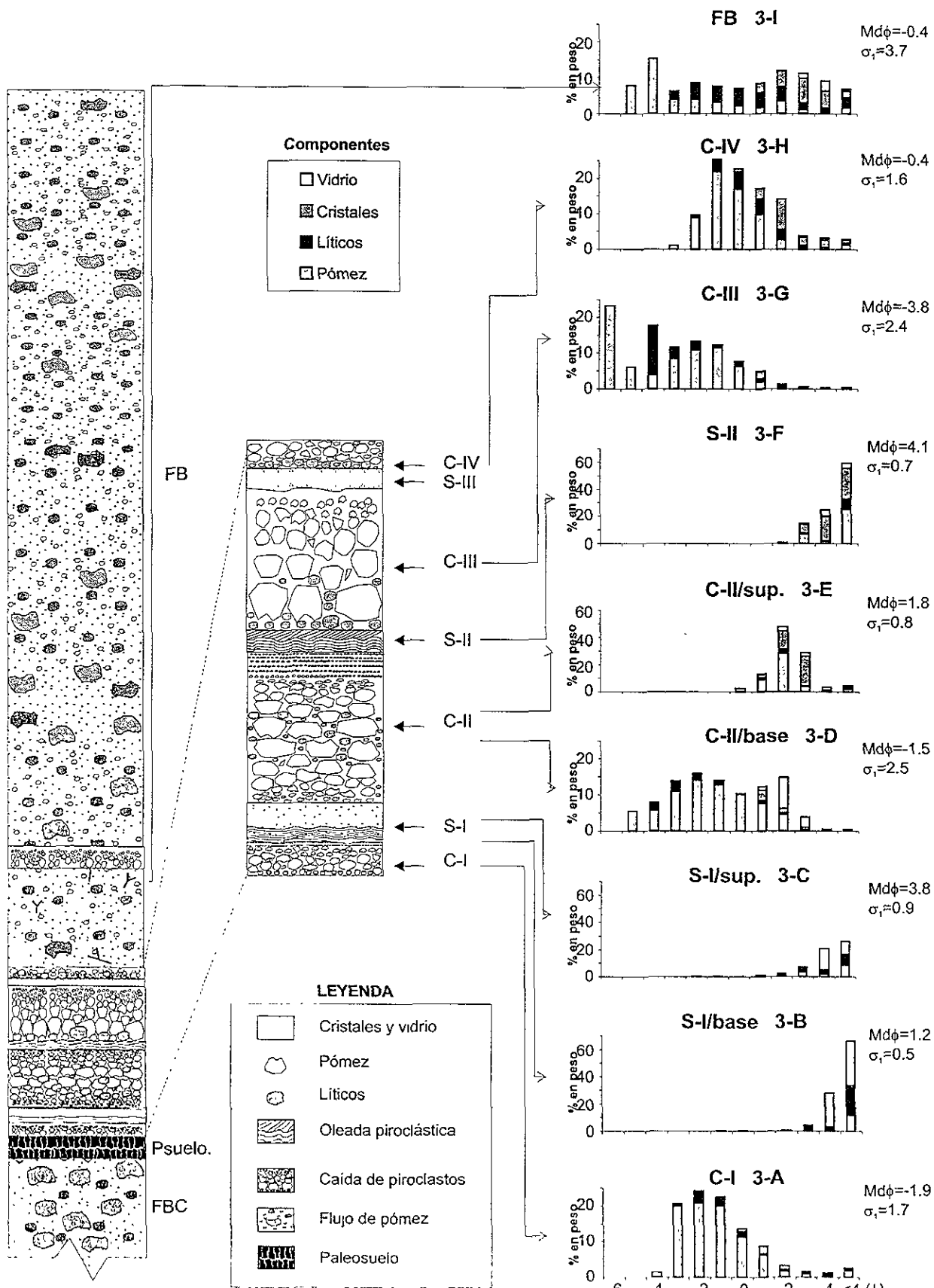


Figura 14. Análisis sedimentológicos y de componentes de los diferentes horizontes de pómez de caída, oleadas y flujos piroclásticos.

IV.2 INTERPRETACION

Si consideramos únicamente la posición estratigráfica y las características granulométricas de los horizontes de caída, se puede apreciar que el diámetro mediano $Md\phi$ aumenta de C-I (-1.9ϕ) a C-III (-3.8ϕ) para después disminuir en C-IV (-0.4). Estos números implican de manera general que la energía liberada durante la generación de las columnas eruptivas que emplazaron a estos horizontes aumentó paulatinamente con el tiempo.

La clasificación pobre de los horizontes C-II y C-III y la distribución bimodal observada en los histogramas de frecuencia es poco usual para depósitos de caída. Esto puede deberse a dos procesos diferentes o a la combinación de ambos. Uno de estos mecanismos puede ser la formación y caída prematura de finos por agregación, tal como se ha documentado en otros depósitos de caída de piroclastos en el mundo. Un ejemplo de ello es la erupción de 1980 del Monte Santa Elena, E.U.A. (Brazier et al., 1983; Sparks et al., 1981). Esta erupción se caracterizó por un grado alto de fragmentación del magma inducido por actividad hidromagmática (Brazier et al., 1983). Sorem (1982) sugirió que la formación de estos agregados depende de la humedad, interacción mecánica y/o atracción electrostática entre las partículas. Carey y Sigurdsson (1982) notaron, en los depósitos del Santa Elena, que el reconocimiento de los agregados diminutos de ceniza en el registro geológico sea inhibido por su preservación pobre y el retrabajo rápido de la ceniza distante. Este fenómeno, por lo tanto, afecta el área de influencia de la caída de ceniza, reduciéndola y como consecuencia reduciendo también la cantidad de partículas finas dentro de los depósitos. Esto se ve reflejado en la multimodalidad del tamaño de grano, la clasificación pobre y "coarse-tail grading" de los depósitos de caída (Carey y Sigurdsson, 1982), tal y como se presenta en los horizontes C-II y C-III de la PBI. Un rasgo significativo es que el horizonte de oleada piroclástica S-I ($Md\phi = 1.2 - 3.8$), interestratificado entre los horizontes de caída C-I y C-II, presenta agregados de partículas finas, lo cual indica que en esta fase de la erupción tuvo lugar un evento de tipo hidromagmático. Por ejemplo, los depósitos de oleadas piroclásticas de Zuni Salt Lake en New Mexico, E.U.A., contenían de manera significativa más ceniza fina que los depósitos de caída (Fisher y Waters, 1970; Wohletz y Sheridan, 1983). La presencia de vapor de agua durante esta fase hidromagmática apoya la teoría de que los agregados finos pudieron adherirse a las partículas más gruesas en la columna eruptiva.

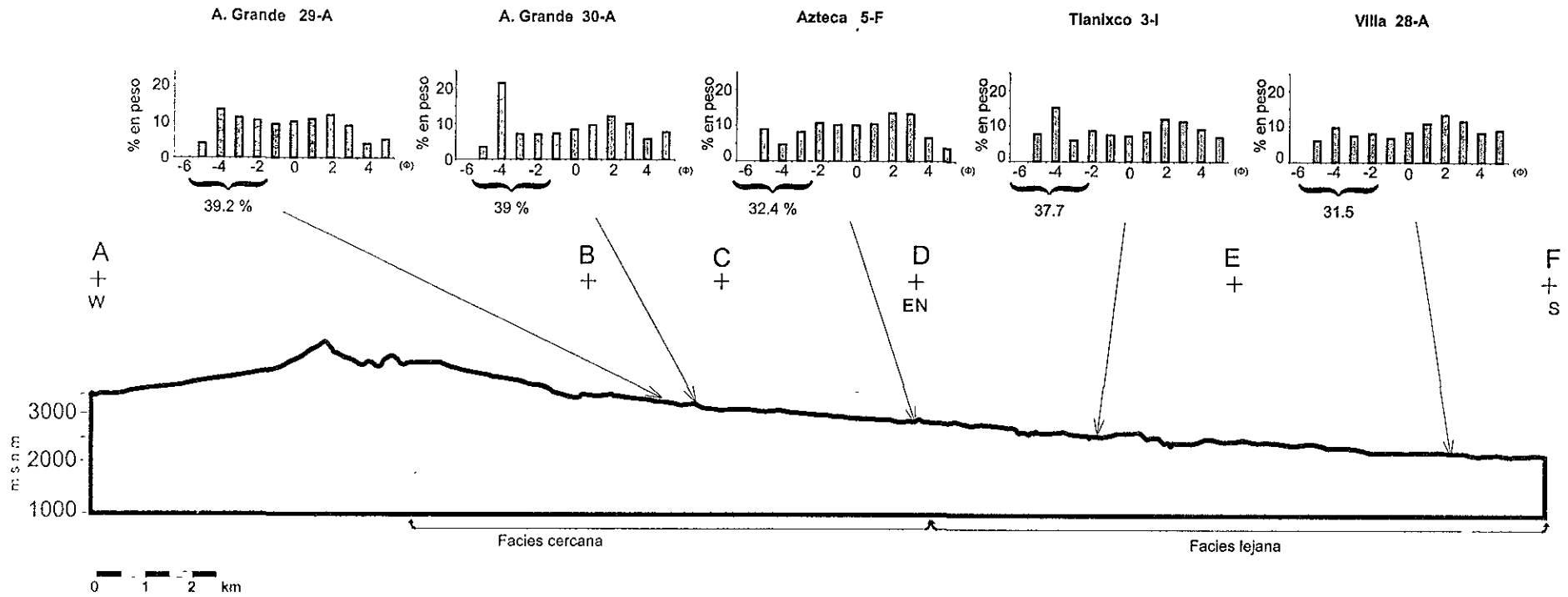


Figura 15. Perfil compuesto del Volcán Nevado de Toluca mostrando la granulometría del FB perteneciente a la secuencia de la Pómez Blanca Intermedia. La localización de esta sección aparece en la figura 3.

El segundo mecanismo que puede explicar la bimodalidad de los horizontes de caída C-II y C-III puede estar ligado al retrabajo parcial de los depósitos debido a la acción de vientos dominantes en el momento de la erupción. Varios indicios que apuntan hacia esta hipótesis son: la burda alineación de los clastos de pómez dentro de los depósitos de caída C-II, la estratificación de ángulo alto en el horizonte S-II y la distribución alargada de las isoplefas e isopacas de los horizontes (véase capítulo VII).

Los histogramas de frecuencia de los flujos piroclásticos son típicamente bimodales con abundancias máximas en las fracciones gruesas -4ϕ y finas 2ϕ , para la parte cercana del depósito (Fig. 15). En la transición entre la zona cercana y la distante del depósito, los histogramas de frecuencia tienen una distribución polimodal, con picos principales para la muestra 5-F en -5ϕ y -2ϕ en los tamaños gruesos y de 2ϕ en las fracciones finas (Fig. 15). Este comportamiento en las curvas de distribución pudo haber sido ocasionado por un cambio drástico, de casi 90° en la dirección del flujo, a 10.5 km de la fuente. En esta región el curso de la barranca cambia abruptamente al encontrar una barrera topográfica formada por las lavas de la Secuencia Basal (García-Palomo, 2001). Al momento de emplazarse los flujos piroclásticos cambiaron abruptamente su dirección de transporte de sureste a sur (Fig. 3). En los depósitos de la zona distante se presentan nuevamente los picos en -4 y 2ϕ ; sin embargo, se observa una disminución en el contenido de las fracciones gruesas con la distancia al cráter aumenta (de 39% a 31%), mientras que el contenido de partículas finas creció ligeramente. Esto se debe a que los fragmentos de pómez tienen una resistencia mecánica menor, por lo que pueden reducirse en tamaño por fragmentación mecánica a lo largo del flujo, causando de esta forma una preponderancia de polvo de pómez en las fracciones finas del depósito (Walker, 1972; Fisher y Schmincke, 1984).

CAPITULO V

ANÁLISIS MORFOLÓGICO DE LAS PARTÍCULAS POR MEDIO DEL MICROSCÓPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO

Para el análisis morfológico se estudiaron 142 partículas de cada uno de los horizontes de caída y flujos de las secciones Tlanixco 3 y Cieneguilla 32. Después del análisis de componentes (ver preparación de muestras en Apéndice I) se seleccionaron con el microscopio estereoscópico los productos juveniles como vidrio, cristales, líticos y agregados entre 500 y 62.5 μm (1-4 ϕ). Las partículas fueron montadas por tamaño y tipo en un cilindro de aluminio, posteriormente se adhirieron a una cinta de carbón con doble adhesivo, y se recubrieron después con una capa de grafito como material conductor. Finalmente, las partículas fueron observadas en el microscopio electrónico de barrido (MEB) Jeol JSM-35C del Instituto de Geología de la UNAM, el cuál se encuentra acoplado a un equipo de energía dispersiva Tracor Northern. Durante los análisis se trabajó a una distancia de 39 mm, con un voltaje de aceleración de 15 keV, con una inclinación de 0°, y con un diámetro del haz de electrones de 100 μ .

V.1 PARTÍCULAS DE PÓMEZ

Las partículas de pómez son color gris claro y se caracterizan por ser altamente vesiculares (Fig. 16). Las vesículas van de subsféricas para los horizontes C-I y C-II a (Fig. 16 C-Ia) tubulares para los horizontes C-III, C-IV y FB (Fig. 16 C-IIIId, C-IVe y C-IVf). Comúnmente las vesículas están intercomunicadas (Fig. 16 C-IIIc). El diámetro de las vesículas varía entre 3 y 10 μm . Las paredes de estas vesículas tienen un espesor que varía entre 1 y 2 μm . Se observan también minerales secundarios cristalizados de la fase de vapor pegados a las paredes de las vesículas, sobre todo esferas de cristobalita (Fig. 16 C-Ivf). Estos minerales secundarios son muy comunes en los horizontes C-I y C-II. Sin embargo, en los horizontes C-III, C-IV y FB la cantidad de minerales secundarios es un poco menor (Fig. 16 C-IIb, C-IVd).

Los fenocristales contenidos en la matriz vítrea vesiculada, de las pómez, son generalmente de anfíbol, piroxeno, plagioclasa, biotita y titanomagnetita; todos son euedrales y la mayoría de ellos están recubiertos por una película de vidrio vesicular o "bubble-wall". Sin embargo, de los horizontes C-III al FB los cristales de piroxeno no tienen una cantidad importante de vidrio adherido a la superficie (Figs. 16 C-Ib y C-IVe).

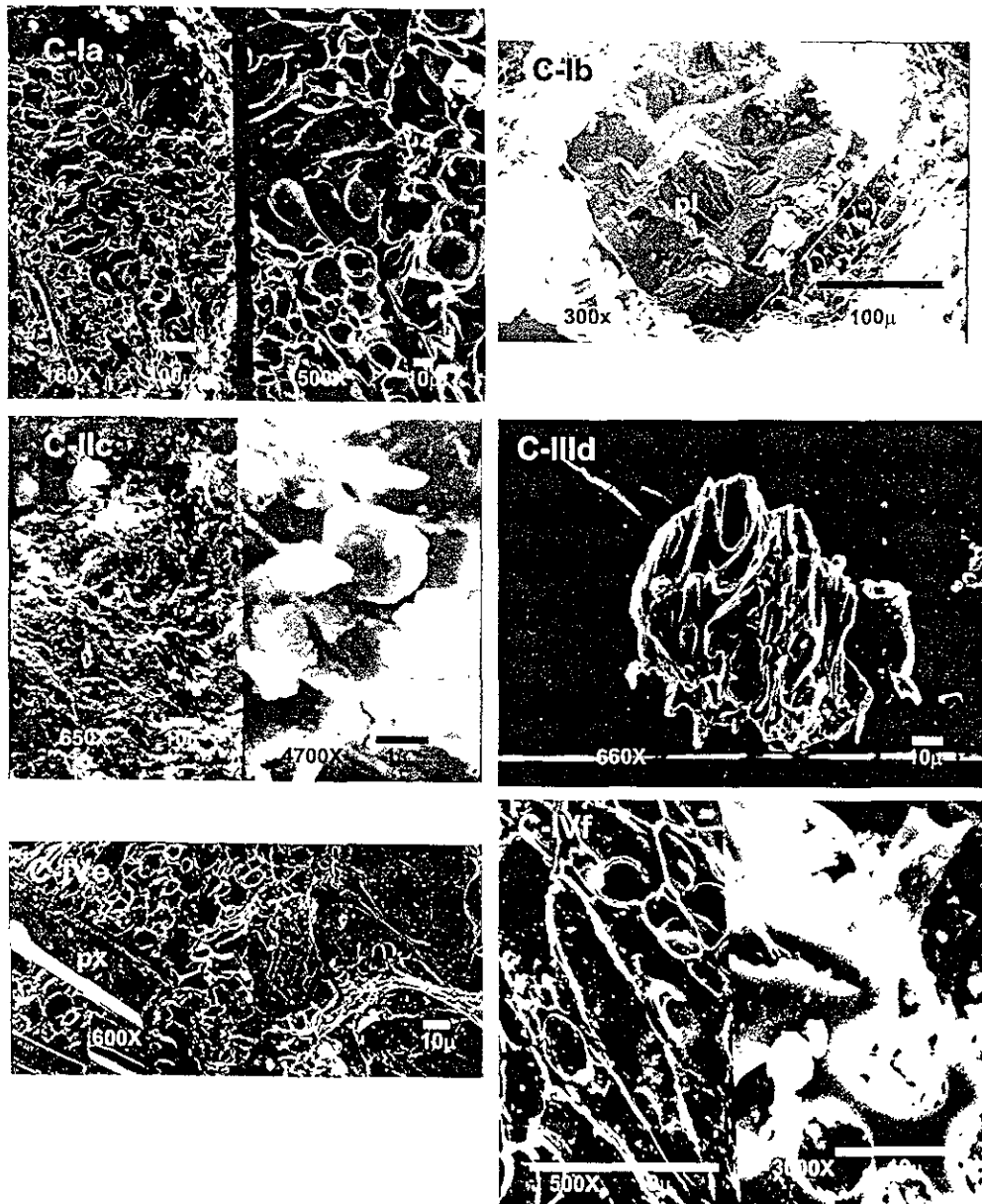


Figura 16. Imágenes del MEB de las unidades piroclásticas de caída. En las etiquetas la primera letra antes del guión indica el tipo de depósito; el primer número después del guión indica el nivel estratigráfico; y la letra minúscula muestra las diferentes fotografías (por ejemplo: C-Ia corresponde a una muestra del horizonte C-I). C-Ia) Pómez altamente vesiculada con esferas, las cuales son el resultado de la vesiculación. C-Ib) Vesiculación radial con respecto a un cristal de plagioclasa (pl) y textura de "buble wall", en la esquina inferior derecha de la fotografía. C-IIc) Detalle de los minerales secundarios como cristobalita que rellenan las vesículas. C-IIIc) Fragmento con vesículas coalescentes alargadas. C-IVe) Vesiculación radial a los cristales de piroxeno (px). C-IVf) Detalle de vesículas tubulares, rellenas de minerales secundarios como la cristobalita

La morfología de las partículas de los depósitos de flujo piroclástico S-I, S-II y FB es muy característica. El horizonte S-I presenta vidrio con formas isométricas y vesículas poco desarrolladas según la terminología de Sheridan y Marshall (1983) (Fig. 17 S-Ia). Algunas partículas presentan rasgos claros de abrasión sufrida durante el transporte (Fig. 17 S-Ib). Otras partículas tienen forma de coliflor con grietas de deshidratación (Fig. 17 S-Ic, S-IId). El horizonte S-II presenta partículas con formas isométricas y esferas e hilos de vidrio (Fig. 17 S-IIe y f); en este horizonte también se pueden observar partículas con grietas de deshidratación y abundantes cristales de cristobalita relleno de vesículas. Las partículas del horizonte FB tienen vesículas con formas de ovoides a alargadas (18 FBa); otras, tienen forma de coliflor (18 FB by c); y algunas, muestran rasgos claros de abrasión debido al transporte (Fig. 18 FBd).

V.2 INTERPRETACIÓN

La vesiculación radial en los cristales de la PBI es muy común, sobre todo en los niveles C-I y C-II. Sin embargo, solo en algunos cristales de piroxeno de los horizontes C-III, C-IV y FB esta textura no es tan evidente. Esto puede deberse a que los eventos, que originaron estos últimos niveles, contenían menor cantidad de gases y de vapor de agua. Esta interpretación es apoyada por la disminución de la alteración por fase de vapor en estos horizontes, como fue reportado en Chaos Crags, California (Heiken y Eichelberger, 1980). En los depósitos de Chaos Crags, antes de la nucleación y el crecimiento de las vesículas, el líquido y los cristales se encontraban en equilibrio térmico (Heiken y Eichelberger, 1980). Según estos autores, cuando comienza la vesiculación el líquido se enfría por expansión adiabática. Si la vesiculación es rápida la diferencia de temperaturas entre los fenocristales y el líquido que los rodea es suficientemente grande para que el vapor de exsolución, cercano a la interfase cristal-líquido, se concentre cerca de los cristales. Por este motivo, las vesículas radiales pueden ser el resultado de la superficie de ebullición, patrón que es raramente deformado por el ascenso del magma (Heiken y Eichelberger, 1980).

La vesiculación del magma durante las primeras fases de la erupción desarrolló vesículas ovoidales; pero durante la fase final, que emplazó al horizonte FB, el magma desarrolló vesículas alargadas. En algunos horizontes como el S-I, se presentan partículas isométricas con vesículas poco desarrolladas.

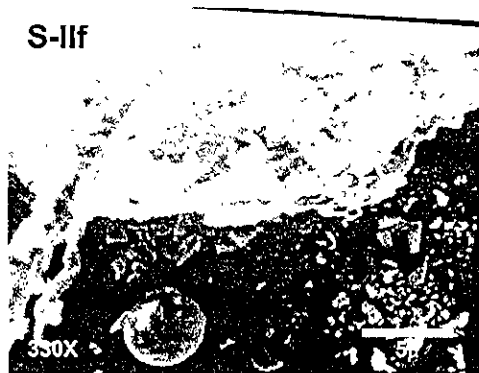
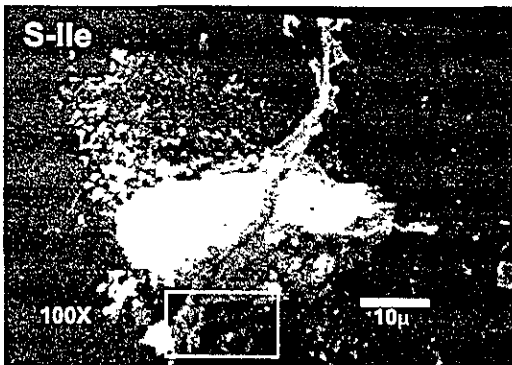
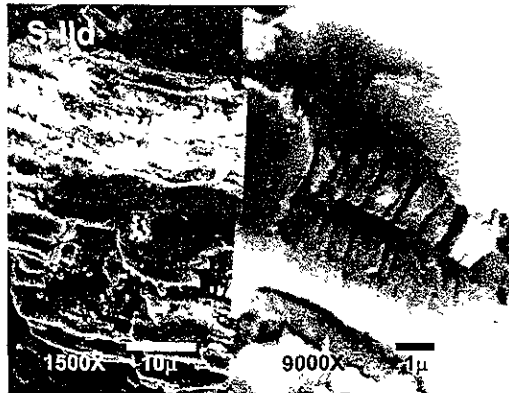
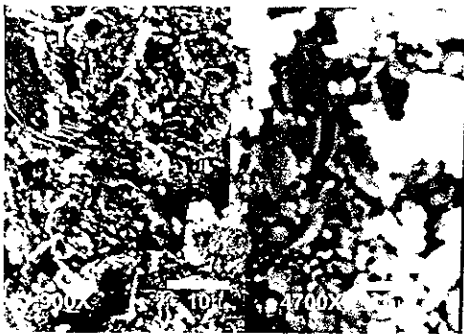
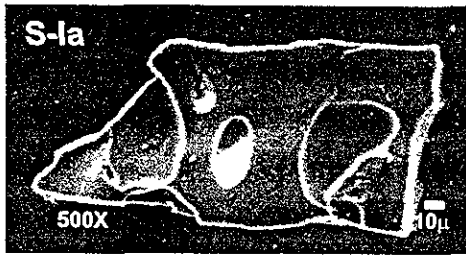


Figura 17. Microfotografías tomadas con el MEB. S-la) Partícula de vidrio en forma isométrica pobremente vesiculada. S-lb) Partícula con fracturas concoidales. S-lc) Agregados en forma de coliflor con rasgos de deshidratación. S-lld) Fracturas de deshidratación en una partícula de vidrio. S-lle y f) Partículas en forma de esferas e hilos de vidrio.

La presencia de clastos vesiculares en oleadas y flujos piroclásticos es un rasgo común (Komorowski, 1988; 1991), ya que la fragmentación del magma puede suceder en cualquier momento, antes o después del comienzo de la vesiculación del magma (Self y Sparks, 1978).

El horizonte S-II también presenta partículas isométricas con vesículas alargadas y además partículas esféricas e hilos de vidrio. La morfología en bloques, con vesiculación cortada, hilos y esferas, es un rasgo típico generado por del contacto entre el magma y el agua, lo cual es indica la ocurrencia de episodios de hidromagmatismo durante la erupción de la PBI (Heiken, 1972; Wohletz, 1983; Heiken y Wohletz, 1991).

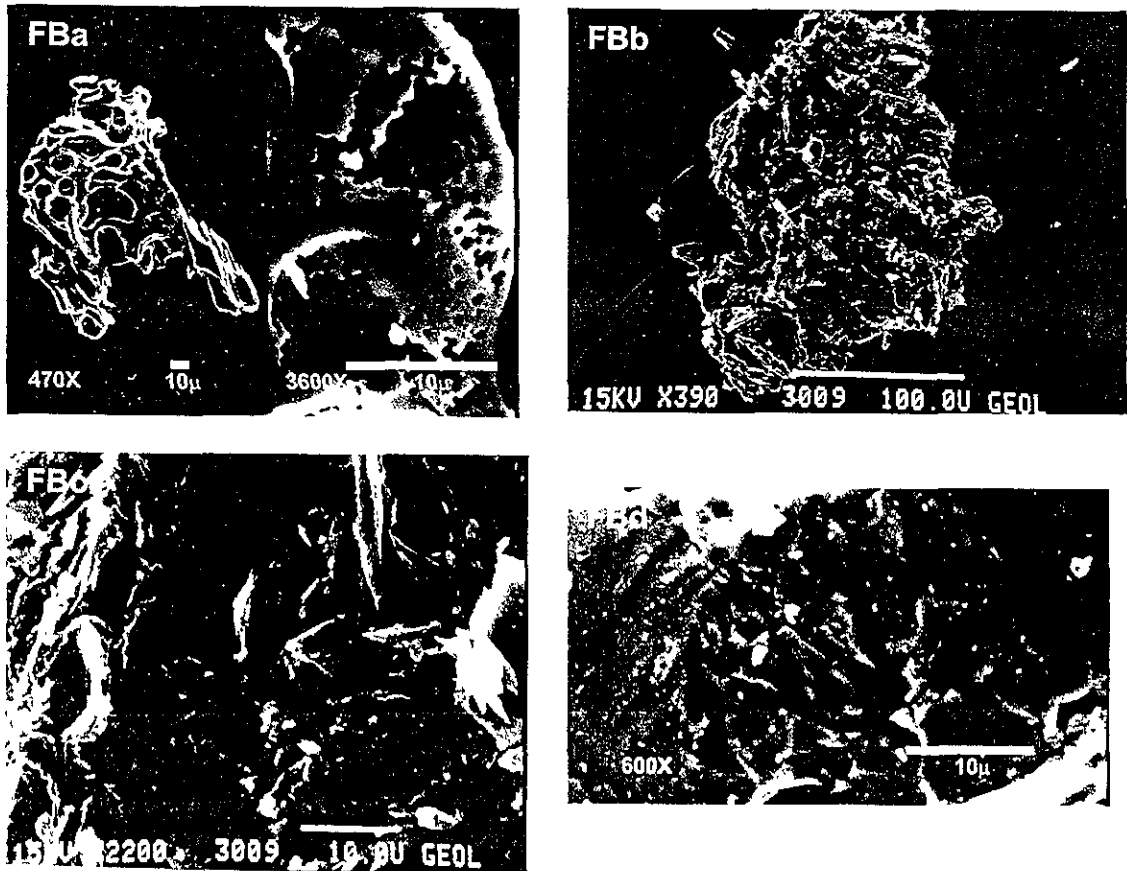


Figura 18. Imágenes del MEB del FB. FBa) Partícula con vesículas ovoidales; FBb y FBc) Partículas en forma de coliflor y FBd) Rasgos de abrasión en las partículas debido al transporte.

CAPITULO VI

ANÁLISIS DE DENSIDAD DE LAS PARTÍCULAS E ÍNDICE DE VESICULARIDAD

Cuatro muestras de los horizontes C-I, C-II, C-III y FB de la PBI fueron seleccionadas para medir la densidad de las partículas de pómez en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las muestras fueron secadas en el horno eléctrico, a una temperatura de 60°C durante 24 horas; posteriormente fueron tamizadas a intervalos de -6 a 4ϕ (64 mm-62.5 μ m). El número total de partículas analizadas fue 618, correspondientes a las fracciones -5 , -4 y -3ϕ (32-8 mm). Posteriormente estas fracciones fueron lavadas con agua para quitar el exceso de polvo y se secaron durante 48 horas en un horno eléctrico a una temperatura de 60°C. Cada muestra fue pesada en una balanza analítica de dos dígitos decimales. Para poder medir el volumen de los clastos cada partícula fue saturada previamente sumergiéndola en agua hasta que el clasto se hundiera en el fondo del recipiente. Posteriormente, se midió el volumen de las partículas en una probeta, utilizando el volumen inicial de agua en la probeta (v_i) menos el volumen desalojado por la partícula (v_f), obteniendo de esta forma el volumen de la partícula ($v_p = v_f - v_i$). Al tener estos datos se calculó directamente la densidad (ρ) para cada clasto, utilizando la formula $\rho = w/v_p$, donde w es el peso de la muestra que es numéricamente igual a su masa. Los datos fueron agrupados en rangos de 0.1 g/cm³ y las frecuencias de densidades fueron normalizadas al 100% para cada muestra. Posteriormente, se graficó el porcentaje de muestras para cada rango de densidad en un histograma de frecuencia y se calculó la media aritmética y la moda de la densidad. El volumen de vesículas fue calculado con base en el análisis petrográfico de las secciones delgadas (Capítulo V).

Para obtener el índice de vesicularidad se utilizó la formula propuesta por Houghton y Wilson (1989): $V(\%) = [100(RDE-DC)]/RDE$; donde V es el porcentaje de vesicularidad, RDE es el volumen equivalente de roca densa y DC es la densidad de los clastos para cada horizonte. El índice de vesicularidad es el valor derivado de la media aritmética de las densidades de los clastos. Los rangos de vesicularidad son los valores extremos de vesicularidad en el total de la muestra (Houghton y Wilson 1989).

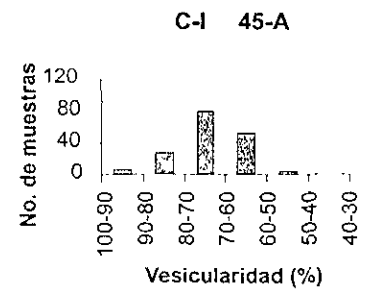
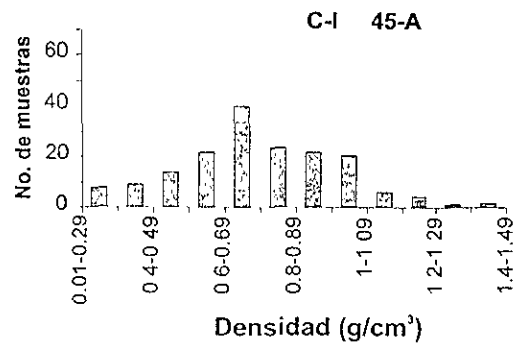
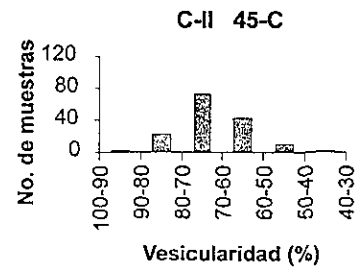
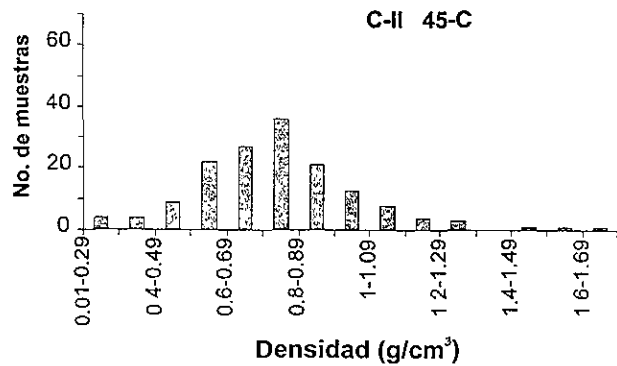
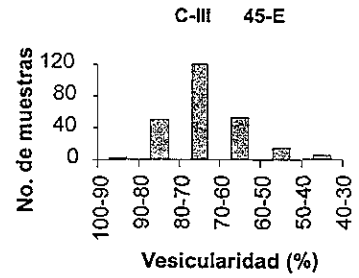
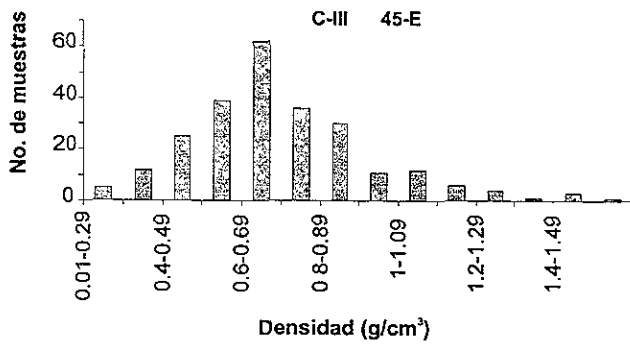
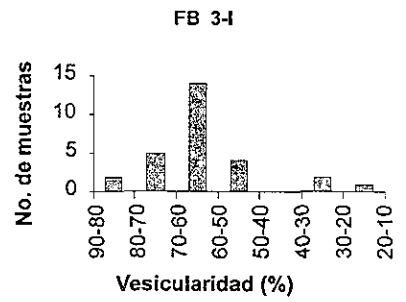
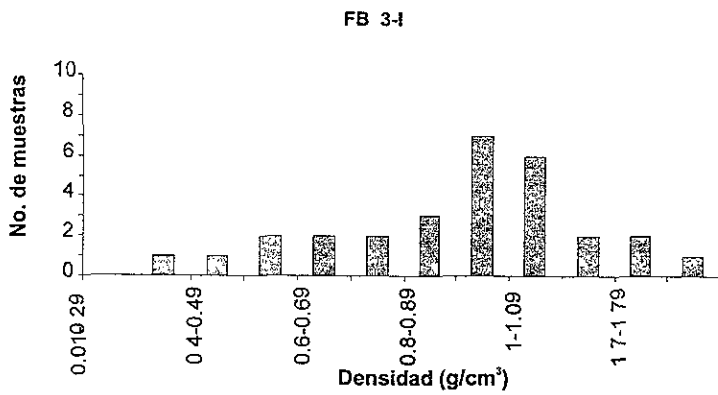


Figura 19 Histogramas de densidades y vesicularidad para diferentes unidades de la PBI.

VI.1 DENSIDAD DE LAS PARTÍCULAS E ÍNDICE DE VESICULARIDAD

Para el horizonte C-I el pico principal en el histograma de densidades se encuentra en 0.6-0.69 g/cm³ y la media aritmética de la densidad es de 0.70 g/cm³ (Fig. 19). El índice de vesicularidad (72%) indica clastos de pómez altamente vesiculares, con un rango de vesicularidad entre 99-22% y moda en el rango de 80-70% (Fig. 19, Tabla 2).

Para el horizonte C-II la moda de la densidad se encuentra en el rango de 0.7-0.79 g/cm³ y la media aritmética de la densidad es de 0.78 g/cm³ (Fig. 19). El índice de vesicularidad es de 70% lo cual sugiere pómez altamente vesiculares con moda de 80-70% y un rango de vesicularidad de 94 a 38 %. También se midió la densidad de los clastos que componen esta unidad, los cuales tienen una densidad media de 2.25 g/cc y vesicularidad incipiente (10 %) (Fig. 19, Tabla 2).

En el horizonte C-III el pico principal en el histograma de densidades está en el rango de 0.6-0.69 g/cm³, la media aritmética de la densidad es de 0.74 g/cm³ (Fig. 19). El índice de vesicularidad sugiere clastos de pómez altamente vesiculares (70%), con moda de 80-70% y rango de vesicularidad de 98 a 43%. Se midió también la densidad para los clastos de esta unidad, la cual es de 2.34 g/cm³ con vesicularidad incipiente (6 %) (Fig. 19, Tabla 2).

Finalmente, en el caso del horizonte FB las muestras fueron tomadas de la base del flujo FB1. El pico principal en el histograma de densidades se localiza en el rango de 0.9-0.99 g/cm³ y el valor de la media aritmética para la densidad es de 0.89 g/cm³ (Fig. 19). El índice de vesicularidad sugiere clastos altamente vesiculares (63%), con moda de 70-60% y un rango de vesicularidad de 87-31 (Fig. 19, Tabla 6).

Tabla 2. Los valores de densidad representan la media de las densidades obtenidas a partir del análisis de clastos de pómez. El índice de vesicularidad se obtuvo a partir del cálculo de la media de la densidad. Los parámetros para obtener la vesicularidad y su clasificación son los propuestos por Houghton y Wilson (1989). El valor de la densidad RDE (Dense Rock Equivalent) utilizado es de 2.5 g/cm³ para dacitas (Gardner et al., 1998; Neal et al., 1995). Nota: pz = pómez, lit = lítico

Horizonte	C-I (pz)	C-II(pz)	C-II(lit)	C-III(pz)	C-III(lit)	FB(pz)
Media aritmética de la densidad (g/cm ³)	0.70	0.78	2.24	0.74	2.34	0.89
Índice de vesicularidad (%)	73.07	70	10.4	71.53	6.4	65.77
Rango de vesicularidad (%)	99-25	94-38	50-0.5	98-44	76-1.6	87-31

VI.2 INTERPRETACIÓN

De acuerdo con los valores de densidad obtenidos en las partículas de pómez, es claro que ésta fluctúa entre 0.70 y 0.80 g/cm³ en los horizontes de caída y aumenta rápidamente en el flujo piroclástico FB (0.89 g/cm³). De manera inversamente proporcional, el índice de vesicularidad disminuye del horizonte C-I al FB, lo cual indica que durante el transcurso de la erupción, el magma se desgasicaba (Houghton et al., 1985, 1987). Este aumento en la densidad de los clastos juveniles pudo haber propiciado el colapso de la columna eruptiva, que generó la formación de flujos piroclásticos (depósitos de FB). De manera simultánea a la desgasicación del magma, tuvo lugar otro fenómeno: El magma vesiculado entró en contacto con agua lo cual generó la fragmentación del magma. Esto se refleja en los rangos de vesicularidad que son muy amplios y abarcan clastos desde poco vesiculares hasta altamente vesiculares (Houghton y Wilson, 1989). En un estudio sobre los depósitos de *Mayor Island*, en particular sobre *Ruamata cone*, Houghton y colaboradores (1985,1987) sugieren que la fragmentación en esa localidad se debió a una vesiculación moderada a alta, con grados variables de contacto del magma con agua superficial. Por otra parte, los líficos de las unidades C-II y C-III son incipientemente vesiculares. Estos son más abundantes en la parte media del horizonte C-II, y en todo el horizonte C-III. Es muy probable que estos fragmentos con grietas de enfriamiento provengan de partes más densas del magma y que inclusive representen partes de un domo emplazado antes de esta erupción.

CAPITULO VII DISTRIBUCIÓN Y VOLUMEN DE LOS DEPÓSITOS Y ALTURA DE LA COLUMNA ERUPTIVA

VII.1 DISTRIBUCIÓN

Para definir la distribución de los depósitos de la PBI se levantaron 99 columnas estratigráficas en el campo, donde se hicieron descripciones detalladas y se tomaron datos del espesor, así como diámetro de fragmentos de pómez y líticos. Con estos datos se elaboraron mapas de isopacas e isopleas de dos de los depósitos de caída de piroclastos. Los mapas de isopacas se elaboraron sobre un mapa topográfico escala 1:50,000 (INEGI) donde se ubicaron los datos de espesor medidos en campo; después, se trazaron líneas que definen un mismo espesor. El mapa de isopleas se construyó tomando en cuenta el diámetro promedio de los cinco clastos más grandes identificados en un mismo afloramiento. Además, se delimitó la distribución de los depósitos de oleada y flujo piroclásticos en un mapa topográfico escala 1:50,000 con base en los afloramientos descritos.

La estratigrafía descrita en el Capítulo III, sugiere que la secuencia de la PBI está constituida por cuatro unidades de caída, tres unidades de oleada piroclástica y un depósito de flujo piroclástico. Los mapas de isopacas y de isopleas sólo se elaboraron para los horizontes mejor preservados (C-I y C-II). Los horizontes C-III y C-IV se encuentran erosionados y/o no están presentes en todas las secciones. A continuación se presenta la distribución de los dos primeros horizontes.

VII.1.1 C-I: depósito de caída

Los mapas de isopleas e isopacas para los depósitos de caída C-I muestran un eje de dispersión principalmente en dirección SE 65° del volcán (Figs. 20 a-b). La isopaca de 15 cm cubre un área de 41 km². Se midió un espesor máximo en campo de 40 cm (sección 1) a una distancia de 11 km del volcán y un espesor mínimo de 8 cm (sección 25) el cual está situado a ~15 km del volcán. El mapa de isopleas de líticos muestra una tendencia hacia el SE 60° (Fig. 20b). El diámetro mayor de los líticos es de 4.5 cm (sección 2) localizado a 11 km del volcán.

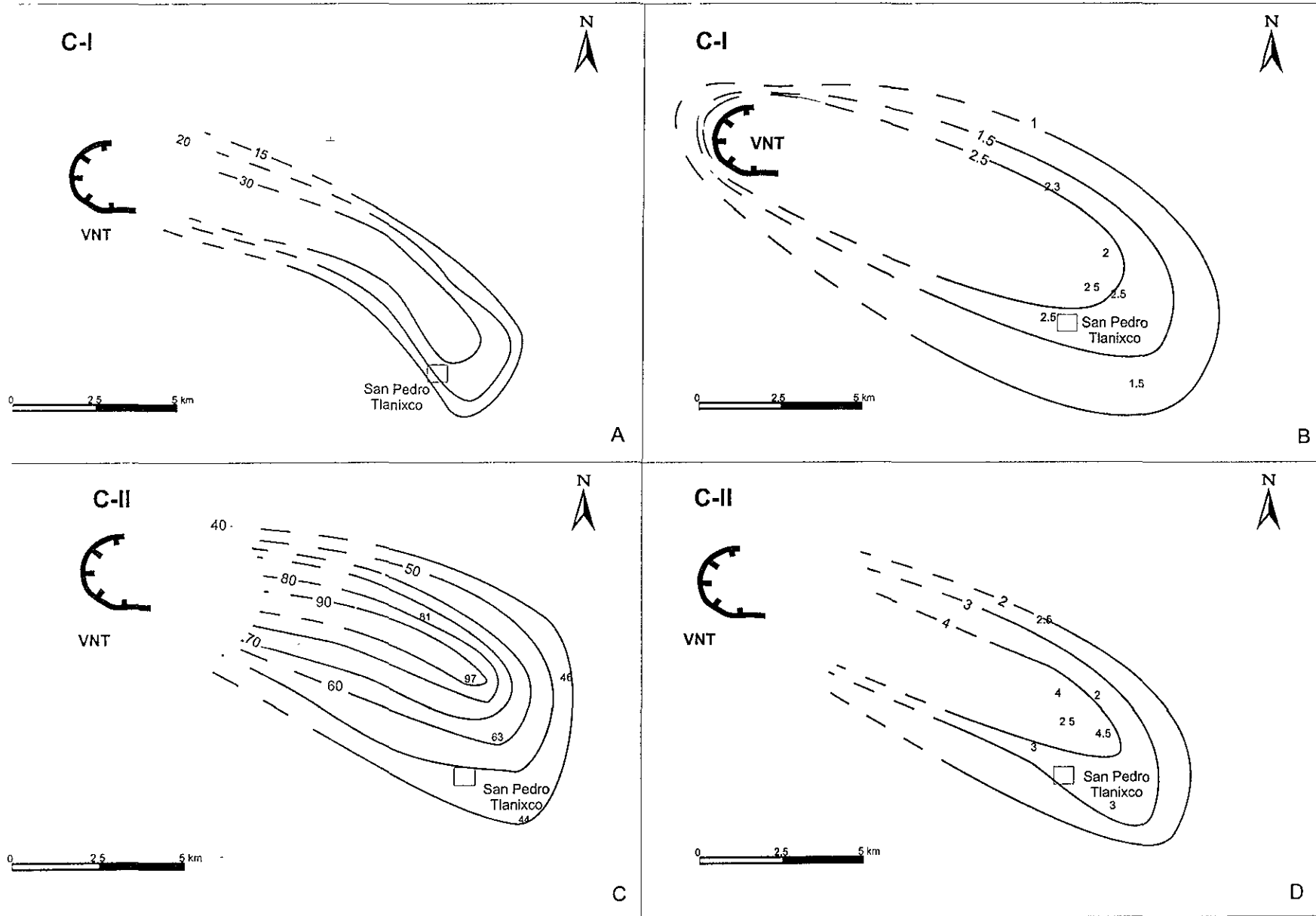


Figura 20. Mapa de isopacas e isopletas (en cm) para los depósitos de caída C-I (A-B) y C-II (C-D).

VII.1.2 C-II: depósito de caída

El mapa de isopacas del depósito C-II, muestra un eje de dispersión principal dirigido 62° hacia el SE (Fig. 20 c-d). El espesor máximo medido fue de 97 cm en la sección 32 localizada a 10 km del volcán, y un espesor mínimo medido de 15 cm en la sección 25 ubicada a 15 km del volcán. El área cubierta por la isopaca de 40 cm es de 66 km^2 . El mapa de isopleas para C-II está orientado 65° al SE (Fig. 20 d). En la sección 2 se encontró el máximo diámetro de lítico (4.5 cm). Este horizonte se correlaciona con el depósito encontrado en los registros de pozo localizado a 8 km del poblado de Almoloya del Río, en donde tiene un espesor de 10 cm (Newton y Metcalfe, 1999).

VII.1.3 Distribución de depósitos de oleadas y flujos piroclásticos.

Los depósitos de oleadas piroclásticas (S-I, S-II, S-III) se distribuyen en forma de abanico hacia las laderas S-SE del VNT. Particularmente S-I y S-II muestran una distribución preferencial de 55° al SE y cubren un área de 71 y 55 km^2 , respectivamente, mientras que S-III se distribuye principalmente en dirección 65° al SE del volcán, cubriendo un área de 35 km^2 .

El horizonte FB rellena algunas depresiones (ej. Tlanixco, Cieneguilla, Ciénega) y fue canalizado principalmente en el Arroyo Grande (Fig. 21). Este arroyo fue formado en la depresión tectónica del Graben de Villa Guerrero (García-Palomo, 2000). El depósito más lejano se encuentra a 19 km del volcán cerca de los poblados de Villa Guerrero y Tenancingo de Degollado. El área cubierta por este depósito es de 29 km^2 .

VII.2 VOLUMEN DEL DEPÓSITO

El volumen del material emitido por la erupción de la PBI, fue calculado en dos partes: Por un lado se hizo el cálculo para los depósitos de caída y por otro para los depósitos de oleada y de flujo piroclástico.

Para obtener el volumen de los depósitos de caída se tomaron en cuenta dos métodos; el de Fierstein y Nathenson (1992) y el de Pyle (1989; 1995). A continuación se menciona cada uno de estos métodos.

El cálculo de volumen según Pyle (1989) se basa en el decremento exponencial del espesor a partir de la fuente. Por esta razón el autor graficó el logaritmo natural del espesor contra la raíz cuadrada del área encerrada por la isopaca del mismo espesor.

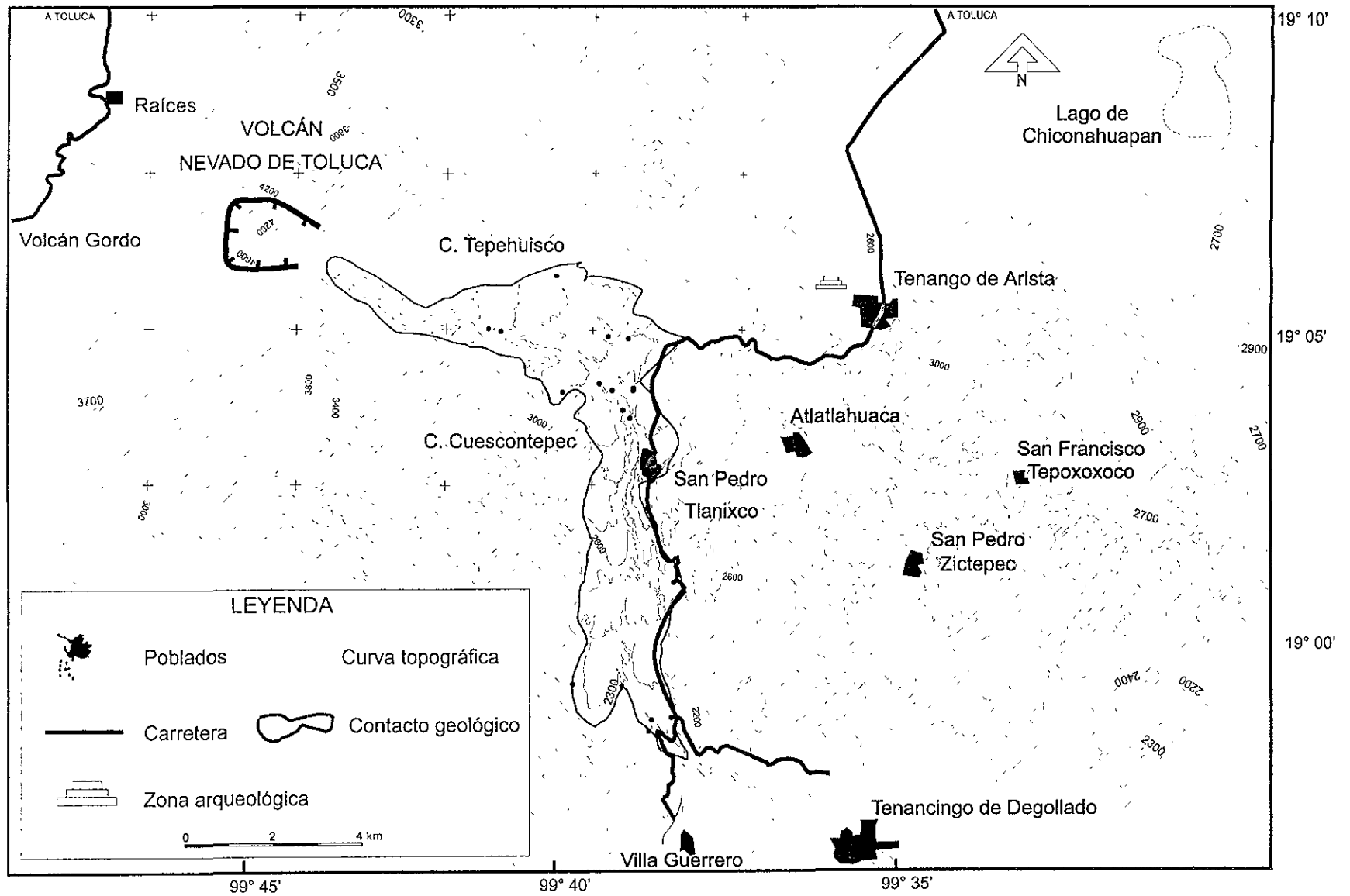


Figura 21. Mapa que muestra la distribución de los depósitos del Flujo Blanco (FB).

Por medio de una regresión lineal es posible obtener la ecuación de la recta que une a los puntos de la gráfica, la cual contiene los valores de la pendiente y de la abscisa (espesor máximo extrapolado, T_o). Esta forma de tratar los datos elimina las complejidades causadas por la distorsión del contorno de la isopaca debido a la acción del viento o debido a procesos secundarios de engrosamiento del espesor. El autor asume que la forma de las isopacas es circular, a partir de esto el volumen es el resultado de la integración de un simple cono exponencial expresado en la siguiente ecuación:

$$V = 13.08 T_o \cdot bt^2 = \frac{2 T_o}{k^2}$$

Donde:

13.08 = Es una constante

V= Volumen del depósito

T_o = Intersección del segmento de recta que representa el depósito proximal, es el valor del espesor máximo extrapolado cuando el $\text{Area}^{1/2}$ ($A^{1/2}$)=0

bt = Es la distancia en la cual el espesor del depósito se reduce a la mitad y representa la tasa promedio del adelgazamiento para el depósito proximal y se calcula a partir de la pendiente:

$bt = \ln(2) / (k \sqrt{\pi})$, donde k es la pendiente de la recta del diagrama \ln espesor vs. $\text{área}^{1/2}$.

T_b = Es el valor de la ordenada del punto de intersección de las dos rectas, se obtiene de la relación $T_b = 0.12 * T_o$.

El segundo método de Fierstein y Nathenson (1992) se basa en las observaciones geológicas del adelgazamiento exponencial de las capas de caída conforme a la distancia de la fuente. El método asume que el volumen es independiente de la forma de las isopacas, en comparación con el método de Pyle (1989, 1995) quien integra el volumen a partir de isopacas circulares. Para el caso en que la relación de los espesores vs. $\text{área}^{1/2}$ presenta dos segmentos de recta, el método integra el volumen bajo cada uno de estos segmentos. El primer término de la ecuación refleja el volumen de los depósitos proximales y el segundo término calcula el volumen de los depósitos distantes en forma exponencial. La ecuación presentada por estos autores es la siguiente:

$$V = \frac{2T_o}{k^2} + 2T_o * \left(\frac{(k_b A_{ip}^{1/2} + 1)}{k_b^2} - \frac{(k A_{ip}^{1/2} + 1)}{k^2} \right) \exp(-k A_{ip}^{1/2})$$

Donde:

T_o = Intersección del segmento de recta que representa el depósito en la zona cercana, es el valor del espesor máximo extrapolado cuando el $\text{area}^{1/2}$ ($A^{1/2}$)=0,

k = Pendiente del segmento de recta de la zona cercana,

Tabla 3. Estimación del volumen de material emitido durante la erupción de la PBI para los horizontes de caída C-I y C-II.

Horizonte	Raíz del área (km)	Espesor (mm)	Ecuación	bt ²	k _b	Pyle (1989, 1995) (km ³)			Fierstein y Nathenson, 1992 V _{TOT} (km ³)
						V _p = 2 (T _o / k ²)	V _d = 2 (t _b / k _b ²)	V _{TOT} = V _p + V _d	
C-I	6.43	150	y = 892.14 e ^{-0.2785x}	1.992	0.012	0.02	1.48	1.5	1.63
	5.32	200							
	3.94	300							
C-II	8.14	400	y = 1330.2 e ^{-0.1422x}	7.568	0.012	0.13	2.22	2.35	2.70
	6.80	500							
	5.84	600							
	4.97	700							
	3.70	800							
	2.33	900							

NOTA: V_p = es el cálculo de volumen para los depósitos cercanos, V_d = es el cálculo de volumen para los depósitos lejanos, y V_{TOT} = es el volumen total para el depósito

T_b = Intersección del segmento de recta de los depósitos de la zona lejana, representa el espesor proyectado del segmento de recta de los depósitos distales cuando $A_{ip}^{1/2} = 0$. Se puede obtener de la relación $T_b / T_o = 0.12$ (Carey et al., 1995; Pyle, 1995)

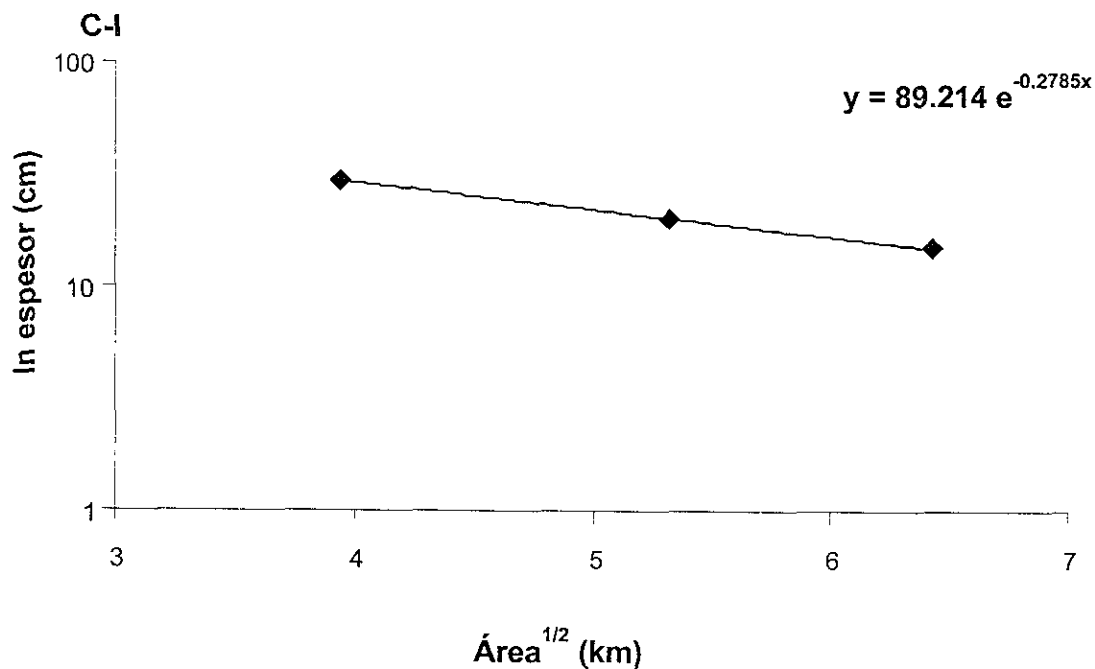
k_b = Pendiente del segmento de recta de la zona lejana, para este parámetro se utilizó un valor entre 0.01-0.015 (Carey et al., 1995)

A_{ip} = Punto de intersección de las dos rectas donde $A_{ip} = \ln T_o - \ln k_b$

En estudios de depósitos plinianos recientes (Carey et al., 1995; Gardner y Tait, 2000), se ha observado que el volumen estimado en las zonas cercanas al volcán, representa sólo el 6% del volumen total del horizonte, por lo que es importante estimar el volumen en las zonas lejanas (Carey, et al., 1995). Sin embargo, debido a la naturaleza deleznable del material, la parte distal de los depósitos antiguos generalmente se encuentra parcial o totalmente erosionada, por lo que resulta difícil estimar el volumen real de un depósito. Carey y colaboradores (1995) propusieron un método para estimar el volumen de un depósito incluyendo las zonas distales. Ellos observaron que el diagrama de \ln espesor vs. $\text{área}^{1/2}$ (Pyle, 1989, 1995), muestra a los depósitos plinianos de caída separados en dos segmentos de recta. Por ello es posible calcular el área ocupada por el segmento de recta que representa los depósitos lejanos, en el caso de depósitos en donde se cuenta solo con datos de la zona cercana. De esta forma, a partir del estudio de 54 depósitos plinianos, ellos encontraron que las pendientes características en los depósitos cercanos variaban entre 0.1 y 0.15, mientras que las pendientes para los depósitos distantes variaban entre 0.01 y 0.015. Si se asume que el punto de rompimiento de la pendiente en estos dos segmentos de línea representa el espesor T_b y esto ocurre cuando $T_b / T_o \sim 0.12$, entonces es fácil obtener el espesor de intersección T_b .

Por otra parte, para evaluar el volumen (V) de los depósitos de oleadas y flujos piroclásticos, se obtuvo el área cubierta por cada unidad (A) y se multiplicó por el espesor promedio (esp) del depósito: $V \text{ (km}^3\text{)} = A \text{ (km}^2\text{)} * esp \text{ (km)}$. A continuación se presentan los resultados del cálculo de volúmenes de algunos de los horizontes.

A



B

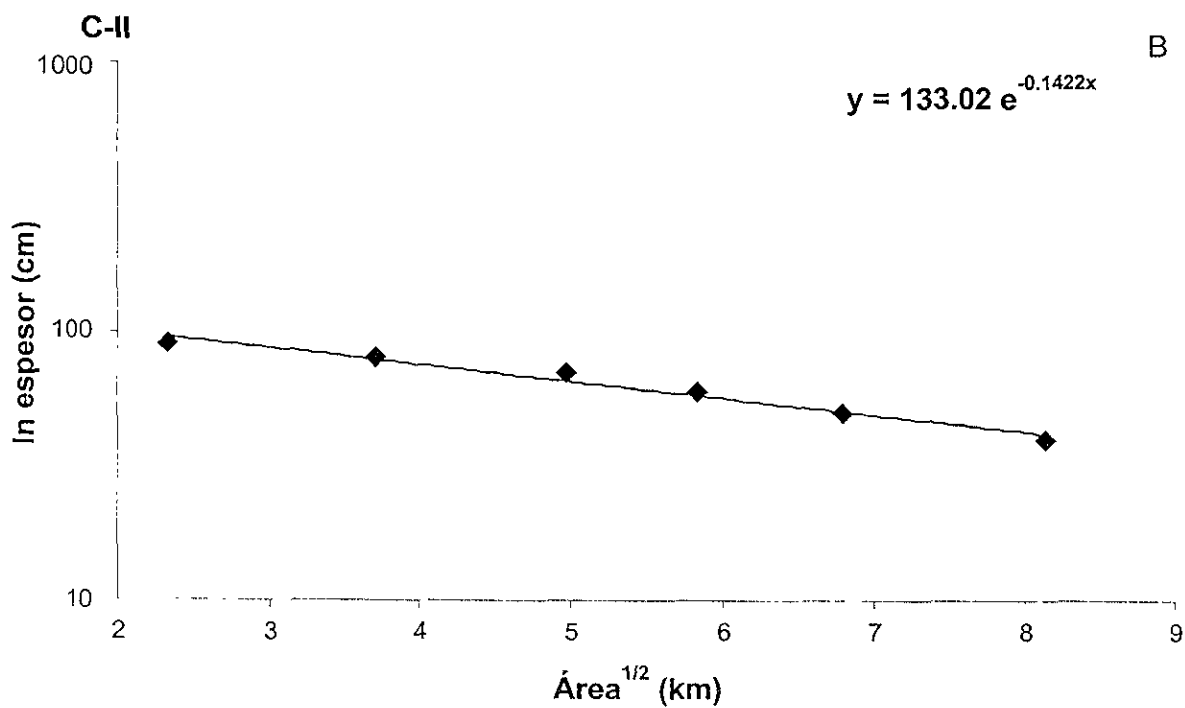


Figura 22. Diagramas de área^{1/2} vs. ln espesor para los horizontes C-I (A) y C-II (B). Los rombos representan los valores graficados a partir del diagrama de isopacas (Fig. 20). La línea es la regresión lineal de los valores y se representa por medio de una ecuación que contiene los valores de la pendiente (k) y del espesor máximo extrapolado (To).

VII.2.1 C-I: depósito de caída

El espesor máximo extrapolado para este horizonte es de 89.21 cm (Fig. 22a), el área máxima teórica dentro de la isopaca de 1 cm es de 317 km² (valor obtenido a partir de la ecuación de la recta, Tabla 3). El volumen calculado oscila entre 1.51 km³ de acuerdo al método de Pyle (1995) y 1.63 km³ de acuerdo al método de Fierstein y Nathenson (1992). Considerando el volumen de la PBI obtenido con el método de Pyle se calculó el volumen en roca densa (RDE), tomando en cuenta una densidad de 700 kg/m³ (datos obtenidos en el capítulo VI, Tabla 2). Por medio de la fórmula de **masa = densidad x volumen**, se obtuvo una masa de 1.05 X 10¹² kg. Para obtener el volumen en RDE se sustituyeron los valores en la fórmula **volumen = masa / densidad**, utilizando para este fin una densidad de magma 2340 kg/m³ (dato obtenido en el capítulo VI, Tabla 2), lo que arroja un volumen RDE de 0.45 km³.

VII.2.2 C-II: depósito de caída

A partir de la recta de la figura 22b se obtuvo en forma teórica un espesor máximo extrapolado de 133.02 cm y un área máxima de 928 km² para la isopaca de 1 cm. El volumen que se obtuvo por el método de Pyle (1995) es de 2.35 km³ y por el método de Fierstein y Nathenson (1992) es de 2.70 km³. Para obtener la masa del depósito se utilizó una densidad media de 780 kg/m³ (valor medido en el capítulo VI, Tabla 2) lo cual dio un cálculo de 1.833X10¹² kg. Para obtener el volumen RDE se utilizó una densidad de 2340 kg/m³, con lo cual se obtuvo un volumen de 0.78 km³ (Tabla 4a).

VII.2.3 Volumen de los depósitos de oleada y flujo piroclástico

El depósito S-I tiene un espesor promedio de 18.9 cm que multiplicado por un área de 71 km² da un volumen de 0.0134 km³, y un volumen RDE de 0.004 km³ (Tabla 4b). El horizonte S-II tiene un espesor promedio de 12 cm, cubre un área de 55 km², lo que da un volumen total de 0.00663 km³ y un volumen RDE de 0.002 km³ (Tabla 4b). El depósito de oleada piroclástica S-III cubre un área de 35 km² que multiplicada por un espesor promedio de 3 cm da un volumen de 0.00106 km³, y un volumen RDE de 0.0003 km³ (Tabla 4b). El área cubierta por el depósito de flujo piroclástico es de 29 km² con un espesor promedio de 14 m. El volumen para este depósito es de 0.41 km³, con un volumen RDE de 0.17 km³ (Tabla 4b).

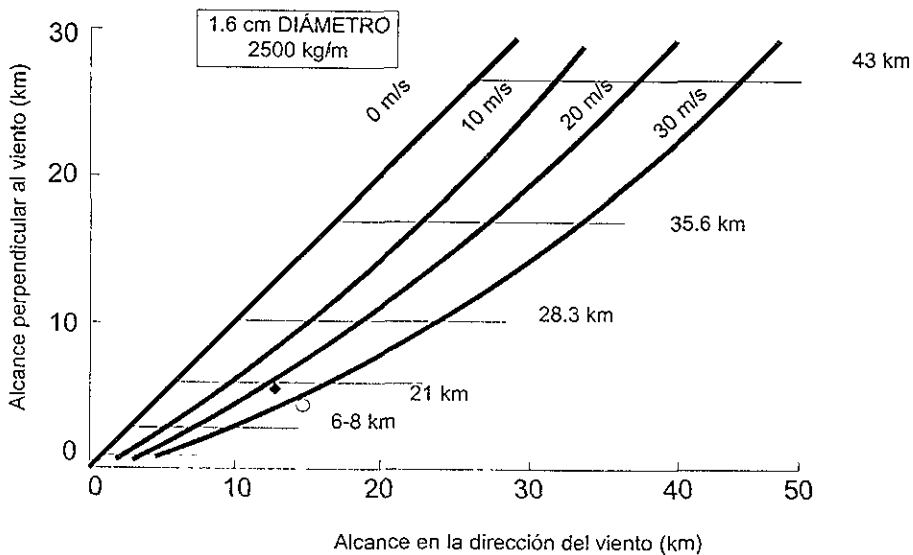
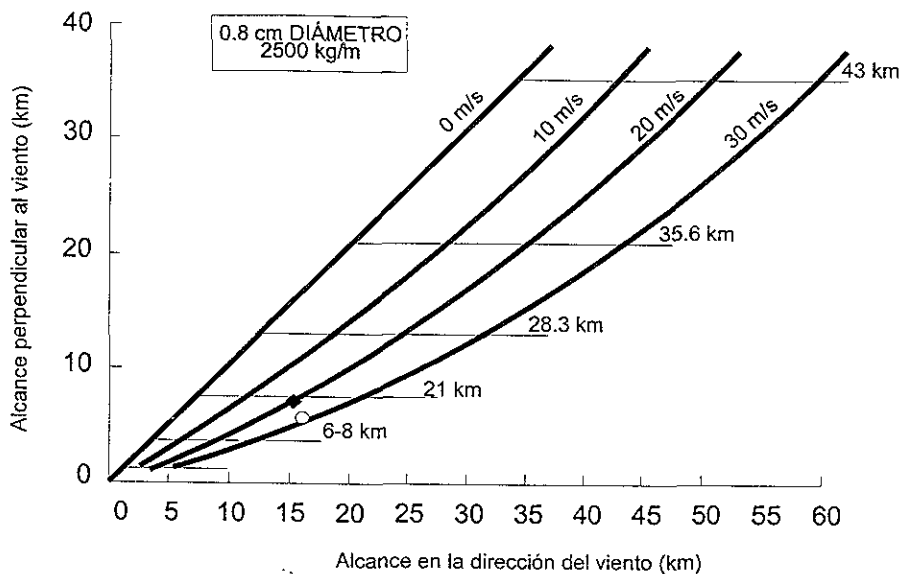


Figura 23 . Diagrama de Carey y Sparks (1986), para calcular la altura de la columna de los depósitos de caída pliniana C-I y C-II. Los rombos negros representan la columna para C-I y los círculos grises la columna para C-II.

VII.2.4 VOLUMEN TOTAL DE LA PBI

El volumen generado por los depósitos de caída suma $\sim 3.8 \text{ km}^3$, lo cual equivale a $\sim 1.2 \text{ km}^3$ en RDE (la densidad utilizada para cada horizonte se encuentra en la tabla 4a). El volumen de los flujos piroclásticos es de $\sim 0.4 \text{ km}^3$, lo que equivale en RDE a $\sim 0.2 \text{ km}^3$. El volumen total de material piroclástico emitido es de $\sim 4.2 \text{ km}^3$, equivalente en RDE a un volumen de $\sim 1.4 \text{ km}^3$ (Tabla 4b).

VII.3 CÁLCULO DE ALTURA DE COLUMNA

El método más utilizado para calcular la altura de columna eruptiva está basado en el modelo de dispersión de piroclastos de Carey y Sparks (1986). Esta técnica fue aplicada en el cálculo de altura y velocidad de vientos de la erupción del 18 de mayo del Monte Santa Elena. Los resultados se compararon con las observaciones de radar y medidas de radiosondeo, y las estimaciones fueron muy similares (Carey et al., 1990; Carey et al., 1995). En este método se calcula la altura de columna y velocidad de los vientos a partir de la estimación geométrica de los mapas de isopletras de líticos y pómez. Si la velocidad del viento fuera de 0 m/s al momento de la erupción, la geometría de la isopletras sería circular. Sin embargo estos casos son excepcionales (erupción de Fogo A) ya que la mayoría de las columnas eruptivas son afectadas por la acción de los vientos lo que ocasiona que la forma de las isopletras sea elíptica. En este caso se mide el eje mayor de la elipse, al cual se le llama alcance de la pluma en la dirección del viento (downwind range), y el eje menor, el cual es llamado alcance perpendicular en la dirección del viento (crosswind range). Estos autores correlacionan la densidad de las partículas con el alcance de la pluma en la dirección del viento y el alcance perpendicular a la dirección del viento, para varias isopletras de distintos diámetros de líticos. En este estudio se calcularon las alturas de columna correspondientes a los horizontes C-I y C-II.

VII.3.1 C-I: depósito de caída

Para obtener la altura de columna se midieron primero diferentes datos en el mapa de isopletras. Para la isopletra de 1.5 cm el alcance en la dirección del viento (downwind) fue de 12.8 km y el alcance perpendicular al viento (crosswind) fue de 5.4 km. Para la isopletra de 1 cm el alcance en la dirección del viento fue de 15.2 km y el alcance perpendicular al viento fue de 6.6 km. Después se utilizaron las gráficas de Carey y Sparks (1986) para densidades de 2500 kg/m^3 . Con estos datos se calculó una altura de columna de 20 km de tipo pliniano y una velocidad de viento de 20 m/s (Tabla 4b, Fig. 23).

Tabla 4a. Estimación del volumen total de material emitido durante la erupción de la PBL. Los volúmenes parciales fueron convertidos a volúmenes en RDE (roca densa equivalente) según el método de Fierstein y Nathenson (1992).

Horizonte	Espesor medio (cm)	Área (km ²)	Volumen (km ³)	Densidad de pómez (kg/m ³)	Masa (kg)	Densidad del magma (kg/m ³)	Volumen RDE (km ³)
C-I	1.5	700	1.5	780	1.057E+12	2340	0.45
C-II	2.4	780	2.4	780	1.833E+12	2340	0.78
Subtotal			3.9				1.24
FLUJOS							
S-I	19	70.7	0.0134	700	9.36E+09	2340	0.004
S-II	12	55.3	0.0066	700	4.64E+09	2340	0.002
S-III	3	35.4	0.0011	700	7.44E+08	2340	0.0003
FB	1430	28.6	0.4	970	3.97E+11	2340	0.170
Subtotal			4.3				0.18
TOTAL			4.29E+09				1.41

Notas: La densidad media de las partículas y del magma fueron calculadas en el capítulo VI. El volumen de las caídas es el calculado en la tabla 3.

Tabla 4b. Cálculo de alturas de columna eruptiva para los horizontes C-I y C-II según el método de Carey y Sparks (1986).

Horizonte	Isopleta (cm)	Alcance en la dirección del viento (km)	Alcance perpendicular al viento (km)	Altura (km)	Tipo de erupción
C-I	1.5	12.8	5.4	20-21	Pliniana
			6.6	20-21	"
C-II	2	14.3	4.6	18-19	Subpliniana
			5.6	15-19	"

El término pliniano se emplea para plumas eruptivas que alcanzan alturas estratosféricas (Sparks, et al., 1997). El nivel de la estratosfera varía de acuerdo a la posición geográfica y a las diferentes estaciones del año. En el caso de la Ciudad de México la altitud promedio durante el año de la tropopausa es de 16,500 m.s.n.m. (Ramírez-Santillán, 1990). Con este criterio, cualquier erupción que genere una columna eruptiva mayor a ~17 km podrá considerarse como pliniana, si es de menor altitud entonces se le asignará el término sub-pliniana. Otro criterio utilizado para distinguir entre erupciones plinianas y sub-plinianas es el de Sigurdsson et al. (2000), quienes proponen una altura de 20 km como el límite entre estas columnas. En este trabajo se aplica el término de Sparks et al. (1997).

VII.3.2 C-II: depósito de caída

En el mapa de isopletas de esta unidad, el alcance en la dirección del viento fue de 14.26 km y el alcance perpendicular a la dirección del viento fue de 4.65 km para la isopleta de 2 cm. Para la isopleta de 1 cm el alcance en la dirección del viento fue de 15.35 km y el alcance perpendicular al viento fue de 5.58 km. Estos datos fueron graficados en el modelo de Carey y Sparks (1986) para obtener una altura de columna sub-pliniana a pliniana de 15-19 km, con una velocidad de viento de hasta 30 m/s (Tabla 4a, Fig. 23).

CAPITULO VIII PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Con el propósito de realizar el análisis petrográfico y modal de las diferentes muestras colectadas en el depósito PBI, se hicieron 11 secciones delgadas de las cuales nueve corresponden a pómez de los horizontes C-I, C-II, C-III, C-IV, C-INT, y dos a líticos juveniles pertenecientes al horizonte FB. Estas secciones delgadas fueron preparadas en los talleres de laminación del Instituto de Geología de la UNAM y por MANN PETROGRAPHICS en Nuevo México. Seis análisis químicos de roca total fueron realizados por el método de Fluorescencia de Rayos X, con el fin de obtener el porcentaje en peso (wt.%) de los elementos mayores y la concentración en partes por millón (ppm) de los elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb) de las mismas muestras. Estos análisis fueron realizados en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. Los análisis de la composición de vidrio y minerales fueron realizados en la microsonda de electrones de la Universidad Estatal de Arizona en Tempe, EUA.

VIII.1 PETROGRAFÍA Y QUÍMICA DE LOS MINERALES

A escala megascópica las muestras de pómez (2A-CI, 2B-CII, 3A-CI, 3D-CII, 3G-CIII, 3H-CIV, 30B-CINT, 29A-FBpz, NT9511-FB) son color blanco, de grano medio y textura porfídica, con numerosas vesículas con forma alargada. A escala microscópica estas muestras son hipocristalinas, constituidas por fenocristales (> 0.5mm) subedrales y en menor porcentaje euedrales, de plagioclasa (pl) > hornblenda (hb) > ortopiroxeno (opx) y microfenocristales (0.05–0.5mm) de las mismas fases minerales, más biotita (bi) y óxidos de hierro. Estas fases minerales se encuentran soportadas por una matriz constituida por microcristales (<0.05 mm; McKenzie et al., 1996) y vidrio. Estas características le dan a la roca una textura porfídica (Figs. 24, 25 y 26). En las muestras 3G-CIII, 3H-CIV, 30B-CINT, 29A-FBpz es común observar a estos minerales formando agregados glomeroporfídicos (Figs. 25a y 26a).

Las muestras 29B-FBIit y 29-FBIitban son líticos juveniles densos con textura fanerítica, de grano medio, pobremente vesiculares, color gris oscuro. Su estructura es ligeramente bandeada con bandas color gris oscuro y blancas respectivamente. La mayor parte de las vesículas tiene formas semicirculares.

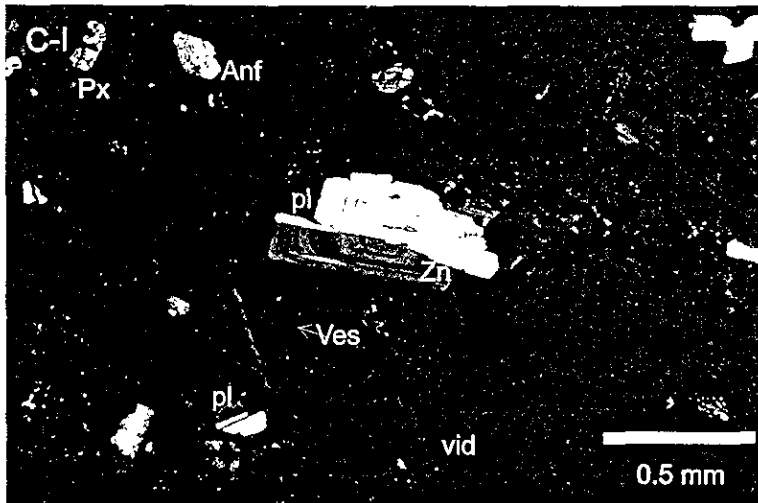


Figura 24a. Pómez del horizonte C-I, vista con nicoles cruzados a 95°. Al centro se observa una plagioclasa (pl) con zoneamiento (Zn). Los demás cristales son de piroxeno (Px) y anfíbol (Anf), soportados en una matriz vítrea (vid) con vesículas alargadas (Ves) que rodean a los cristales.

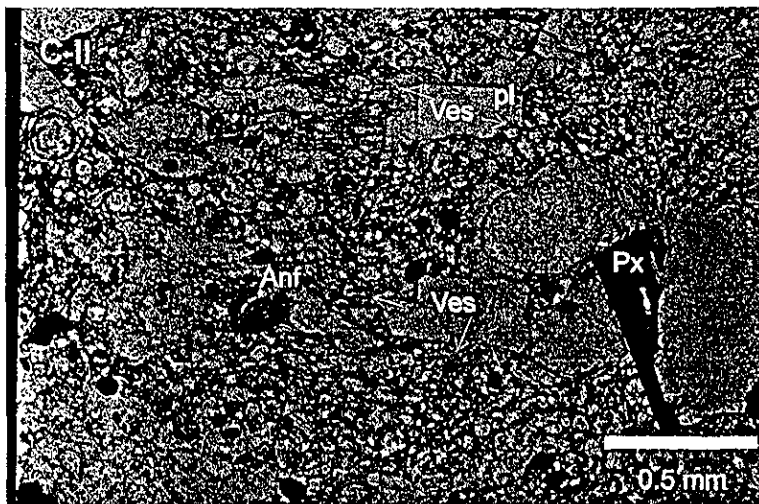


Figura 24b. Pómez del horizonte C-II. Los cristales son de plagioclasa y hornblenda, rodeados por una matriz vítrea vesiculada. Las vesículas son ligeramente elongadas y rodean radialmente a los cristales (luz plana polarizada).

Microscópicamente estas muestras de líticos son hipocristalinas y están constituidas por fenocristales de plagioclasa >hornblenda >ortopiroxeno y microfenocristales de los mismos minerales más óxidos de fierro y clinopiroxenos. Esta asociación mineralógica se encuentra dentro una matriz compuesta por microcristales y vidrio. Estas características definen a la textura de estas muestras como de tipo porfídica con glomeropórfidos (Fig. 25a y 26a).

VIII.1.1 Plagioclasa

La plagioclasa está presente en todas las muestras como fenocristal y microfenocristal de formas euedrales a anedrales. Los primeros se presentan con dimensiones máximas de 2.1 mm (Figs. 24a, 26a y 27a). Generalmente la plagioclasa presenta zoneamiento normal, inverso y oscilatorio. Algunos cristales presentan numerosas inclusiones de vidrio y de minerales como hornblenda, piroxenos y apatito (Fig. 25).

Mediante el análisis por microsonda electrónica de 8 cristales de plagioclasa se determinó una composición química que varía entre An_{28} y An_{41} . En el diagrama de clasificación Ab-An-Or estas plagioclasas se ubican en el campo de la andesina y solamente un cristal se localiza en el campo de la oligoclasa (Fig. 28a; Tabla 5).

VIII.1.2 Anfíbol

El anfíbol se encuentra presente como fenocristal y microfenocristal con formas de subedrales a euedrales en todas las muestras (<1.5mm; Figs. 23a, 24a, 26a), y con pleocroísmo que varía de color verde a café. La mayor parte de los cristales de hornblenda muestran bordes y golfos de reabsorción. Sin embargo, también están presentes cristales con bordes más sanos (Fig. 24b). Por medio de dos análisis efectuados con la microsonda electrónica fue posible obtener la composición química representativa de la hornblenda y con el programa de procesamiento de datos químicos MINPET (Richard y Clarke, 1995), ésta se clasificó como hornblenda magnésica perteneciente al grupo de los anfíboles cálcicos (Tabla 5).

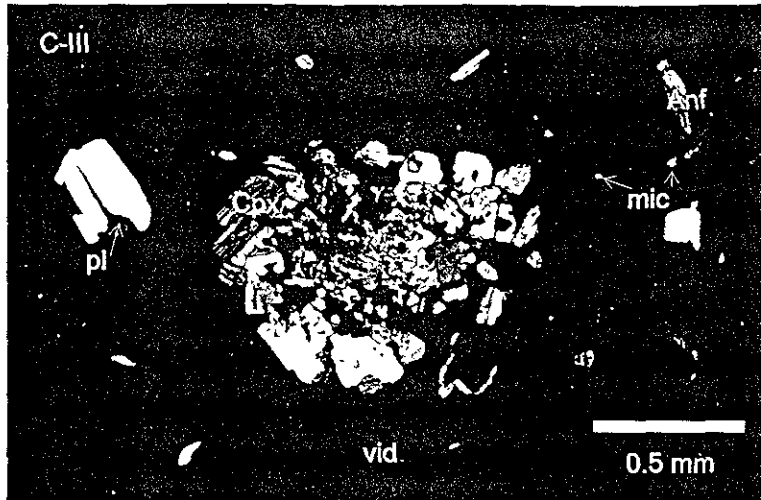


Figura 25a. Fotomicrografía de una pómez del horizonte C-III vista con nícoles cruzados. Se aprecia un agregado glomeroporfidico en donde los cristales de piroxeno (cpx), plagioclasas (pl) y algunos cristales de anfíbol (Anf) intercrecen. Los cristales se encuentran en una matriz vítrea (vid) con microcristales (mic).

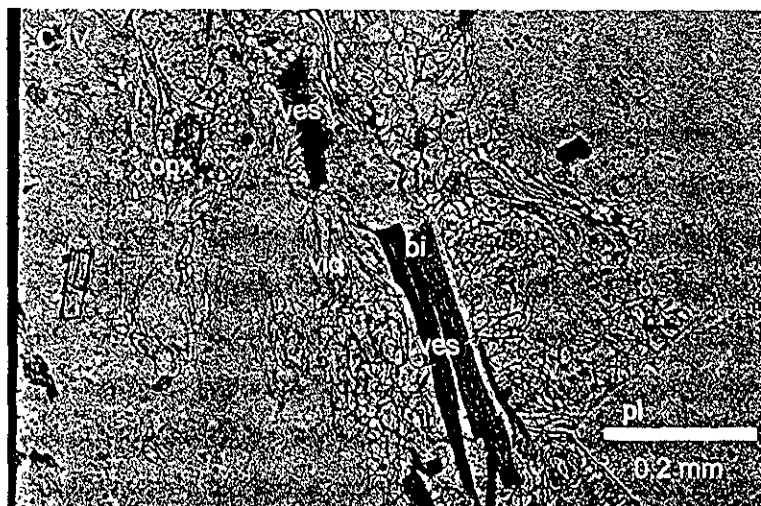


Figura 25b Pómez del horizonte C-IV vista con luz plana polarizada. Al centro se observa un cristal de biotita (bi). En la parte superior izquierda se encuentra un ortopiroxeno (opx) y en la parte inferior derecha aparece un cristal de plagioclasa (pl). Los cristales se encuentran rodeados radialmente por vesículas elongadas (ves).

Tabla 5. Análisis puntuales obtenidos con la microsonda electrónica en la muestra NT9511.

Muestra	Anf-96	Vid-35	Vid-36	Vid-37	Px-100	Px-93	Pl-34	Pl-91	Pl-92	Pl-94	Pl-95	Pl-98	Pl-99	Pl-102
SiO ₂	45	72.3	73.4	72.6	50.0	51.5	56.6	57.5	54.6	57.6	56.7	58.1	54.5	0
TiO ₂	1.1	0.17	0.1	0.1	0	0.1	0.01	0.03	0	0	0.03	0.02	0.01	8.2
Al ₂ O ₃	8.2	13.8	13.8	13.6	1.1	0.4	26.8	25.2	27.7	25.7	26.0	25.7	27.6	0
FeO	17.5	1.6	1.4	1.4	25.6	25.1	0.2	0.1	0.26	0.13	0.08	0	0.28	24.7
CrO ₃	0	0	0	0	0.04	0	0	0.02	0.03	0.02	0.04	0	0.02	59.9
MnO	0.4	0.07	0	0	0.65	0.78	0	0	0.05	0.02	0.01	0.01	0	0.01
MgO	10.9	0.21	0.26	0.23	17.64	18.84	0.02	0.02	0.02	0	0.01	0.02	0	0.35
CaO	9.5	1.4	1.4	1.5	0.01	0.66	8.4	7.3	9.8	7.8	8.9	7.2	9.5	5.8
Na ₂ O	1.6	2.9	2.9	3	0	0	6.6	7.4	5.9	6.9	6.9	7.3	5.9	0.03
K ₂ O	0.3	0.04	0.04	0.05	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0.17	0
F	0.26	0.04	0.01	0.06	0.11	0.15	0	0.03	0	0.05	0	0	0.04	0.03
Cl	0.3	0.04	0.04	0.05	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0.17	0.08
Total	94.8	94.9	95.9	94.9	95.2	97.6	99	97.9		98.5	98.9	98.6	98.0	98.7
Wo	-	-	-	-	0.02	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-
En	-	-	-	-	54.4	55.7	-	-	-	-	-	-	-	-
Fs	-	-	-	-	45.5	42.9	-	-	-	-	-	-	-	-
Ab	-	-	-	-	-	-	58	63.9	51.8	60.9	93.2	63.2	52.2	70.1
An	-	-	-	-	-	-	40.8	34.5	47.3	37.7	6.6	34.5	46.8	27.9
Or	-	-	-	-	-	-	1.2	1.6	0.9	1.4	0.2	1.6	1	2

Nota: en el caso del vidrio el hierro se encuentra reportado como FeO¹. La clasificación para la plagioclasa se da en composiciones de albita (Ab) – anortita (An) – ortoclasa (Or). Por otra parte la clasificación para los piroxenos está en composiciones de wolastonita (Wo) - enstatita (En) - Ferrostita (Fe). Los valores de composición para plagioclasa y piroxenos 3 fueron calculados en el programa MINPET (Richard y Clarke, 1990). Análisis hechos con la microsonda Electrónica JEOL JXA-8600, en Tempe, Arizona, EUA. Se trabajó con un voltaje de aceleración de 15 keV, el diámetro del haz es de 10nA a una distancia de trabajo de 20 micrómetros, el barrido del haz en todos los elementos fue de 10 segundos a excepción del Cl, S, P, Mn, Ba que se midieron a 20 segundos.

VIII.1.3 Piroxeno

En las muestras de pómez y líticos juveniles coexisten ortopiroxeno y clinopiroxeno. El ortopiroxeno (hiperstena) predomina en forma de fenocristales y microfenocristales con dimensiones que varían entre 0.3 y 0.6 mm (Fig. 27a). El clinopiroxeno (augita) está presente principalmente como microfenocristal en las muestras 30B-CINT, 29A-FBpz y 29-FBlitban, en donde forman glomeropórfidos con ortopiroxeno y plagioclasa (Fig. 25b).

Los cristales de piroxeno (augita) presentan zoneamiento normal y sectorial. Algunos cristales se presentan fuertemente reabsorbidos e invadidos, lo cual les imprime una textura esquelética. La composición química de algunos de los piroxenos (hiperstena) para la muestra NT9511 varía entre En₅₅₋₅₄ y Fs₄₅₋₄₂ (Tabla 5; Fig. 28b).

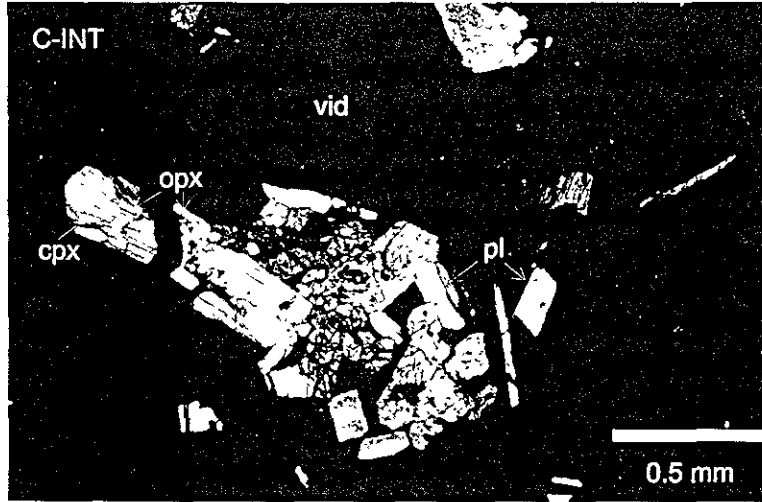


Fig.26a. Sección de una pómez del horizonte C-INT (nícoles cruzados). La fotografía muestra el intercrecimiento de cristales de plagioclasa (pl), ortopiroxeno (opx) y clinopiroxeno (cpx), rodeados por matriz vítrea (vid).

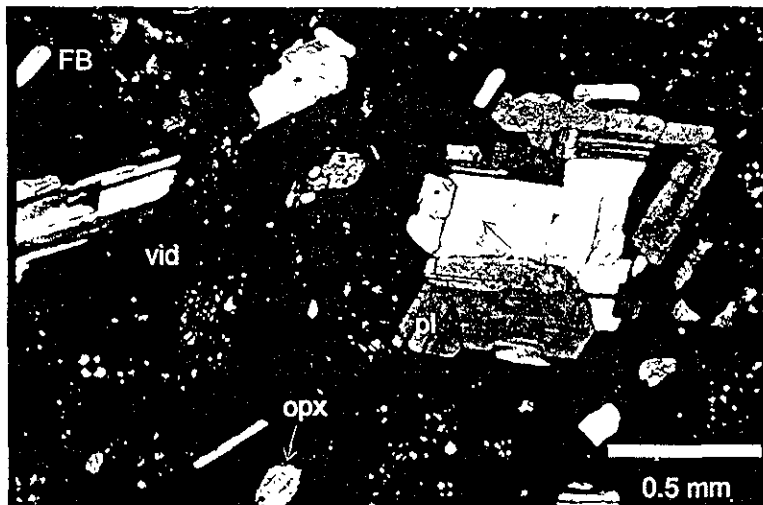


Fig.26b. Sección delgada de una pómez del depósito FB (nícoles cruzados). En la fotografía se muestra el zoneamiento (zn) de cristales de plagioclasa (pl), con algunos cristales euedrales de menor tamaño. También se observan ortopiroxenos (opx) rodeados por matriz vítrea (vid)

VIII.1.4 Biotita

La biotita se presenta como fenocristal (<0.7 mm, Fig. 27a), con formas subedrales y euedrales, presenta pleocroismo que varía de pardo a pardo rojizo . Otros cristales están fuertemente reabsorbidos con textura esquelética (Fig. 25b).

VIII.1.5 Oxidos de fierro

Los óxidos observados son hexagonales, de 1.4 mm. Probablemente se trata de magnetita e illmenita (Figs. 26a y 23b).

VIII.1.6 Vesículas

En las muestras de pómez las vesículas constituyen entre el 10 y el 40% del volumen total de la roca con formas irregulares, redondeadas, ovaladas o alargadas (Figs. 24 y 25b). En las muestras de líticos las vesículas en general son menos abundantes y de formas semicirculares. Tanto en las muestras de pómez como en las de líticos es común encontrar vesículas con un arreglo radial alrededor de algunos fenocristales (Figs. 24 y 25). En ocasiones, algunas vesículas se encuentran rellenas de material secundario.

VIII.2 ANALISIS MODAL

El análisis modal se efectuó en todas las muestras del depósito PBl. En este análisis se distinguieron como componentes principales: cristales (fenocristales y microfenocristales), vesículas y matriz (microcristales y vidrio) (Tabla 6). La pasta de fondo para todas las muestras es vítrea (Figs. 24 y 25) y representa entre el 40 y el 80% del volumen total de la muestra. Varias mediciones llevadas a cabo en la microsonda de electrones arrojaron una composición riolítica para el vidrio (72.35 - 73.41% SiO₂; Tabla 6).

Las muestras 29B-FBlit y 29-FBlitban son color gris oscuro con bandas blancas y vesículas poco alargadas. Al microscopio se observan hialocristalinas y vitrofídicas, con matriz vacuolar. Los microfenocristales son de pl> cpx> hb> opx.

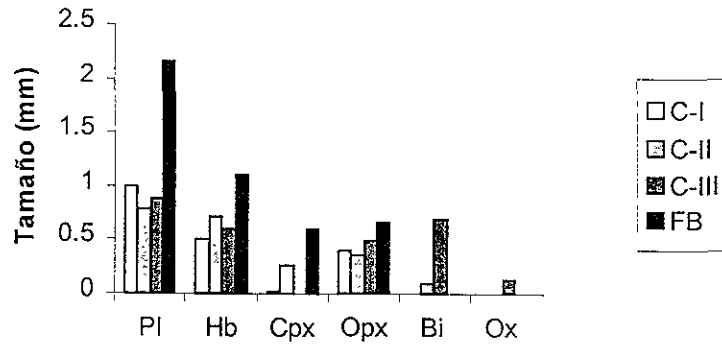


Fig. 27. a) Tamaño de cristales de las muestras de la PBI.

Los microfenocristales están soportados por vidrio, con una textura vacuolar, que representa entre el 58 y el 65 % de la composición modal de la muestra (Fig. 24). Las vesículas (11-26 %) en un corte perpendicular varían entre redondas y ligeramente ovaladas (Figs. 24b y 25b) y en corte paralelo son un poco alargadas y en ocasiones se distribuyen en forma radial con respecto a los fenocristales (Figs. 24b y 25b).

Tabla 6. Análisis modal de los clastos juveniles de los horizontes que componen a la PBI.

Muestra	2A-CI	3A-CI	2B-CII	3D-CII	3G-CIII	3H-CIV	30B-CINT	29A-FBpz	29-Fblitban B G	29B-FBlit	26-NT9511
Plag	10.2	8.2	6.4	3	5.7	18	7.4	14.4	8.4 10	14.6	9.1
Hb	2	1.9	1.7	0.5	1.9	3.2	1	2.5	1.8 1.8	2.2	2.2
Cpx	0	0	0.3	0	0	0	0.3	0.2	2.4 2	0	0
Opx	0.6	1	0.3	0.4	0.5	0.5	1.1	1.8	0.8 0.4	2.9	0.6
Ox	0	0.3	0.3	0.1	0.1	0.9	1	0.3	0.2 0.8	1.4	0
Bi	0	0.1	0	0	0.4	0.2	0.6	0	0 0	0	0
Micro	0	0.3	0.1	1.9	3	3.6	0.5	0.1	0 0	0.1	0.5
Ves	34.2	41.1	28.1	9.9	43.3	20.6	41.6	27	21.2 26.6	20.3	18.6
Matriz	53	46.16	62.8	84.2	45.1	53	46.5	53.7	65.2 58.4	58.5	69
TOTAL	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100% 100%	100%	100%

NOTA: Los porcentajes fueron realizados a partir del conteo de 1000 puntos. Los números al inicio de cada muestra indican el número de columna y nivel estratigráfico al que pertenecen (ver mapa y columnas). Abreviaciones: pz – pómez, lit - lítico, litban – lítico bandeado, B – banda blanca, G – banda gris, Plag – plagioclasa, Hb – hornblenda, Cpx – clinopiroxeno, Opx – ortopiroxeno, Ox – óxido, Bi – biotita, Micro – microcristales y Ves – vesículas.

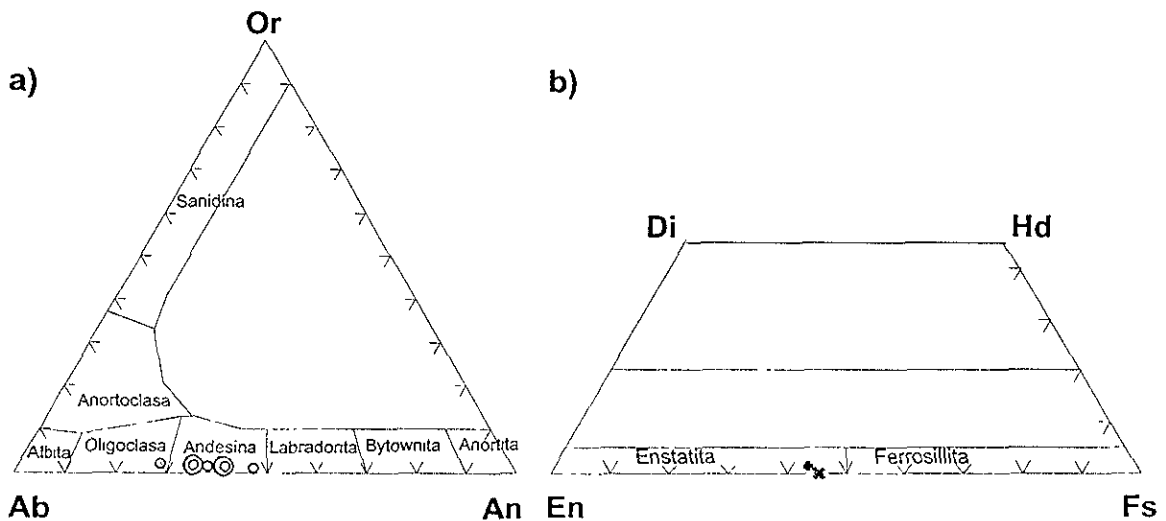


Figura 28. a) Las plagioclasas de la PBI tienen un rango composicional de oligoclasa a andesina. b) Los piroxenos tienen una composición que cae en el campo de la enstatita

VIII.3 CLASIFICACIÓN QUÍMICA

La clasificación química de las muestras analizadas de pómez y de los líticos juveniles del depósito PBI (Tabla 7) fue realizada utilizando el diagrama TAS (SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) de LeBas et al. (1986). Estas muestras tienen una composición dacítica homogénea (Fig. 29a), la cual es muy similar a la de los productos de la Pómez Toluca Superior (Arce, 1999; Siebe et al., 1999) y más evolucionada que los productos antiguos del volcán y conos cineríticos periféricos que son de composición andesítica y basáltica, respectivamente (Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield 1975; Cantagrel et. al., 1981; Macías et. al., 1997). En el diagrama K_2O vs. SiO_2 (Gill, 1981), las rocas de la PBI son de la serie calcoalcalina, con un contenido medio en potasio (Fig. 29b). Si comparamos estos datos con la composición química de las rocas del Nevado de Toluca observamos que ambas pertenecen a la serie calcoalcalina, lo cual de acuerdo a Whitford y Bloomfield (1977) es típico para los productos de un margen continental.

Tabla 7. Análisis químicos de roca total de los productos juveniles de la Pómez Blanca Intermedia.

Muestra	2A-CI	2B-CII	2C-CIII	3H-CIV	*NT9511	29-CINT	29A-FBpz	Límites de detección
SiO_2	63.54	64.38	63.93	64.241	65.67	64.36	64.85	0.05
TiO_2	0.64	0.64	0.64	0.6	0.59	0.66	0.64	0.004
Al_2O_3	16.33	16.51	16.45	16.43	15.95	16.34	16.68	0.018
Fe_2O_3	4.02	4.14	4.06	4.07	3.78	4.1	3.959	0.006
MnO	0.08	0.08	0.13	0.07	0.06	0.09	0.07	0.004
MgO	1.7	1.7	1.8	1.9	1.51	1.8	1.8	0.015
CaO	4.11	4.15	4.15	4.36	3.9	4.16	4.18	0.040
Na_2O	4.21	4.38	4.33	4.38	4.21	4.44	4.35	0.030
K_2O	1.96	1.97	1.94	1.88	2.12	1.98	1.98	0.050
P_2O_5	0.18	0.18	0.17	0.15	0.13	0.17	0.17	0.004
PxC	2.53	2.39	2.46	2.02	2.6	1.96	1.61	
TOTAL	99.33	100.5	100	100.1	100.53	100.1	100.2	
Rb	44	44	42	44	47	43	46	2
Sr	583	598	596	639	464	584	583	1
Zr	180	180	180	154	118	182	181	0.5
Nb	5	4	4	3	-	5	4	0.7
Co	37	48	46	71	7	61	68	3
Ni	28	35	34	55	2	43	49	0.5
Zn	81	79	82	71	90	78	78	1.5
Th	4	5	9	2	4	4	6	3

NOTA: Los números al inicio de cada muestra indican el número de columna y nivel estratigráfico al que pertenecen (ver mapa y columnas). Los datos de elementos mayores están dados en % en peso y los de los elementos traza en ppm. Los análisis fueron realizados, por Q. Rufino Lozano, por el método de Fluorescencia de rayos X en los laboratorios del Instituto de Geología de la UNAM. PxC = pérdida por calcinación. *Fragmento de pómez del horizonte FB (Macías et al., 1997)

VIII.3.1 Elementos Mayores

En la figura 30 se muestran los diagramas de variación de los elementos mayores respecto al sílice, en los cuales se observa que el contenido en sílice para toda la secuencia de la PBI tiene variaciones mínimas entre el 65.13 y 65.63 wt.% SiO₂. De igual forma para otros elementos mayores no se observan variaciones químicas importantes pero muestran ligeras tendencias, las cuales deben tomarse con reserva. Las muestras de los horizontes C-I, C-II, C-III, C-INT y FBpz (muestras 2A, 2B, 2C, 29 y 29pz) están empobrecidas en CaO y MgO y enriquecidas en TiO₂ y Al₂O₃ (Fig. 30) con respecto al horizonte C-IV (3H), en el cual aumenta el contenido en CaO y MgO y disminuyen los contenidos en Al₂O₃, K₂O y TiO₂.

VIII.3.2 Elementos traza

En la figura 31 se muestran los diagramas de variación de los elementos traza con respecto a la sílice, al igual que los elementos mayores, los traza presentan ligeras variaciones, sin que estas lleguen a ser relevantes; se observa que los horizontes C-I, C-II, C-III, C-INT y FB (muestras 2A, 2B, 2C, 29 y 29pz) están empobrecidos en Sr, Ni, V y Cr y ligeramente enriquecidos en Zr con respecto al horizonte C-IV (3H), en el cual aumenta el contenido en Sr, Cr, Ni y V y disminuyen los contenidos en Zr.

En el diagrama tipo "araña" de la figura 32 los elementos traza fueron normalizados contra los valores del manto primordial (Wood, 1979). En este diagrama los elementos traza presentan el comportamiento típico de las rocas orogénicas de márgenes continentales, con altos contenidos en elementos LILE como los son el Ba, Rb, Th, Pb, Sr, Zr y una típica anomalía negativa de Nb (Wilson, 1989). Sin embargo, en la muestra 2A-CI el contenido de Ba es menor. En la muestra 2C-CIII el valor del Th es alto, mientras que para 3H-CIV el contenido en Th disminuye. Sin embargo, es muy probable que esta anomalía se deba a que su contenido en la muestra es tan bajo que se encuentra cerca de los límites de detección del instrumento (ver Tabla 7). La muestra 3H-CIV tiene un bajo contenido en Nb y un ligero enriquecimiento en Ni.

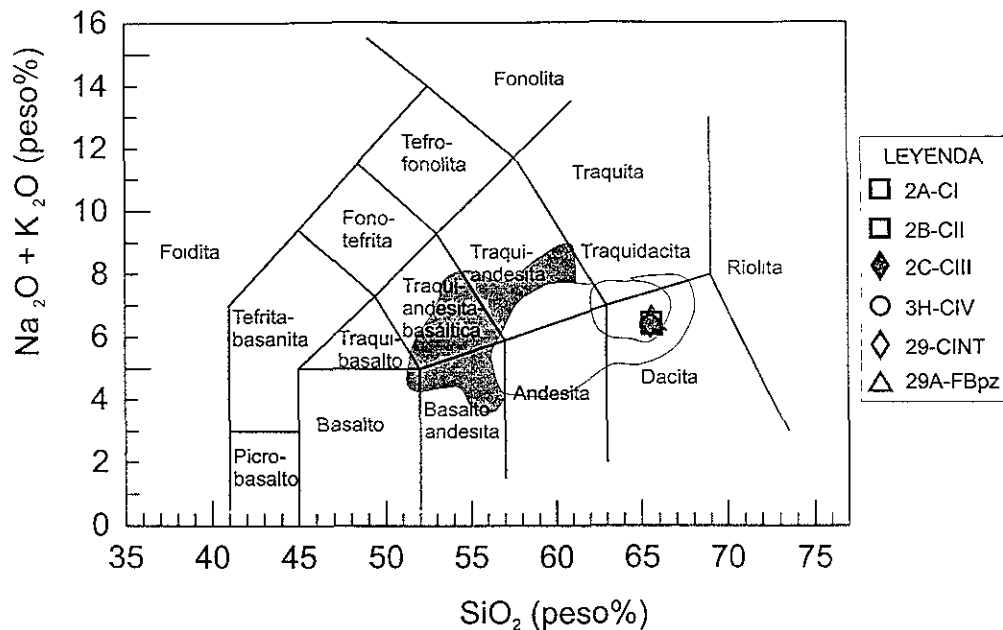


Figura 29a. Las muestras juveniles (símbolos) de la secuencia de la PBI caen en el campo de las dacitas en el diagrama de clasificación de álcalis totales vs. sílice (tomado de Le Bas et al., 1986). La zona gris oscuro corresponde a rocas de conos de escoria y flujos de lava periféricos al Volcán Nevado de Toluca, el área gris intermedio corresponde a rocas del Nevado de Toluca (tomado de Bloomfield y Valastro, 1974; Bloomfield 1975; Cantagrel et al., 1981; Macías et al., 1997), y la zona gris claro corresponde a muestra del depósito de la Pómez Toluca Superior (Arce, 1999; Siebe et al., 1999).

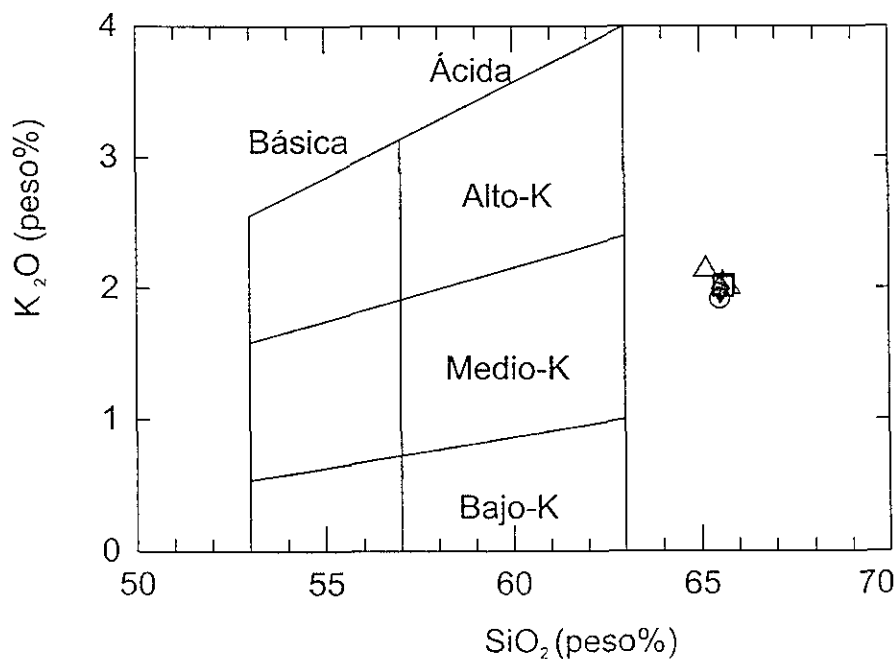


Figura 29b. Clasificación de las rocas de la PBI en el diagrama de Le Maitre (1989) La simbología es la misma que la de la figura 29a

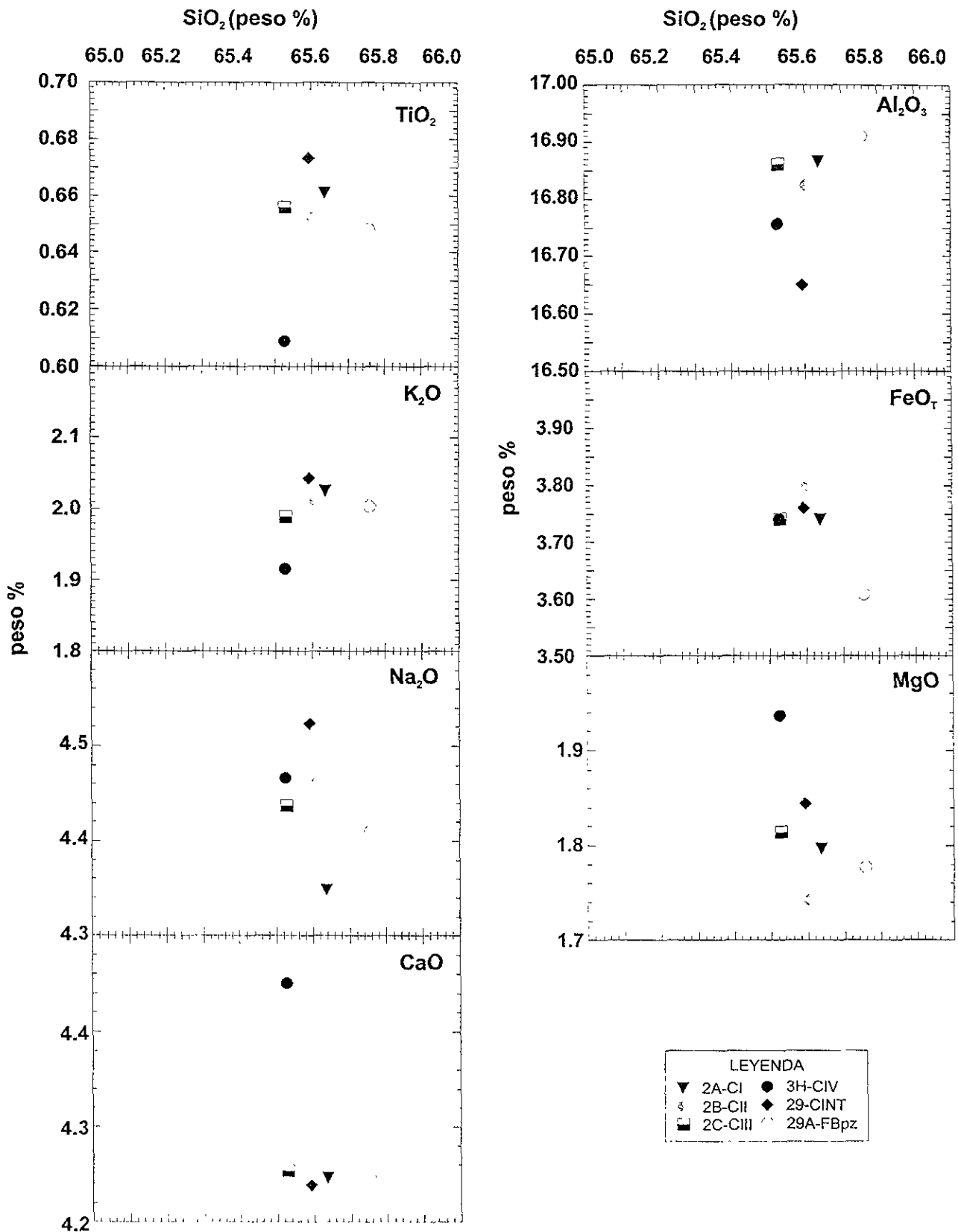
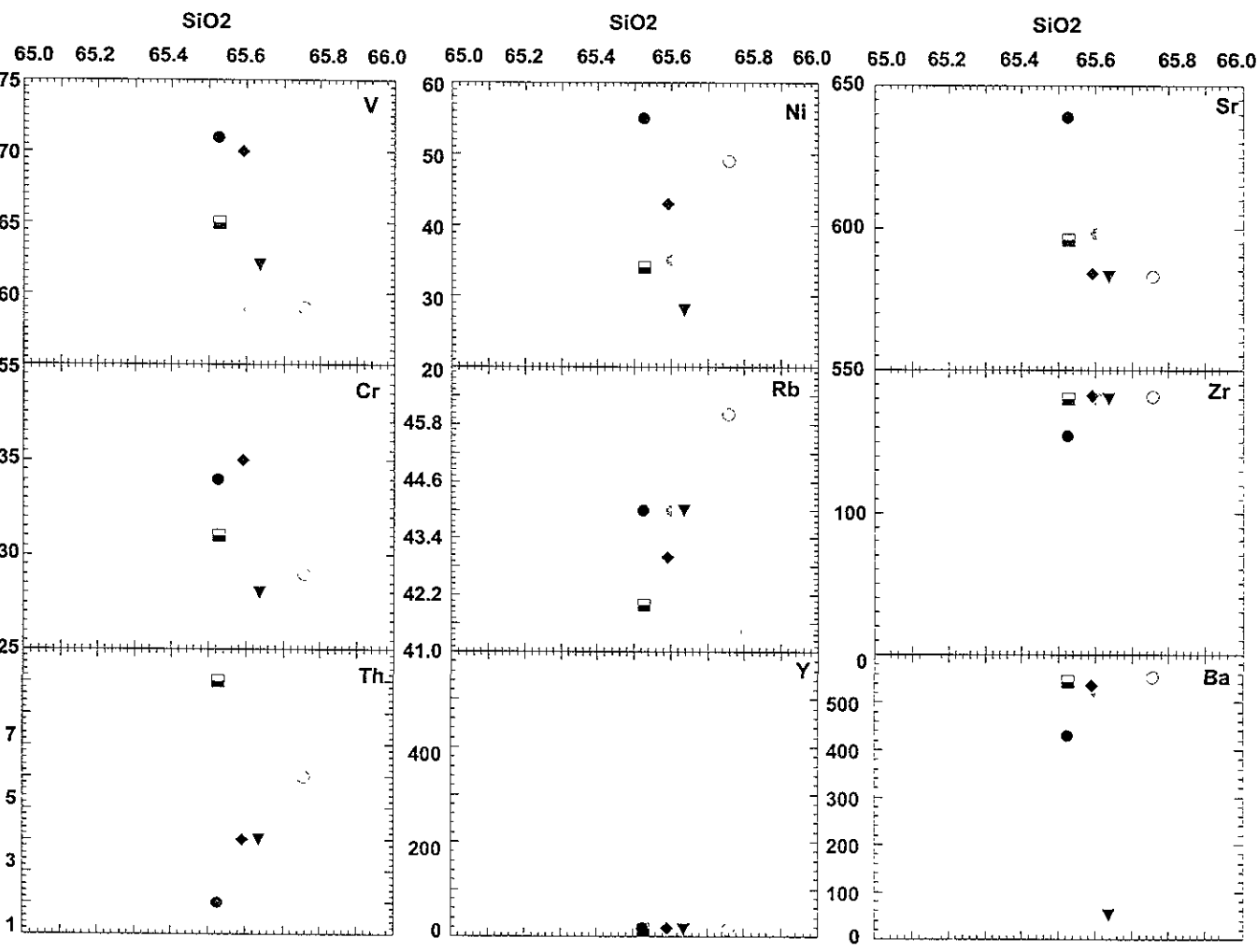


Figura 30. Diagramas tipo Harker que muestran las variaciones de los diferentes elementos mayores vs. sílice para las muestras de la PBI. Todos los datos se normalizaron al 100% en base seca.



LEYENDA
 ▼ 2A-CI ● 3H-CIV
 ε 2B-CII ◆ 29-CINT
 ■ 2C-CIII ○ 29A-FBpz

Figura 31. Diagramas tipo Harker que muestran las variaciones de algunos elementos traza (ppm) contra el porcentaje de sílice de la PBI.

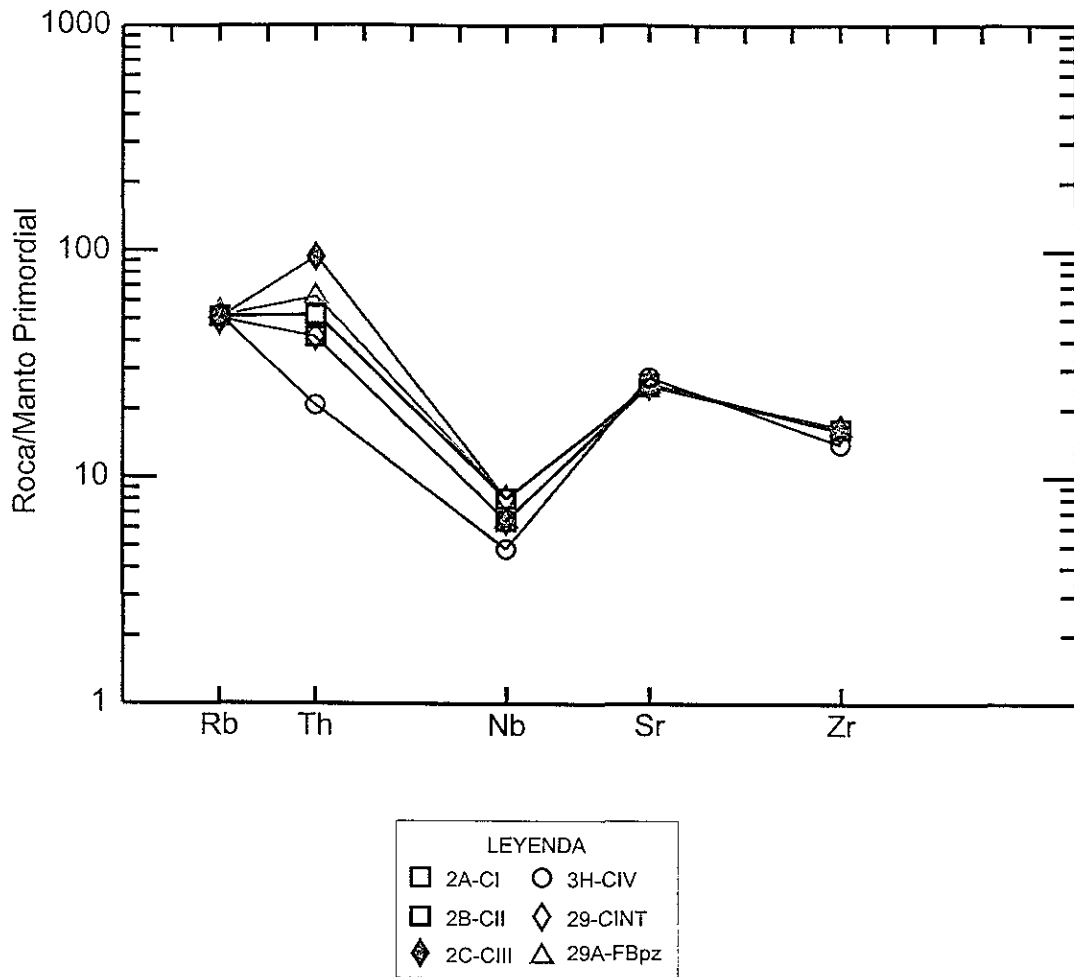


Figura 32. Diagrama tipo "araña" en donde se muestran los datos de elementos traza de la PBI normalizados con respecto a los valores del manto primordial de Wood (1979).

CAPITULO IX DISCUSIÓN

IX.1 CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS DEL VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA

Los colapsos múltiples que sufrió el cono del Nevado de Toluca durante el Pleistoceno tardío produjeron depósitos de avalancha de escombros y crearon un cráter en forma de herradura abierto hacia el este (Capra y Macías, 2000). Es muy probable que el último evento de destrucción de domo que sucedió hace 14,000 años en el Nevado de Toluca, haya destruido de esta pared del cráter dejando el volcán en condiciones similares a las actuales (García-Palomo et al., 2001). Este evento produjo una serie compleja de depósitos piroclásticos de flujos de bloques y cenizas, y oleadas piroclásticas los cuales se encuentran distribuidos alrededor del volcán. Estos depósitos han sido reportados inclusive en perforaciones realizadas en el lago de Chiconahuapan (Caballero, et al., 2001; Newton y Metcalfe, 1999; García-Palomo et al., 2001; Fig. 21). Debido a que en la secuencia de la PBI no se registran depósitos de flujos de bloques y cenizas asociados, es muy probable que la erupción haya sucedido por cráter ya abierto, quizá haya sido obstruido únicamente por domos pequeños, en condiciones similares a las ocurridas durante el evento de la PTS hace 10,500 años A.P. (Arce, 1999).

IX.2 GLACIACIONES Y PALEOCLIMA

La última glaciación en el centro de México sucedió después de los 27,000 años A.P. (Tabla 7), con avances glaciares en los períodos entre 20,000 y 14,000 años; 12,000 y 10,500 años, y entre 8,800 y 7,400 años A.P. (Dawson, 1992; Heine, 1988; Vázquez-Selem, 1997). Los análisis paleoclimáticos por medio del registro de diatomeas y de glaciares para las cuencas de México y Lerma sugieren que entre 14,000 y 10,000 años A.P. hubo un cambio climático, en el que paso de un clima seco y frío a un clima relativamente húmedo y frío, (Heine, 1988; Caballero, et al. 2001; Vázquez-Selem, 1997; Bradbury, 1989; Siebe et al., 1999). Este cambio climático propició la formación de glaciares en montañas de gran altitud. Estas condiciones prevalecieron hasta los 10,000 años A.P. (Bradbury, 1989).

Estudios sobre las glaciaciones en los volcanes La Malinche, Popocatepetl e Iztaccíhuatl (Heine, 1988) indican que la glaciación M-II generó depósitos de *till* con una edad cercana a los 12,000 años A.P. Por otra parte, Vázquez-Selem (comunicación

Tabla 8. Unidades cronoestratigraficas de la serie mexicana de glaciaciones en el Holoceno para el Volcán Iztaccihuatl, comparadas con las glaciaciones del Ajusco. Se muestran sus edades posibles y su relacion con los eventos volcanicos del Volcan Nevado de Toluca (Modificada de White et al., 1990).

EPOCA	EDAD (años)	Serie de las glaciaciones mexicanas (Iztaccihuatl) (Lorenzo, 1967)	Glaciaciones del Ajusco (White et al, 1990)	Glaciaciones en el Volcan Teyotl (Vázquez Selem, 1998). Años A.P.	Glaciaciones en la Malinche, Pico de Orizaba, Popo, Izta y VNT (Heine, 1984; 1988; Heine y Ohngemach, 1976)	Estudios de paleoclimas en la Cuenca de Mexico (Gonzalez - Quintero, 1986; Bradbury, 1989)	Estudios de paleo-climas y estratigrafía en la Cuenca del Lerma y de Mexico (Caballero et al., 2001; Caballero, 1997)	Eventos volcanicos del VNT (García-Palomo et al. 2001)
	5000			Glaciación T3				
				Glaciación T2	Periodo glacial entre los 8,500 y 10,00 años MIII-3 debido a climas frios y húmedos.	Entre 10,000 y 7,000 episodio seco con temperaturas y evaporación altas.	Niveles bajos en los lagos, se relaciona a la Fase Seca del Holoceno	Erupción de la PTS hace 10,500 años
	10000	Subestadio Alican I y II	Glaciación Albergue	Glaciación T3	Periodo glacial M-II. Corto pero gran incremento en la precipitación a los 12,000	Entre 10,000 y 14,000 años el clima era frío y húmedo. El aumento de la precipitación generó las glaciaciones.	Incremento de humedad aumento en el nivel de agua en el Lago de Chiconahuapan y de Chalco. Formación de lahares arriba de la PTI	Erupción de la PBI alrededor de 12,100
	15000							Erupción radial de FBC de 14,000 años A.P.
	20000					Entre 14,000 y 23,000 años el clima fue seco y frío		
	25000	Diamantes I y II	Glaciación Santo Tomas 25,000					Erupción de la PTI hace 24,000 años
			Glaciación Marques unos 27,000 años					Formación de suelos

personal, 2001) indica que la glaciación Hueyatenco-2 en el Iztaccíhuatl se registró entre 14,200 y 12,000 años A..P. Esto puede indicar que al momento de la erupción de la PBI existiera un glaciar en el cráter del Nevado de Toluca. La madera carbonizada en varios afloramientos de los depósitos de flujo de la PBI sugiere la presencia de vegetación a elevaciones hasta de 3,200 m, por debajo de la cota del glaciar al momento de la erupción.

IX.3 ORIGEN DEL MAGMA DE LA PBI

Antes del evento eruptivo que dio origen a la PBI, el magma estaba compuesto por una asociación mineralógica de plagioclasa (pl) > hornblenda (hb) > ortopiroxeno (opx) > clinopiroxeno (cpx) > magnetita (mg) > biotita (bi) > apatito (ap) englobados en un líquido de composición riolítica (72.35-73.41 wt% en SiO₂). Los productos juveniles de la PBI son muy similares a los de la PTS (Arce, 1999), en donde existe una asociación mineralógica compuesta por pl > cpx (augita) > hb > qz > fto-K > opx (hiperstena) > > bi, en una matriz criptocristalina y vítrea (63-66% en SiO₂).

Los bordes y golfos de corrosión en la pl, y bi, el vidrio de composición riolítica (73% SiO₂), las coronas de reacción en pl y px, y la presencia de microfenocristales con bordes sanos hacia la cima de la columna estratigráfica, sugieren que la asociación mineralógica no estuvo en equilibrio antes de la erupción de la PBI. Es probable que una etapa de recalentamiento haya causado un desequilibrio en el magma. Las ligeras variaciones mineralógicas (tamaño de los cristales y zoneamiento) y bandeamiento de los clastos pueden ser el resultado de una cámara magmática que sufrió diferentes eventos de recarga e hibridización del magma (por ejemplo la erupción de 1982 del Chichón, Tepley et al., 2000). Este proceso fue descrito por Tepley et al. (2000) quienes realizaron estudios isotópicos de plagioclasas zonadas en rocas formadas hace 220,000 años en el Volcán Chichón, Chiapas. Estos autores concluyeron que la inyección esporádica de magmas máficos en una cámara magmática preexistente ha sido el mecanismo disparador de las erupciones del Chichón. Esta misma clase de recalentamiento y sobrepresión del sistema magmático parece haber ocurrido durante la erupción de la PBI en el Nevado de Toluca.

IX.4 MECANISMOS ERUPTIVOS

La distribución de los depósitos de la PBI y así como de los flujos piroclásticos emplazados a lo largo de las cañadas ubicadas al sureste del volcán, sugiere que la erupción ocurrió cuando el cráter del Nevado de Toluca ya estaba abierto en su porción oriental debido a los diversos colapsos del cono. También es posible que el conducto estuviera obstruido, quizá, sólo por pequeños domos anteriores, ya que no existen depósitos de flujos de bloques y cenizas asociados que indiquen la destrucción de un domo central.

De acuerdo con los fechamientos de radiocarbono la erupción de la PBI tuvo lugar hace ~12,100 años, edad muy próxima a la glaciación M-II reportada en varios volcanes del centro de México (Malinche, Iztaccihuatl y Popocatepetl) y ocurrida hace 12,000 años (Heine, 1988). Sin embargo, Vázquez-Selem (comunicación personal, 2001) indica que la glaciación Hueyatlaco en el Iztaccihuatl ocurrió entre 15,000 y 12,000 años A.P., lo cual indica que probablemente el cráter del Nevado de Toluca estaba ocupado por un glaciar. La cantidad de madera carbonizada dentro de los depósitos de la PBI indica que éste evento ocurrió durante un período cuando las coníferas ocupaban las partes altas del Nevado de Toluca hasta unos 3,400 m.s.n.m. (Vázquez-Selem, 2001). Por encima de este nivel la vegetación debió ser escasa. Por ello los depósitos fueron más vulnerables a la erosión, y por esta razón los afloramientos no se encuentran por encima de los 3,400 m.s.n.m. Por ejemplo, es difícil encontrar el horizonte de Pómez con andesita en el volcán Iztaccihuatl por encima de los 3,000 m.s.n.m., debido a la influencia de los glaciares hizo retroceder el nivel del bosque, dejando una parte sin vegetación y con condiciones de rápida erosión de los depósitos piroclásticos (Vázquez-Selem, comunicación personal).

Con base en la columna estratigráfica de la PBI se puede dividir la erupción en cinco fases eruptivas ocurridas de manera continua. Para describir los eventos se identificará cada uno de ellos con una sigla *E* (de evento) antes de la nomenclatura empleada para cada horizonte (ej. *EC-I* es el evento que dio origen a la capa *C-I*):

La actividad inició con una erupción magmática, la cual abrió un conducto eruptivo y eventualmente una columna eruptiva (*EC-I*). Al abrir el conducto volcánico el flujo magmático erosionó parte de las paredes del mismo, lo cual se refleja en el enriquecimiento de líticos alterados hidrotermalmente del depósito C-I. Esta columna alcanzó una altura de ~20 km por encima del volcán y fue dispersada por los vientos dominantes 65° hacia el SE. La energía de la columna *EC-I* empezó a decrecer con el tiempo hasta desvanecerse. La gradación normal de partículas finas hacia la parte superior del horizonte y la superficie de oxidación en el tope, sugieren un periodo de calma antes de que la erupción continuara. Contemporáneamente o poco tiempo después del emplazamiento de la caída C-I, ocurrió un período de formación de lahares en la barranca Arroyo Grande, tal vez relacionados a intensas lluvias.

La erupción prosiguió con explosiones hidromagmáticas que originaron oleadas piroclásticas (*ES-I*), emplazadas en dirección SE hasta 16 km del volcán. Las explosiones hidromagmáticas fragmentaron violentamente el material y originaron partículas con forma de bloques poco vesiculares, así como abundante vidrio (49% vol.). Las partículas finas transportadas por las oleadas piroclásticas tuvieron suficiente tiempo para asentarse. Esto lo indica la gradación normal de estas partículas en la parte superior del horizonte S-I. El depósito permaneció en estado plástico debido a la humedad, lo cual permitió que los clastos del evento posterior se hundieran en él fácilmente. Una nueva columna eruptiva de tipo sub-pliniano (*EC-II*), se levantó entre ~15 y 19 km por encima del cráter y fue desplazada por los vientos dominantes en dirección 64° hacia el SE. La gradación simétrica de las partículas en el depósito indica que la energía en la columna aumentó hasta un punto máximo, causando una fuerte erosión en el cráter (como lo demuestra la abundancia de líticos en este horizonte) y la columna se desvaneció lentamente. La bimodalidad de los histogramas de frecuencia del depósito C-II, el contenido de vidrio y cristales, sobre todo en las fracciones finas, y la densidad de las partículas de pómez (780 kg/m³), sugieren la presencia de humedad dentro de la columna eruptiva. Esto provocó la agregación de partículas finas y su caída prematura (Brazier et al., 1983; Sparks et al., 1981).

FASES ERUPTIVAS DE LA PBI

Fase V columna pliniana, colapsos parciales y formación de FB por colapso total de columna.

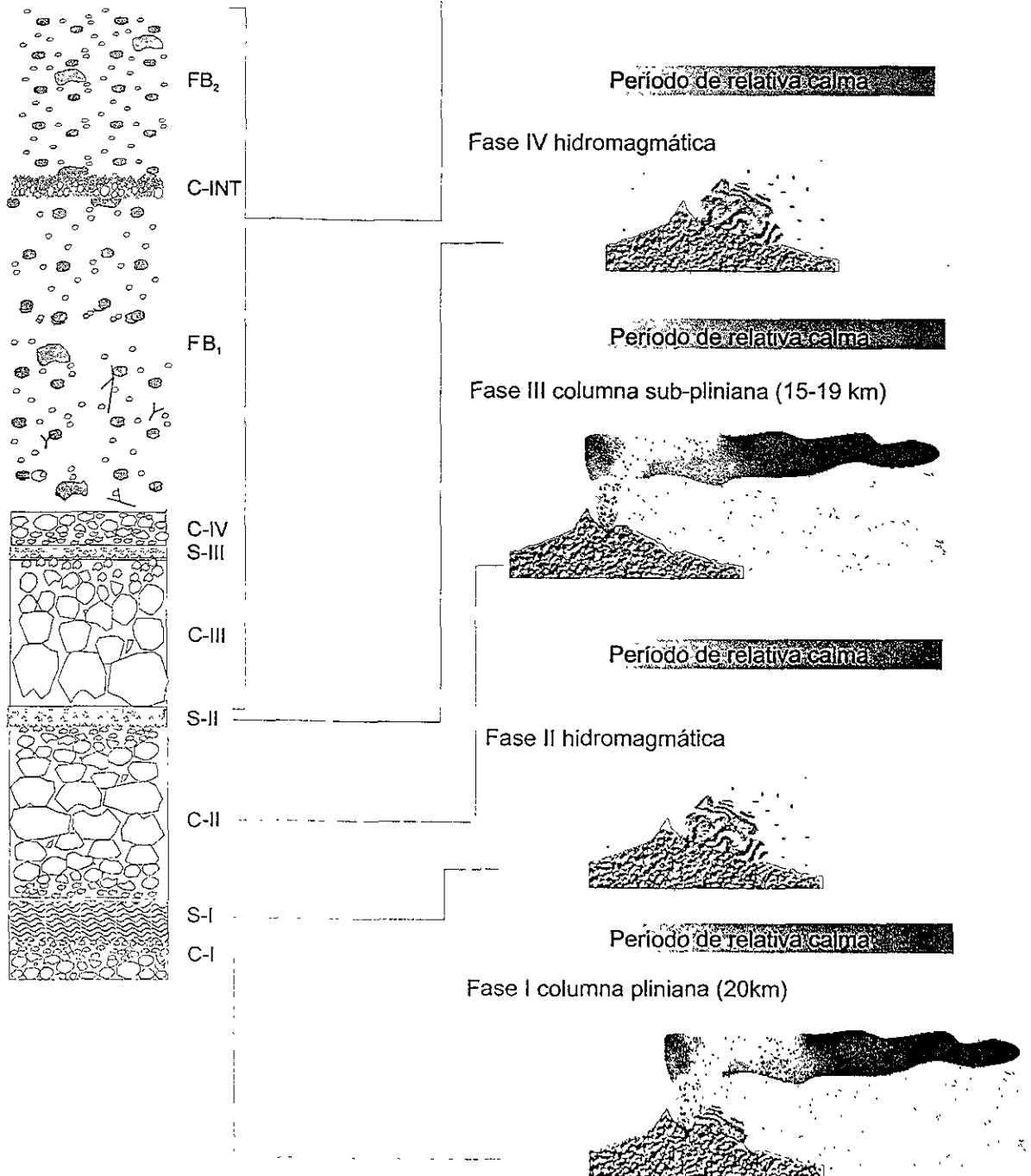


Figura 33. Esquema que representa las cinco fases eruptivas que dieron origen al evento de la PBI.

La columna decreció paulatinamente, permitiendo el asentamiento de las partículas que flotaban en el ambiente, esto dio como resultado un depósito con gradación normal. En algunas secciones la parte superior del depósito se encuentra ligeramente retrabajada. Esto indica un breve lapso de reposo antes del inicio de la siguiente fase eruptiva.

Varias explosiones intermitentes produjeron oleadas piroclásticas (*ES-II*) que viajaron desde la cima hacia la ladera oriental del volcán hasta 16 km. El viento soplaba durante esta fase de la erupción, tal como lo indica la presencia de estratificación de ángulo alto en porciones del depósito *S-II*. Una nueva columna eruptiva (*EC-III*) surgió después de estas explosiones. Sus productos fueron dispersados por los vientos dominantes en dirección *S-SE*. Durante la emisión de la columna *E-CIII* ocurrió una explosión pequeña en el cráter que generó oleadas piroclásticas (*E-SIII*). Sin colapsarse, la columna eruptiva aumentó su energía y erosionó fuertemente el conducto volcánico (*E-CIV*). Durante esta fase la densidad de los fragmentos de pómez aumento de 740 (*C-III*) a 890 (*FB*) kg/m^3 , se incrementó la erosión del conducto volcánico y la desgasificación del magma. Estos factores propiciaron el aumento en la densidad efectiva de la columna *E-CIII* provocando su colapso parcial y el emplazamiento del flujo piroclástico *E-FB*. El contenido importante en líticos (31% vol.) indica que tanto la fuente como la tasa eruptiva aumentaron lo que impidió que la columna se sostuviera (Wilson, 1995). El (*E-FB*) se emplazó hacia el *SE* del volcán por la barranca del Arroyo Grande viajando hasta 20 km y por el arroyo de la Ciénega con dirección al *E* rodeando diversos montículos como el del cerro del Tepehuisco y la colina de los flujos de bloques y cenizas (estación 69). Sólo la porción más diluida del flujo piroclástico (estaciones 55 y NT9537) logró alcanzar las partes topográficamente más altas dejando depósitos delgados hasta de 25 cm de espesor, ricos en pómez y ceniza. Estos flujos piroclásticos fueron los últimos materiales producidos por la erupción.

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones del presente estudio son las siguientes:

- 1) Durante el Pleistoceno tardío tuvo lugar una erupción pliniana-subpliniana en el Volcán Nevado de Toluca, que produjo una secuencia de depósitos llamados en este trabajo Pómez Blanca Intermedia (PBI).
- 2) Fechamientos por el método de radiocarbono indican que el evento tuvo lugar hace aproximadamente 12,100 años A.P.
- 3) La erupción fue originada aparentemente por el recalentamiento del magma estacionado en la cámara magmática.
- 4) Los productos juveniles de la PBI tienen una composición dacítica (~65 % en peso SiO_2), su asociación mineralógica está compuesta por abundantes fenocristales de plagioclasa, hornblenda, hiperstena y augita, biotita, magnetita y vidrio de composición riolítica (73% en peso SiO_2).
- 5) La morfología en bloques poco vesiculados y esferas e hilos de vidrio en los horizontes de oleada piroclástica S-I y S-II, respectivamente, indican que durante la erupción ocurrieron algunas fases hidromagmáticas.
- 6) El volumen en RDE de los depósitos de caída suma 1.2 km^3 , el de los depósitos de oleadas y flujo piroclástico 0.2 km^3 , lo cual suma un total emitido durante la erupción de 1.4 km^3 .
- 7) La erupción tuvo lugar en cinco fases:
 - a. La primera (E-CI) de tipo magmático generó una columna pliniana de ~20 km que se dispersó principalmente hacia SE 65° .
 - b. La segunda fase (E-SI) inició con explosiones hidromagmáticas que generaron oleadas piroclásticas húmedas en dirección S-SE que viajaron a más de 15 km de la fuente.
 - c. La tercera fase (E-CII) se originó con una explosión hidromagmática seguida de una columna subpliniana de ~15-19 km de altura dispersada por los vientos en dirección SE 62° .
 - d. La cuarta fase produjo explosiones hidromagmáticas (E-SII) que generaron oleadas piroclásticas en dirección S-SE y que llegaron a más de 15 km del volcán. Este evento fue afectado notablemente por los vientos. Después transcurrió un período de relativa calma.

- e. La quinta fase formó una columna eruptiva (*E-CIII*) la cual se desplazó por los vientos en dirección S–SE. Una explosión contemporánea en el cráter produjo una oleada piroclástica que viajó en dirección S–SE hasta 15 km de la cima (*E-SIII*). La columna eruptiva continuó dando origen al depósito de caída C-IV. El aumento de la densidad efectiva en la columna eruptiva provocó un colapso parcial, generando dos unidades de flujo piroclástico FB_1 y FB_2 intercalados con un horizonte de caída.
- 8) La distribución de los depósitos indica que: en el caso de producirse una nueva erupción de tipo pliniano, con vientos hacia el SE, se podrían formar flujos piroclásticos; estos se emplazarían principalmente hacia la cañada de Arroyo Grande, lo cual afectaría los diferentes poblados que se encuentran cerca de ella.

APÉNDICE I

ANÁLISIS DE COMPONENTES

Para el análisis de componentes se estudiaron las muestras de la sección 3 dado que representa la estratigrafía más completa de la PBI (Figs. 3, 4, 11 y 14). El procedimiento que se usó para limpiar las partículas es el propuesto por Sheridan y Marshall (1983), que consiste en lavar las partículas en una solución al 10% de ácido clorhídrico y agua destilada durante cinco minutos en ultrasonido. Posteriormente la muestra se enjuaga en una solución de acetona y agua y se deja secar durante ocho horas en un horno eléctrico, a una temperatura de 60°C. Una vez limpia la muestra se analizaron al menos 500 partículas en cada una de las fracciones comprendidas de -6φ a 4φ. Las fracciones correspondientes a las mallas -6 a -1φ fueron separados a simple vista, mientras que las fracciones comprendidas de 0 a 4φ fueron separados en el microscopio estereoscópico. En general los componentes existentes en estos depósitos son: pómez de color gris claro, líticos grises vesiculares juveniles y líticos accidentales de color gris amarillento. Algunos de estos fragmentos líticos son porfídicos, agrietados y silicificados. También ocurren cristales de feldespato, hornblenda y biotita. Para los análisis de componentes se distinguieron: pómez, líticos, cristales y vidrio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arce, J.L., 1999. Reinterpretación de la Erupción Pliniana que dio origen a la Pómez Toluca Superior, Volcán Nevado de Toluca. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica, México D.F., 101 p.
- Barclay, J., Rutherford, M.J., Carroll, M.R., Murphy, M.D., Devine, J.D., Gardner, J. y Sparks, R.S.J., 1998. Experimental phase equilibria constraints on pre-eruptive storage conditions of the Soufriere Hills magma. *Geophysical Research Letters*, v. 25, No. 18, p. 3437-3440.
- Bloomfield, K., 1973. The age and significance of the Tenango Basalt, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, v. 37, p. 586-595.
- Bloomfield, K. 1975. A Late-Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico: *Geologische Rundschau*, v. 64, p. 476-497.
- Bloomfield, K. y Valastro, S., 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 85, p. 901-906.
- Bloomfield, K. y Valastro, S., 1977. Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca Volcano, central México. *Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources*, No. 46, 15 p.
- Bloomfield, K., London, K., Sánchez, G. y Wilson, L., 1977. Plinian Eruptions of the Nevado de Toluca Volcano, México. *Geologische Rundschau*, v. 66 (1), p. 120-146.
- Bradbury, J.P., 1989. Late Quaternary lacustrine paleoenvironments in the Cuenca de México. *Quaternary Science Reviews*, 8, 75-100.
- Brazier, S., Sparks, R., Carey, S., Sigurdsson, H. y Westgate, J., 1983. Bimodal grain size distribution and secondary thickening in air-fall ash layers. *Nature* 301, p. 115-119.
- Caballero, M., 1997. The postglacial maximum in the basin of Mexico: the diatom record between 34,000 and 15,000 years B.P. from lake Chalco. *Quaternary International*, 43/44, p. 125-136.
- Caballero, M. Macías, J.L., Lozano-García, S., y Urrutia-Fucugauchi, J., 2001. Late Pleistocene-Holocene volcanic stratigraphy and palaeoenvironments of the Upper Lerma Basin, Mexico. *Spec. Publish. int. Ass. Sediment*, v. 30, p. 247-261.
- Cantagrel, J.M., Robin, C. y Vincent, P., 1981. Les grandes etapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca: *Bulletin of Volcanology*, v. 44, p. 177-188.
- Capra, L. y Macías, J.L., 2000. Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, Central México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 102, p. 149-168

- Carey, S. y Sigurdsson, H., 1982. Influence of particle, aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980, Eruption of Mount St. Helens Volcano. *Journal of Geophysical Research*, v. 87, B8, p. 7061-7072.
- Carey, S. y Sparks, R., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic columns. *Bulletin of Volcanology*, v. 48, p. 109-125.
- Carey, S., Gardner, J., Sigurdsson, H. y Criswell., 1990. Temporal variation of the eruption column height and magma discharge during the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 43, p 99-112.
- Carey, S., Gardner, J. y Sigurdsson, H., 1995. The intensity and magnitude of Holocene plinian eruptions from Mount St. Helens volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p 185-202.
- Dawson, A.G., 1992. Ice age earth - Late Quaternary geology and climate: London and New York, ROUTLEDGE, 293 p.
- Demant, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, v. 2, p. 172-187.
- Fierstein, J. y Nathenson, M., 1992. Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bulletin of Volcanology*, v.54, p. 156-167.
- Fisher, R. y Waters, A., 1970. Base surge bed forms in maar volcanoes. *American Journal of Science*, v. 268, p. 157-180.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag. Berlín, Heidelberg, New York, Tokyo, 471 p.
- Flores, T., 1906. Le Xinantécatl ou Volcán Nevado de Toluca: 10th International Geological congress, Mexico D.F. 1906. Excursion Guide 9, 16 p.
- Flores, L.R., 1978. Las posibles relaciones tectónicas entre la Faja Volcánica Mexicana y una porción de la cuenca sedimentaria de Morelos – Guerrero: México, D.F. Soc. Geol. Mexicana, Convención Nacional 4, 19.
- García-Martínez, B., 2000. El Valle de Toluca. *Arqueología Mexicana* Vol. VIII-Num. 43: 24-26.
- García-Palomo, A., 1998. Evolución estructural en las inmediaciones del Volcán Nevado de Toluca, Edo. de México, Tesis de Maestría sin publicar, UACPyP del CCH, UNAM, México, 146 p.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H. y Espíndola, J.M., 2001. Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas, Central Mexico. *Geological Society of America Map Series*. En prensa.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., y Espíndola, J.M., 1996. Marco Geológico Estructural de la Región del Nevado de Toluca, Edo. de México. *Actas INAGEQ* 2, 115-120 p.

- García-Palomo, A., Macías, J.L., y Garduño, V.H., 2000. Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, v. 318, p. 281-302.
- Gardner, J.E. y Tait, S., 2000. The caldera forming eruption of Volcán Ceboruco, México. *Bulletin of Volcanology*, v. 62, 20-33 p.
- Gardner, C.A., Cashman, K.V. y Neal, C.A., 1998. Tephra-fall deposits from the 1992 eruption of Crater Peak, Alaska: implications of clast textures for eruptive processes. *Bulletin of Volcanology*, v. 59, p. 537-555.
- Gill, J. B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Hidelberg, New York, p. 390.
- González-Quintero, L., 1986. Análisis polínicos de los sedimentos. En: Lorenzo, J.L. y Mirambell (Ed.), *Tlapacoya: 35,000 años de historia del Lago de Chalco*. Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, p. 157-166.
- Hammarstrom, J.M. y Zen, E-an., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Min.*, v. 71, p. 1297-1313.
- Heiken, G., 1972. Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 1961-1988.
- Heiken, G. y Eichelberger, J.C., 1980. Eruption at Chaos Crags, Lassen Volcanic National Park, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 7, p. 443-481.
- Heiken, G. y Wohletz, K., 1991. Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. En: *Sedimentation and volcanic settings*, SEPM Special publication, No. 45, Ed. Fisher, R.V. y Smith, G.A. Tulsa, Oklahoma, E.U.A., 257 p.
- Heine, K., 1984. Comment on Pleistocene Glaciation of Volcano Ajusco, Central Mexico, and Comparison with the Standard Mexican Glacial Sequence by Sidney E. White and Salvatore Valastro, *Journal Quaternary Research*, v. 22, p. 242-246.
- Heine, K., 1988. Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften*, v. 6, p. 197-205.
- Heine, K. y Ohngemach, D., 1976. Die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko. *Münst. Forsch. Geol. Paläontol.*, 38/39: 229-251.
- Houghton, B.F. y Wilson, C.J.N. y Weaver, S.D., 1985. Stombolian deposits at Mayor Island: "basaltic" eruptive styles displayed by a peralkaline rhyolitic volcano. *NZ Geol. Surv. Record*, v. 8, 42-51.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N. y Weaver, S.D., 1987. The Opo Bay tuff cone, Mayor Island: interaction between rising gas poor pantelleritic magma and external water. *NZ Geol. Surv. Record*, v. 18, p. 79-86.
- Houghton, B.F. y Wilson, C.J.N., 1989. A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, v. 51, p. 451-462.

- Humboldt, A. V., 1811. *Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle Espagne, avec un atlas physique et géographique fondé sur les observations astronomiques, des Mesures trigonométriques et des Nivellements barométriques*. 4 Vols., Paris
- Inman, D. L., 1952. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 22, p. 125-145.
- INEGI, 1995. *Conteo 95 de Población y Vivienda: Resultados definitivos. Tabuladores Básicos*. Estado de México. 551p.
- Johnson, M. y Rutherford, M.J., 1989. Experimentally determined conditions in the Fish Canyon Tuff, Colorado, Magma Chamber. *Journal of Petrology*, v. 30, part. 3, p. 711-737.
- Komorowski, J. C., 1988. Scanning electron microscope techniques for discrimination of magmatic and hydromagmatic pyroclasts: A.D. 79 deposits of Vesuvius. Tesis de Maestría sin publicar, Arizona State University, Arizona, E.U.A., 395 p.
- Komorowski, J. C., 1991. Scanning electron microscopy of pyroclastic matter: Eruptions of Vesuvius in A.D. 79 and Mt. St. Helens in A.D. 1980. Tesis de Doctorado, Arizona State University, Arizona, E.U.A., 395 p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, Part. 3, p. 745-750.
- Le Maitre, R.W., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell, p 193.
- Lorenzo, J. L., 1967. "Los Glaciares del Pleistoceno Superior en México", *Estudios dedicados al profesor Dr. Luis Pericot*. Instituto de Arqueología y Prehistoria, Universidad de Barcelona, Barcelona, 410 p.
- Macías, J.L., García, A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C. y Scott, K., 1997. Late Pleistocene-Holocene Cataclysmic Eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central México. En : Link, K.P., y Kowallis, B.J., (Eds.), *Proterozoic to Recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, southern Idaho and Central Mexico*. Brigham Young University, Geology Studies, v. 42. part. 1, p. 493-528.
- McKenzie, W.S., Donaldson, C.H. y Guilford, C., 1996. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Ed. Longman Scientific and Technical, New York, E.U.A.. 148 p.
- Metcalfe, S., Street-Perrott, F., Perrott, R. Y Harkness, D., 1991. Paleolimnology of the Upper Lerma basin, Central Mexico: record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11, 600 yr BP. *Journal of Paleolimnology*, v. 5, p. 197-218.
- Mooser, F., 1969. The Mexican Volcanic Belt. Structure an development. Formation of fractures by differential crustal heating: Pan-American Symposium on the Upper Mantle, Mexico, Group II: Upper Mantle, petrology, and tectonics, Mexico, p. 137-145.

- Mooser, F. y Maldonado-Koerdell, M., 1961. Mexican National report on volcanology. *Anales del Instituto de Geofísica, UNAM VII*, 46-53.
- Murphy, M, Sparks, R. S.J., Barclay, J., Carroll, M. y Brewer, T., 2000. Remobilization of Andesite Magma by Intrusion of Mafic Magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Petrology*, v. 41, No. 1, p. 21-42.
- Neal, C.A., McGimsey, R.G., Gardner, C.A., Harbin, M.L. y Nye, C.J., 1995. Tephra-fall deposits from 1992 eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska: a preliminary report on distribution, stratigraphy, and composition. En: Keith TEC (ed) *The 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mount Spurr Volcano, Alaska*. US Geol. Surv. Bull, v. 2139, p. 65-79.
- Newton, A. y Metcalfe, S., 1999. Tephrocronology of the Toluca Basin, central Mexico. *Quaternary Science Reviews*, v. 18, p. 1039-1059
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. y Harakal, J.E., 1987. K-Ar and geological data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional, Special Volume on the Mexican Volcanic Belt*, v. 26, part. 3, p.109-158.
- Ordoñez, E., 1902. *Le Xinantécatl ou Volcan Nevado de Toluca: Memoria de la Sociedad Científica Antonio Alzate, México*, p. 83-112.
- Ortega-Guerrero, B. y Newton, A., 1998. Geochemical characterization of late Pleistocene -Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, central Mexico. *Quaternary Research*, v. 50, p. 90-106.
- Pyle, D., 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, v. 51, p. 1-15.
- Pyle, D., 1995. Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 69, p 379-382.
- Richard y Clarke, 1990. Programa Minpet.
- Sakuyama, M., 1980. Evidence of magma mixing: Petrological study of Shirouma-Oike calkalkalic Andesite Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 179-208.
- Self, S. y Sparks, R.S.J., 1978. Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by interaction of silicic magma and water. *Bulletin of Volcanology*, v. 41-3, p. 1-17.
- Sheridan, M.F. y Marshall, J. R. 1983. Scanning Electron Microscopic examination of pyroclastic materials: Basic considerations. *Scanning Electron Microscopy*, p. 113-118.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt S., Rymer, H. y Stix, J., 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Ed. Academic Press, New York, Estados Unidos, 1417 p.
- Smith, R. L. y Luedke, R. C., 1984. Potentially active volcanic lineaments and loci in western conterminous United States. En : *Explosive volcanism: Inception, evolution and hazards*. Studies in Geophysics, National Academy Press, Washington D. C , p. 47-66.

- Sorem, R., 1982. Volcanic ash clusters: Tephra rafts and scavengers, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.13, p. 63-71.
- Sparks, R., Wilson, L. y Sigurdsson, H., 1981. The pyroclastic deposits of the 1875 eruption of Askja, Iceland, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, A299, 241-273.
- Sparks, R., Bursik, M., Carey, S., Gilbert, J., Glaze, L., Sigurdsson, H. y Woods, A., 1997. *Volcanic Plumes*. Ed. John Wiley & Sons, E.U.A., 574 p.
- Stuiver, M., Reimer, P., Bard, E., Beck, J., Burr, G., Hughen, K., Kromer, B. McCormac, F., v.d. Plicht, J. y Spurk, M., 1998a. INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, v.40, p. 1041-1083.
- Stuiver, M., Reimer, P. y Braziunas, T., 1998b. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, v. 40, p. 1127-1151
- Szakács, A., 1994a. Can we distinguish between dormant and extinct volcanoes? Colima Volcano Fourth International Meeting, Colima, México. Abstracts, p 43-44.
- Szakács, A., 1994b. Redefining volcanoes: a discussion. *Bulletin of Volcanology*, v. 56, p. 321-325.
- Tepley III, F., Davidson, J., Tilling, R. y Arth, J., 2000. Magma Mixing, Recharge and Eruption Histories Recorded in Plagioclase Phenocrysts from El Chichón Volcano, Mexico. *Journal of Petrology*, v. 41, No 9, p. 1397 – 1411.
- Tobi y Kroll, 1975. Optical determination of the An content of plagioclases twinned by the Carlsbad-law: A revised chart. *Am. J. Science*, v. 275, p. 71-736
- Vázquez-Selem, L., 1997. Late quaternary glaciations of Teyotl Volcano, Central Mexico. *Quaternary International*, v. 43/44, p. 67-73.
- Waitz, P., 1909. Excursión Geológica al Nevado de Toluca: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 6, p. 113-117.
- Walker, G.P.L., 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Journal of Geology*, v. 79, p. 696-714.
- Walker, G.P.L., 1972. Crystal concentration in ignimbrites . *Cont. Mineral. Petrol*, v. 36, p. 315-146.
- Wentworth., C.K., 1922. A scale of grade and clast terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, v. 30, p. 377-392.
- White, S., Reyes-Cortés, M., Ortega-Ramírez, J. y Valastro, J.S., 1990. El Ajusco: Geomorfología Volcánica y acontecimientos glaciares durante el Pleistoceno superior y comparación con las Series Glaciares Mexicanas y las de las Montañas Rocallosas. Serie Arqueológica. Instituto Nacional de Antropología e Historia. Ed. Antonio Guzmán V. y Lourdes Martínez, Traducción de José Lorenzo. 1ª Ed., 77 p.

- Whitford, D. J. y Bloomfield, K., 1977. Geochemistry of Late Cenozoic volcanic rocks from the Nevado de Toluca area, México. *Carnegie-Institute, Washington Yearb*, v. 75, p. 207-213.
- Wilson, C.J.N., 1995. Ignimbritas y calderas: perspectivas históricas, ideas actuales y desarrollos futuros. *Volcanología Actual*. Ed. Joan Martí y Vicente Araña; Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España (C.S.I.C.), p. 217-266.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Ed. UNWIN HYMAN, Londres, 466 p.
- Wood D., 1979. A variably veined sub-oceanic upper mantle—genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, v. 7, p. 499-503.
- Wohletz, K., 1983. Mechanism of hydrovolcanic pyroclast formation: Grain-size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 17, p. 31-63.
- Wohletz, K. y Sheridan, M., 1983. Hydrovolcanic explosions II: evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal Science*, v. 283, p. 385-413.
- Wones, D.R., 1981. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining. Geol.*, v. 31, p. 191-212.