

03077

1  
2ej

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Reinterpretación de la erupción pliniana que dio  
origen a la Pómez Toluca Superior, Volcán  
Nevado de Toluca

**Tesis**

Para obtener el grado de  
Maestro en Sismología y Física del Interior de la Tierra

Presenta

José Luis Arce Saldaña

1999

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

27556A



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.

## Agradecimientos

Es para mi un placer tener la oportunidad de expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que de alguna manera sustentaron este trabajo de tesis y fortalecieron mi formación académica.

Agradezco especialmente al Dr. José Luis Macías, quien fungió como mi tutor y Director de tesis, me brindó todo su apoyo durante mis estudios de Maestría y revisó minuciosamente este trabajo. Además fue quien me introdujo al estudio de los volcanes. Gracias José Luis por darme la oportunidad de trabajar y convivir contigo, por tus enseñanzas, por transmitirme ese entusiasmo que te caracteriza y gracias por tu amistad. De la misma manera agradezco al Dr. Juan Manuel Espíndola por toda su ayuda desinteresada que me brindó desde el inicio de mis estudios, al Dr. Claus Siebe por su asesoría durante mi estancia en la Maestría.

Agradezco al los Dres. Servando de la Cruz, Claus Siebe, José Luis Macías, Víctor Hugo Garduño y Sergio Rodríguez por la revisión del manuscrito y por sus valiosas sugerencias que lograron enriquecer aún más el escrito final.

Quiero agradecer también al Dr. Marcus Bursik de la Universidad de Buffalo, Nueva York por sus valiosas críticas y comentarios al manuscrito. Así mismo a los Dres. Kevin Scott y Jack McGeehin por la realización de algunos de los fechamientos C-14 en el laboratorio del Servicio Geológico Americano.

Un reconocimiento particular para Juan Carlos Mora por su apoyo desinteresado, especialmente en la parte de la petrografía y geoquímica de la tesis.

Agradezco sinceramente a mis compañeros y amigos Lucia, Armando, Renato, Ricardo y Gabriel por todos sus comentarios, por sus enseñanzas en campo y en gabinete, por todo el apoyo que siempre me han brindado, especialmente en los momentos más difíciles. Así mismo agradezco a los compañeros del Salón de Estudiantes de Vulcanología por su compañerismo y amistad.

Agradezco cordialmente a Joel Ramírez por todo su apoyo incondicional, por ser un gran amigo y un gran maestro. A Gilberto y Paco de la Esc. Reg. Ciencias de la Tierra, Taxco el viejo, Gro. (UAG) por su compañía en el trabajo de campo.

Quiero agradecer también a la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geofísica por el apoyo que me brindaron durante mis estudios.

Agradezco a todo el personal de las Bibliotecas de Geofísica y Geología por su eficiente servicio y por su amable atención. Particularmente al Lic. Arturo Méndez por su gran apoyo en cualquier problema.

Mis estudios los pude concluir gracias a la beca que me otorgó el CONACyT, así como el apoyo de los proyectos de DGAPA (IN102297 y IN107196) y CONACyT (# 0179PT).

*Dedicatoria*

*Este trabajo está cariñosamente dedicado a las personas que siempre han estado conmigo y me han apoyado en todos los momentos, oscuros o transparentes, en momentos de tristeza y de alegría, incluso sacrificándose por que yo siga adelante y sin pedir nada a cambio.*

*A mi gran apoyo y compañera Silvia y a mi mayor tesoro y mi mayor motivación  
Fernandita.*

*A mi padre y a mis hermanos con mucho amor.*

Contenido

	No. de pag.
Agradecimientos -----	i
Dedicatoria -----	ii
Lista de figuras -----	vii
Lista de tablas -----	x
Resumen -----	xi
<b>I.- INTRODUCCION -----</b>	<b>1</b>
I.1.- Historia eruptiva del Nevado de Toluca -----	5
I.2.- Objetivos -----	7
I.3.- Localización del área de estudio -----	7
I.4.- Antecedentes -----	9
<b>II.- METODOLOGIA -----</b>	<b>12</b>
II.1.- Trabajo de campo -----	12
II.2.- Trabajo de laboratorio -----	12
II.3.- Trabajo de gabinete -----	13
<b>III.- ESTRATIGRAFIA DEL DEPOSITO -----</b>	<b>14</b>
III.1.- Relaciones estratigráficas -----	14
III.2.- Flujo basal $F_0$ -----	15
III.3.- Caída de pómez $PC_0$ -----	21
III.4.- Caída de pómez $PC_1$ -----	21
III.5.- Flujos y oleadas $F_1$ y $S_1$ -----	22
III.6.- Caída de pómez $PC_2$ -----	27
III.7.- Flujos y oleadas $F_2$ y $S_2$ -----	28
III.8.- Caída de pómez $PC_3$ -----	29

III.9.- Flujo piroclástico F <sub>3</sub> -----	30
III.10.- Lahares La -----	30
<b>IV.- ANALISIS SEDIMENTOLOGICO -----</b>	<b>31</b>
IV.1.- Caída de pómez PC <sub>0</sub> -----	35
IV.2.- Caída de pómez PC <sub>1</sub> -----	37
IV.3.- Flujo piroclástico F <sub>1</sub> -----	37
IV.4- Oleada S <sub>1</sub> -----	39
IV.5.- Caída de pómez PC <sub>2</sub> -----	39
IV.6.- Flujo piroclástico F <sub>2</sub> -----	40
IV.7.- Oleada S <sub>2</sub> -----	40
IV.8.- Caída de pómez PC <sub>3</sub> -----	40
<b>V.- ANALISIS DE COMPONENTES -----</b>	<b>41</b>
V.1.- Caída de pómez PC <sub>0</sub> -----	43
V.2.- Caída de pómez PC <sub>1</sub> -----	44
V.3.- Caída de pómez PC <sub>2</sub> -----	44
V.4.- Caída de pómez PC <sub>3</sub> -----	45
<b>VI.- DISTRIBUCION Y VOLUMEN -----</b>	<b>46</b>
VI.1.- Mapa de isopacas e isopleas -----	46
VI.2- Flujos piroclásticos -----	58
VI.4.- Volumen total de material emitido -----	63
<b>VII.- EDAD DEL DEPÓSITO -----</b>	<b>65</b>
<b>VIII.- PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA -----</b>	<b>70</b>
VIII.1.- Petrografía -----	70
VIII.2.- Geoquímica -----	71
VIII.3.- Variación química temporal -----	77

IX.- DISCUSION E INTERPRETACION -----	79
IX.1.- Condiciones pre-eruptivas del evento volcánico	
PTS -----	81
IX.2.- Origen del evento volcánico -----	82
IX.3.- Mecanismos eruptivos de la PTS -----	83
CONCLUSIONES -----	91
BIBLIOGRAFIA -----	92

## Lista de figuras

- Figura 1.- Litografía de una típica columna de erupción pliniana del Volcán Vesubio, Italia en 1864.
- Figura 2.- Representación esquemática de las principales partes de una columna de erupción pliniana.
- Figura 3.- Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca con respecto a las principales estructuras volcánicas, ciudades y vías de comunicación.
- Figura 4.- Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca dentro del Cinturón Volcánico Mexicano.
- Figura 5.- Mapa topográfico del área de estudio con la localización de los principales afloramientos que muestran el depósito de la Pómez Toluca Superior (PTS).
- Figura 6.- Columna estratigráfica compuesta del depósito PTS.
- Figura 7.- Vista panorámica de uno de los afloramientos representativos del depósito PTS.
- Figura 8.- Comparación de la columna estratigráfica de este trabajo con la de los estudios previos.
- Figura 9.- Fotografía de detalle del depósito de flujo piroclástico basal F<sub>0</sub>.
- Figura 10.- Fotografía detallada del depósito de surge inter-PC<sub>1</sub>.
- Figura 11.- Correlación de columnas estratigráficas de la PTS.
- Figura 12.- Mapa de la distribución general de los depósitos de flujo piroclástico de la PTS.
- Figura 13.- Fotografía de los depósitos de flujos piroclásticos asociados a la PTS.
- Figura 14.- Fotografía que muestra las facies marginales de los depósitos de flujos piroclásticos.

Figura 15.- Fotografía que muestra los dos principales horizontes de caída de la PTS,  $PC_1$  y  $PC_2$ .

Figura 16.- Gráfica que muestra el grado de selección en función del diámetro mediano de grano para el depósito PTS.

Figura 17.- Gráfica que muestra el grado de selección y diámetro mediano de grano en función de la distancia de la fuente.

Figura 18.- Curvas de frecuencia acumulativa para los horizontes de caída  $PC_0$  y  $PC_1$ .

Figura 19.- Curvas de frecuencia acumulativa para los horizontes de caída  $PC_2$  y  $PC_3$ .

Figura 20.- Histogramas de los análisis granulométricos de los diferentes horizontes de la PTS.

Figura 21.- Histogramas de los análisis de componentes de los diferentes horizontes de caída.

Figura 22.- Distribución general de la isopaca de 10 y 30 cm para los horizontes de caída  $PC_1$  y  $PC_2$ .

Figura 23.- Mapa de isopacas del horizonte de caída  $PC_0$ .

Figura 24.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída  $PC_0$ .

Figura 25.- Mapa de isopleas del horizonte de caída  $PC_0$ .

Figura 26.- Mapa de isopacas del horizonte de caída  $PC_1$ .

Figura 27.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída  $PC_1$ .

Figura 28.- Mapa de isopleas del horizonte de caída  $PC_1$ .

Figura 29.- Mapa de isopacas del horizonte de caída  $PC_2$ .

Figura 30.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC<sub>2</sub>.

Figura 31.- Mapa de isopletas del horizonte de caída PC<sub>2</sub>.

Figura 32.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PC<sub>3</sub>.

Figura 33.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC<sub>3</sub>.

Figura 34.- Mapa de isopletas del horizonte de caída PC<sub>3</sub>.

Figura 35.- Diagrama de clasificación química de las rocas del depósito PTS (Cox et al., 1981).

Figura 36.- Diagrama de clasificación de las series magmáticas para las rocas de la PTS (Gill, 1981).

Figura 37.- Diagramas de harker para elementos mayores de las rocas de la PTS.

Figura 38.- Diagramas binarios de algunos elementos traza para las rocas de la PTS.

Figura 39.- Diagrama de tierras raras normalizado con valores de condrita (Haskin et al., 1963).

Figura 40.- Diagramas araña (spider) normalizados con valores de condrita (Thompson, 1982).

Figura 41.- Variación temporal de los elementos mayores.

Figura 42.- Variación temporal de algunos elementos traza.

Figura 43.- Gráfica que muestra la velocidad de salida del material contra el log de la tasa de emisión, para los horizontes de caída de la PTS.

Figura 44.- Evolución esquemática de las diferentes fases eruptivas que conformaron el evento de la PTS.

### Lista de tablas

Tabla I.- Datos de los análisis de componentes de los diferentes horizontes de caída de la PTS.

Tabla II.- Datos de área y volumen de los diferentes horizontes de la PTS.

Tabla III.- Fechamientos del depósito de la PTS, por el método de radiocarbono 14.

Tabla IV.- Datos de análisis químicos de fragmentos juveniles del depósito PTS.

## Resumen

La última erupción pliniana del Volcán Nevado de Toluca produjo una pómez dacítica conocida como la Pómez Toluca Superior (Bloomfield y Valastro 1974) la cual cubrió con una capa de pómez a las cuencas del Alto Lerma y México. Nuevos datos de campo y de laboratorio indican que el depósito descrito por estos autores es mucho más complejo. De acuerdo con los datos petrográficos y geoquímicos la erupción fue provocada por la inyección de un magma básico en una cámara zonada de composición dacítica. Este fenómeno ocasionó el desequilibrio del sistema magmático originando explosiones freatomagmáticas que abrieron el tapón que obstruía el conducto volcánico. Estos eventos emplazaron un flujo piroclástico ( $F_0$ ) en la pendiente oriental del volcán. La ruptura del tapón central ocasionó la descompresión del sistema magmático dando lugar a la formación sucesiva de cuatro columnas plinianas las cuales alcanzaron alturas de 25, 35, 42 y 28 km. respectivamente. Estas columnas depositaron cuatro capas de pómez ( $PC_0$ ,  $PC_1$ ,  $PC_2$  y  $PC_3$ ) en dirección E-NE del volcán, de las cuales  $PC_1$  y  $PC_2$  tuvieron alcances de más de 90 km. (Cuenca de México). La inestabilidad de las columnas plinianas correspondientes a las capas  $PC_1$ ,  $PC_2$  y  $PC_3$  provocó el colapso de las mismas y la generación de flujos y oleadas piroclásticas ricos en pómez ( $F_1-S_1$ ,  $F_2-S_2$  y  $F_3$ ), los cuales se emplazaron en tres direcciones principales, E, NE y N del cráter rellenando las depresiones existentes y en ocasiones superando barreras topográficas. El evento finalizó con la extrusión de un domo dacítico conocido como El Ombligo. El volumen total de material emitido durante este evento fue de  $1.9 \text{ km}^3$  (roca densa). La erupción Nuevos fechamientos de material carbonizado dentro del depósito y un análisis de los datos existentes sugiere que la erupción pliniana que dio origen a la Pómez Toluca Superior ocurrió hace aproximadamente 10,500 años.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.- Litografía de una típica columna de erupción pliniana del Volcán Vesubio, Italia en 1864.
- Figura 2.- Representación esquemática de las principales partes de una columna de erupción pliniana.
- Figura 3.- Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca con respecto a las principales estructuras volcánicas, ciudades y vías de comunicación.
- Figura 4.- Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca dentro del Cinturón Volcánico Mexicano.
- Figura 5.- Mapa topográfico del área de estudio con la localización de los principales afloramientos que muestran el depósito de la Pómez Toluca Superior (PTS).
- Figura 6.- Columna estratigráfica compuesta del depósito PTS.
- Figura 7.- Vista panorámica de uno de los afloramientos representativos del depósito PTS.
- Figura 8.- Comparación de la columna estratigráfica de este trabajo con la de los estudios previos.
- Figura 9.- Fotografía de detalle del depósito de flujo piroclástico basal  $F_0$ .
- Figura 10.- Fotografía detallada del depósito de surge inter- $PC_1$ .
- Figura 11.- Correlación de columnas estratigráficas de la PTS.
- Figura 12.- Mapa de la distribución general de los depósitos de flujo piroclástico de la PTS.
- Figura 13.- Fotografía de los depósitos de flujos piroclásticos asociados a la PTS.
- Figura 14.- Fotografía que muestra las facies marginales de los depósitos de flujos piroclásticos.

Figura 15.- Fotografía que muestra los dos principales horizontes de caída de la PTS, PC<sub>1</sub> y PC<sub>2</sub>.

Figura 16.- Gráfica que muestra el grado de selección en función del diámetro mediano de grano para el depósito PTS.

Figura 17.- Gráfica que muestra el grado de selección y diámetro mediano de grano en función de la distancia de la fuente.

Figura 18.- Curvas de frecuencia acumulativa para los horizontes de caída PC<sub>0</sub> y PC<sub>1</sub>.

Figura 19.- Curvas de frecuencia acumulativa para los horizontes de caída PC<sub>2</sub> y PC<sub>3</sub>.

Figura 20.- Histogramas de los análisis granulométricos de los diferentes horizontes de la PTS.

Figura 21.- Histogramas de los análisis de componentes de los diferentes horizontes de caída.

Figura 22.- Distribución general de la isopaca de 10 y 30 cm para los horizontes de caída PC<sub>1</sub> y PC<sub>2</sub>.

Figura 23.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PC<sub>0</sub>.

Figura 24.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC<sub>0</sub>.

Figura 25.- Mapa de isopletas del horizonte de caída PC<sub>0</sub>.

Figura 26.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PC<sub>1</sub>.

Figura 27.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC<sub>1</sub>.

Figura 28.- Mapa de isopletas del horizonte de caída PC<sub>1</sub>.

Figura 29.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PC<sub>2</sub>.

- Figura 30.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC<sub>2</sub>.
- Figura 31.- Mapa de isopletas del horizonte de caída PC<sub>2</sub>.
- Figura 32.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PC<sub>3</sub>.
- Figura 33.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC<sub>3</sub>.
- Figura 34.- Mapa de isopletas del horizonte de caída PC<sub>3</sub>.
- Figura 35.- Diagrama de clasificación química de las rocas del depósito PTS (Cox et al., 1981).
- Figura 36.- Diagrama de clasificación de las series magmáticas para las rocas de la PTS (Gill, 1981).
- Figura 37.- Diagramas de harker para elementos mayores de las rocas de la PTS.
- Figura 38.- Diagramas binarios de algunos elementos traza para las rocas de la PTS.
- Figura 39.- Diagrama de tierras raras normalizado con valores de condrita (Haskin et al., 1963).
- Figura 40.- Diagramas araña (spider) normalizados con valores de condrita (Thompson, 1982).
- Figura 41.- Variación temporal de los elementos mayores.
- Figura 42.- Variación temporal de algunos elementos traza.
- Figura 43.- Gráfica que muestra la velocidad de salida del material contra el log de la tasa de emisión, para los horizontes de caída de la PTS.
- Figura 44.- Evolución esquemática de las diferentes fases eruptivas que conformaron el evento de la PTS.

## LISTA DE TABLAS

Tabla I.- Datos de los análisis de componentes de los diferentes horizontes de caída de la PTS.

Tabla II.- Datos de área y volumen de los diferentes horizontes de la PTS.

Tabla III.- Fechamientos del depósito de la PTS, por el método de radiocarbono 14.

Tabla IV.- Datos de análisis químicos de fragmentos juveniles del depósito PTS.

## I.- INTRODUCCION

Las erupciones de tipo pliniano derivan su nombre de la descripción hecha por Plinio el Joven durante la erupción del Volcán Vesubio, Italia en el año 79 D.C. En las famosas cartas de Plinio El Joven a su amigo Cornelio Tácito, Plinio describió la columna eruptiva como un árbol gigante de pino (Fig. 1), que a cierta altura se expandió lateralmente provocando posteriormente una lluvia de pómez y cenizas. Esta erupción representa una de las peores catástrofes volcánicas de aquella época dado que sepultó los poblados de Pompeya y Herculano.



Figura 1.- Litografía de una típica columna de erupción pliniana del volcán Vesubio, Italia en 1822, (Tomada de G. Poulet Scrope, Masson, 1864).

Actualmente se conoce que este tipo de erupciones se originan por la expulsión repentina de grandes volúmenes de magma sometido a altas presiones dentro del reservorio volcánico. El magma es expulsado hacia la atmósfera en forma de material piroclástico (fragmentos de pómez, cenizas, rocas del cráter antiguo) y gases a altas velocidades. Este material forma inmediatamente una columna eruptiva que asciende verticalmente impulsada por las velocidades iniciales de salida del material generalmente supersónicas (Fig. 2). Esta parte inicial de la columna se conoce como la región de empuje.

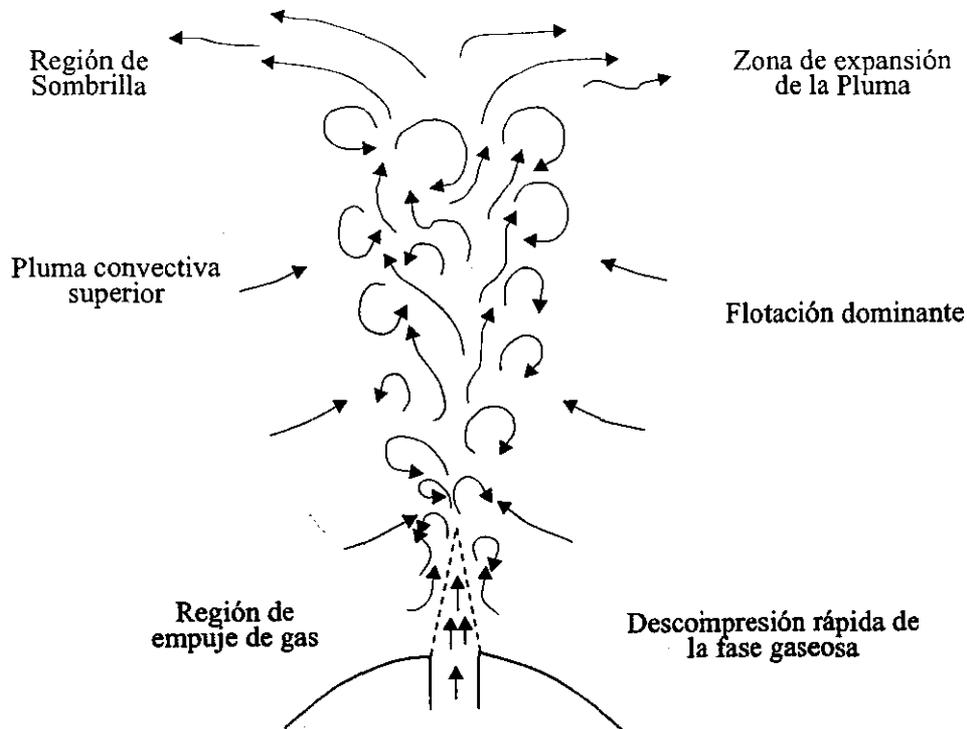


Figura 2.- Esquema de las principales partes de una columna de erupción pliniana, modificada de Woods, (1981).

Una vez que la columna eruptiva se comienza a mezclar con el aire circundante esta pierde densidad y asciende convectivamente hasta alcanzar alturas estratosféricas (>11 km hasta ~50 km). A estas alturas la densidad de la nube eruptiva (gas y partículas dentro de la columna) se igualan con la del aire promoviendo su transporte lateral. Esta zona es conocida como la región de "sombriilla" y es en esta en donde la pluma eruptiva alcanza su mayor dispersión ayudada por los vientos predominantes. De esta forma llega a cubrir extensas superficies.

Debido a la naturaleza de las erupciones plinianas, estas pueden tener severas repercusiones ya que afectan a los seres vivos, deterioran el medio ambiente y dañan a la infraestructura en general.

La erupción de 1815 del Volcán Tambora, Indonesia, representa el peor evento volcánico en tiempos históricos. Tuvo un impacto dramático sobre el clima de la Tierra. Esta erupción causó oscuridad en toda Europa durante tres días, atardeceres brillantes, cambios climáticos globales y en 1816 dio lugar al año sin verano en el hemisferio norte (Stothers, 1984).

En México existen dos ejemplos recientes de erupciones de tipo pliniano. La erupción de 1913 del Volcán de Colima, la cual formó una columna eruptiva de 21km de altura que cubrió un área aproximada de 140,000 km<sup>2</sup> y depositó ceniza fina en la ciudad de Saltillo, ubicada a unos 750 km del volcán (Saucedo, 1997). De acuerdo con este autor la erupción produjo un volumen de 1 km<sup>3</sup> de material y se sostuvo durante un período de 8 horas aproximadamente. La erupción que ocurrió entre el 28 de marzo y el 4 de abril de 1982 en el Volcán Chichón, Chiapas, consistió de tres eventos plinianos principales que ocurrieron los días 28 de marzo, 3 y 4 de abril. Estos eventos formaron columnas eruptivas que

alcanzaron alturas cercanas a 27, 32 y 29 km respectivamente y arrojaron un volumen total de material igual a 0.5 km<sup>3</sup> de roca densa. El primer evento ocurrió el 28 de marzo y cubrió con 1mm de ceniza una área aproximada de 45,000 km<sup>2</sup>, incluyendo a los estados de la Península de Yucatán (Carey y Sigurdsson, 1986). La erupción del Volcán Chichón arrojó una gran cantidad de gases a la estratosfera, particularmente óxidos de azufre y ácido sulfúrico (70% H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) los cuales formaron una nube de aerosoles la cual le dio la vuelta al globo en 21 días y provocó el calentamiento de la estratósfera en zonas tropicales (Parker y Brownscombe, 1983) así como el descenso de la temperatura promedio del globo por 0.5°C.

El más reciente caso de un evento de tipo pliniano ocurrió durante la erupción de 1991 en el Monte Pinatubo, Filipinas. Esta erupción tuvo efectos catastróficos y provocó cuantiosos daños. La erupción produjo una columna pliniana de aproximadamente 40 km de altura que arrojó a la atmósfera una gran cantidad de pómez, cenizas y gases. Posteriormente las partículas densas (pómez y ceniza) cubrieron una superficie de 370,000 km<sup>2</sup> con un volumen total de 5 km<sup>3</sup>. La lluvia de material piroclástico aunada a la llegada del tifón Yunya, produjeron la caída de ceniza húmeda la cual provocó el colapso de techos aún en áreas distantes del cráter (> 60 km). La gran dispersión de material piroclástico sin consolidar facilitó la formación de flujos de lodo que siguieron los cauces de las cañadas principales causando daños cuantiosos a la población (Spence et al., 1996). El impacto socioeconómico fue muy grave con severos daños al sector agrícola, vías de comunicación, escuelas y hospitales, entre otros.

En nuestro país se tiene además el registro de algunas erupciones plinianas prehistóricas entre las que resalta la erupción de La Pómez Quetzalapa ocurrida durante el Pleistoceno tardío (Rodríguez-Elizarrarás, 1998), las erupciones Holocénicas del Volcán Popocatepetl (Siebe et al., 1996), la erupción del Complejo Volcánico de Tres Virgenes, Baja California, hace 5,600 años (Capra, et al., 1997) y la erupción del Nevado de Toluca hace 11,600 años (Bloomfield y Valastro, 1974; 1977). Entre estas erupciones la última en particular ha tenido un gran interés dado que ha sido utilizada como un ejemplo mundial en libros de texto (Fisher and Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987) y la cual es motivo de este trabajo.

#### 1.1.- Historia eruptiva del Nevado de Toluca

El Volcán Nevado de Toluca se ha caracterizado por haber tenido una intensa actividad explosiva durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Los principales eventos ocurridos en este lapso de tiempo se pueden resumir de la siguiente manera: primero ocurrieron emisiones de flujos de lava de composición andesítica y dacítica los cuales formaron el aparato principal hace aproximadamente 1.5 millones de años (Cantagrel et al., 1981). Posteriormente el volcán sufrió dos colapsos parciales de su flanco sur hace más de 42,000 años los cuales produjeron avalanchas de escombros y al menos seis eventos explosivos durante los últimos 42,000 años. Entre estos eventos resalta la última actividad pliniana ocurrida hace aproximadamente 11,600 años (Bloomfield y Valastro, 1977), que dio origen al depósito de caída conocido como la Pómez Toluca Superior (PTS). Esta erupción cubrió con una capa de pómez y ceniza un área aproximada de 2,000 km<sup>2</sup> en dirección noreste del volcán, donde se encuentra la Cuenca de Lerma, la Sierra de las Cruces y la Cuenca de México.

Tradicionalmente el Volcán Nevado de Toluca había sido considerado un volcán extinto dado que la última erupción fechada radiométricamente había ocurrido hace  $\approx$  11,600 años. Esta erupción produjo la PTS (Bloomfield y Valastro, 1977). Sin embargo, recientemente se fechó un evento volcánico holocénico en  $\approx$  3,500 años (Macías et al., 1997). Este fechamiento sugiere que el Nevado de Toluca posiblemente no sea un volcán extinto y que por lo consiguiente debería ser considerado como un volcán activo en estado de quietud. En la mayoría de los volcanes los lapsos de reposo son muy variables. El Volcán Tambora por ejemplo, tuvo un período de inactividad de aproximadamente 5,000 años (Sigurdsson y Carey, 1989), el Volcán Popocatépetl de 1,000-3,000 años (Siebe et al., 1996) y el Chichón de 500 años (Tilling et al., 1984).

Si se considera al Nevado de Toluca como potencialmente activo, un evento futuro de tipo pliniano similar a la erupción pliniana PTS depositaría fragmentos de pómez y cenizas en las ciudades de México y Toluca, lo cual pondría en peligro a la población de Toluca y México en las cuales existen más de 25 millones de personas.

El pasado 30 de junio de 1997, una leve caída de cenizas en la Ciudad de México originada por una pequeña explosión en el Volcán Popocatépetl, provocó alarma y desconcierto entre los pobladores de la capital del país y obstruyó seriamente a la navegación aérea. Es difícil imaginar los daños que causaría una erupción de mayor magnitud.

Es importante estudiar los depósitos volcánicos producidos por erupciones plinianas en especial la PTS con la finalidad de determinar

sus causas, alcances y las posibles repercusiones que una erupción de este tipo podría producir en la vida cotidiana del centro del país.

### **I.2.- Objetivos**

El objetivo central de este estudio consistió en determinar los mecanismos que originaron la erupción pliniana que produjo a la PTS.

Se intentó alcanzar este objetivo principal mediante la siguiente metodología:

1. Determinar la estratigrafía detallada del depósito PTS
2. Estimar nuevamente su área de distribución y volumen.
3. Establecer con mayor precisión la edad del evento
4. Estudiar las características químicas de los productos emitidos
5. Determinar las diferentes fases eruptivas y los mecanismos de emplazamiento

### **I.3.- Localización del área de estudio**

La cima del Nevado de Toluca está ubicada en el punto de coordenadas  $19^{\circ}06'30''$  de latitud Norte y  $99^{\circ}45'30''$  de longitud Oeste, con una altitud máxima de 4,680 m.s.n.m. (Pico El Fraile). El fondo del cráter situado a 4,200 m.s.n.m. está ocupado por dos lagos, Lago del Sol y Lago de la Luna, separados por un domo dacítico conocido como El Ombligo. El cráter de forma elíptica tiene un diámetro de 2.5 por 2 km, con una estructura en herradura abierta hacia el este. El Nevado de Toluca está situado a 80 km al suroeste de la Ciudad de México y 22 km al suroeste de la Ciudad de Toluca (Fig. 3). Las vías de comunicación del área incluyen a varias carreteras pavimentadas: La autopista No. 134 que corre de Toluca a Temascaltepec; la autopista No. 55 que comunica a

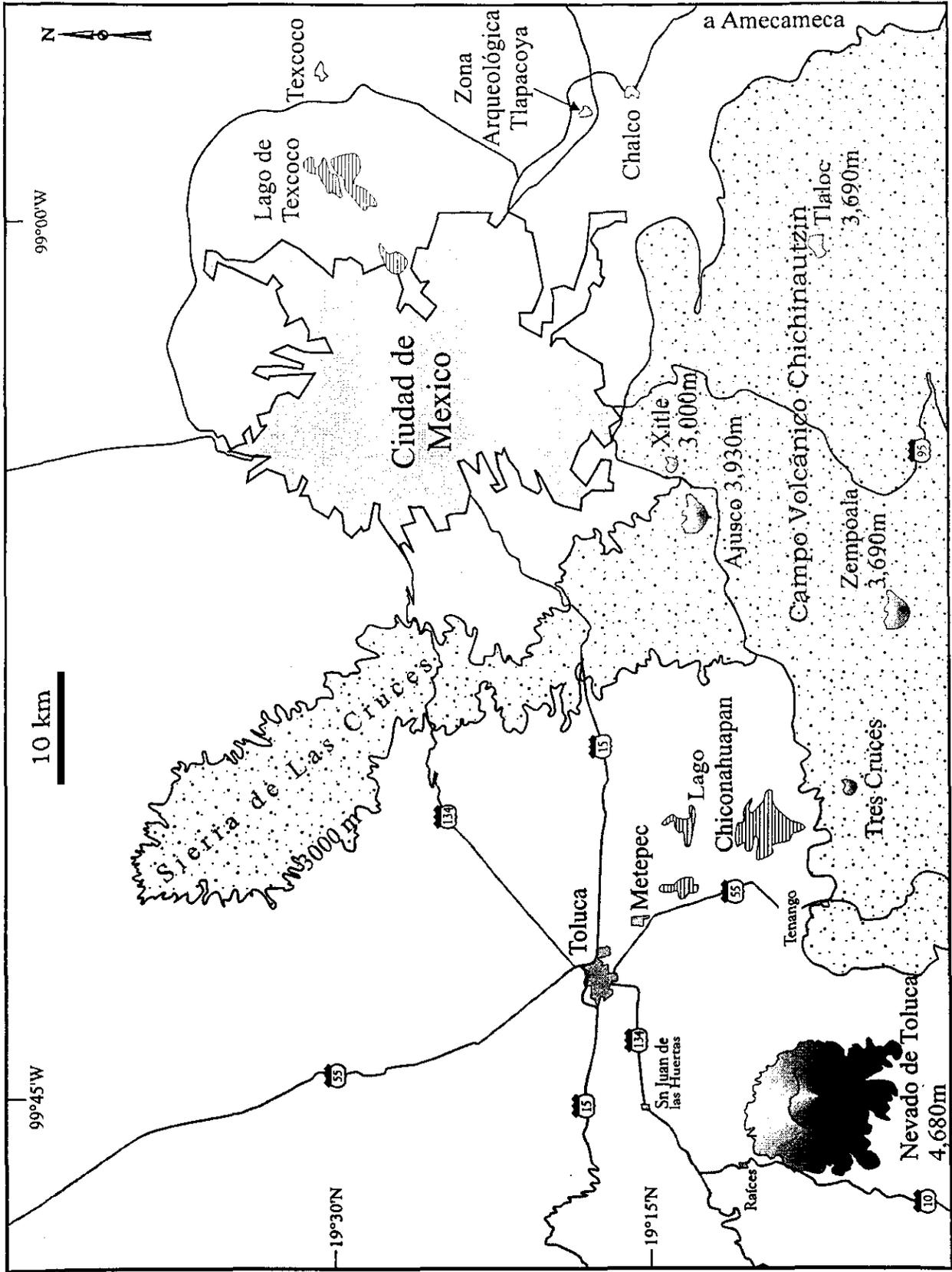


Figura 3.- Mapa de localización del Volcán Nevado de Toluca, ciudades y vías de comunicación más importantes.

Toluca con Ixtapan de la Sal; y la carretera No. 10 que entronca con la carretera 134 y llega hasta Sultepec. Existe un camino de terracería que entronca con la carretera No. 10 a la altura del pueblo de Raíces, por el cual se puede llegar en vehículo hasta el cráter del Nevado de Toluca. Las poblaciones más importantes se ubican hacia el norte-noreste e incluyen a la Ciudad de México, la Ciudad de Toluca (capital del Estado de México), San Juan de las Huertas, Metepec, Raíces, Tenango y Calimaya (Fig. 3).

#### I.4.- Antecedentes

El Volcán Nevado de Toluca está ubicado en la porción central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), provincia que se extiende en dirección este-oeste (Fig. 4), desde el Estado de Veracruz hasta los

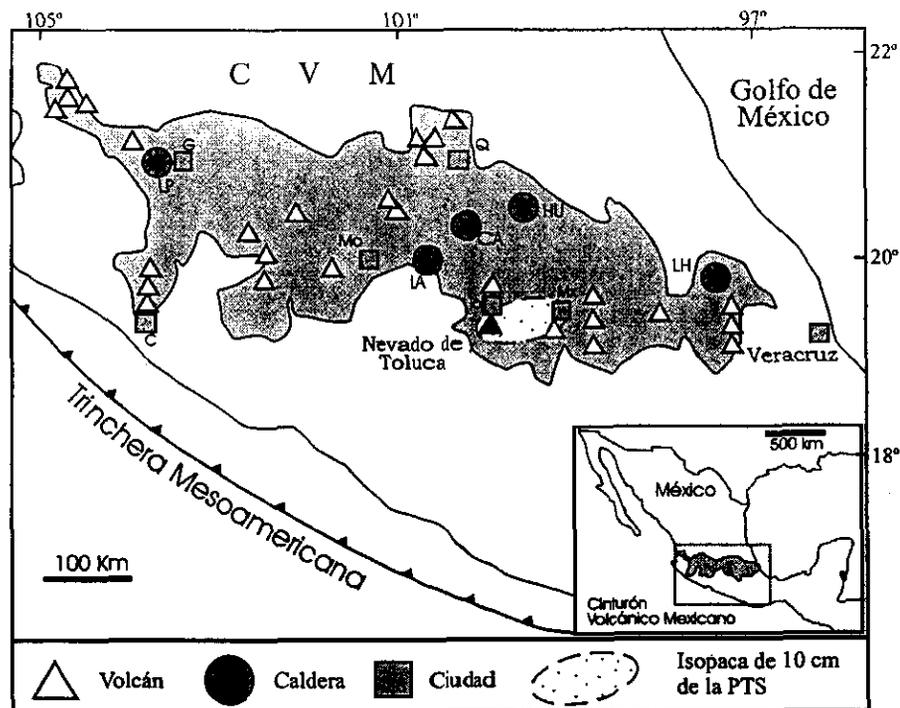


Figura 4.- Localización del Volcán Nevado de Toluca dentro del Cinturón Volcánico Mexicano. G = Guadalajara, C = Colima, Mo = Morelia, Q = Querétaro, To = Toluca, Mx = México. LP = La Primavera, LA = Los Azufres, CA = Amecameca, HU = San Juan de las Huertas, LH = Los Hornos.

Estados de Jalisco y Nayarit, con una longitud máxima de 1,000 km y de 20 a más de 150 km de ancho (Mooser, 1972; Demant y Robin, 1975). El CVM ha sido dividido por Pasquaré, (1976) en tres sectores principales: Occidental, Central y Oriental. Nixon et al., (1987) subdividieron el sector Central, en tres regiones principales: la zona volcánica de Michoacán, la región de Toluca y la región del Valle de México. La primera se caracteriza por una gran cantidad de conos moogenéticos. A esta región se le conoce también como Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Charmichael 1985). Abarca un área aproximada de 40,000 km<sup>2</sup> y contiene más de 1,000 pequeños conos de escoria y ceniza entre los que se encuentra el volcán más joven de México, El Parícutin, que hizo erupción de 1943 a 1952. En esta región se ha determinado una migración temporal del vulcanismo de norte a sur. Los diferentes conos volcánicos se encuentran asociados a lineamientos tectónicos orientados principalmente en dirección NE-SO y NO-SE (Delgado et al., 1995). La región de Toluca se caracteriza por la presencia de dos grandes estructuras volcánicas: el Nevado de Toluca del Pleistoceno tardío (Bloomfield y Valastro, 1974) y el San Antonio del Mioceno (Sánchez-Rubio, 1978). A estos se suma la parte occidental del campo volcánico monogenético Chichinautzin con actividad reciente fechada en 8,000 años A.P. (Bloomfield, 1974).

El basamento en la región del Volcán Nevado de Toluca, está constituido por diferentes tipos de rocas con edades que van desde el Jurásico tardío hasta el Mioceno tardío (Campa et al., 1974; Fries, 1956,1960; Macías et al., 1997; García-Palomo, 1998). Los productos del Nevado de Toluca datan del Pleistoceno tardío al Holoceno (Bloomfield y Valastro, 1974). Las primeras investigaciones del área de estudio, incluyen un análisis detallado de la morfología del volcán, la determinación de la composición

mineralógica de los productos eruptivos y algunos análisis geoquímicos de rocas volcánicas que fueron realizados a principios de siglo (Ordoñez, 1902; Flores, 1906; Waitz, 1909). Posteriormente, durante una nueva etapa de investigaciones (Bloomfield y Valastro, 1974; 1977; Whitford y Bloomfield, 1976 y Bloomfield et al., 1977), se estableció la primera secuencia estratigráfica del Nevado de Toluca. Estos autores sugirieron una edad del Pleistoceno tardío para los depósitos más antiguos, y realizaron diversos análisis geoquímicos y fechamientos de materia orgánica con los cuales construyeron una historia eruptiva preliminar. Cantagrel et al., (1981), propusieron un modelo petrológico para el Nevado de Toluca y lograron diferenciar dos etapas evolutivas del volcán. La primera etapa fue eminentemente efusiva y produjo lavas de composición andesítica con edades de aproximadamente 1.5 millones de años. La segunda etapa fue más explosiva y produjo lavas y depósitos piroclásticos. Esta etapa inició hace 100,000 años. Recientemente (Arce, 1996; Macías et al., 1997) han propuesto una nueva secuencia estratigráfica más detallada basada en un mayor número de secciones, análisis geoquímicos y fechamientos.

## II.- METODOLOGIA

La metodología que se empleó para la realización de este trabajo fue la siguiente:

### II.1.- Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en observaciones de los diferentes depósitos producidos por la erupción de la PTS así como el levantamiento detallado de secciones estratigráficas de estos, en las cuales se tomaron datos de espesor de los distintos horizontes, así como los diámetros de las cinco pómez y los cinco líticos más grandes, los cuales se utilizaron en la construcción de los mapas de isopletas. Además se colectaron muestras de carbón para el fechamiento radiométrico del depósito, así como muestras de los diferentes horizontes para análisis sedimentológicos y geoquímicos.

### II.2.- Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio consistió en la preparación de muestras de roca para análisis geoquímico, análisis petrográfico, análisis sedimentológicos y análisis de componentes. Con este fin se realizaron alrededor de 75 análisis sedimentológicos en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Instituto de Geofísica de la UNAM, siete análisis de componentes de los diferentes horizontes de caída, análisis petrográfico de tres muestras representativas del depósito de la PTS y preparación de 12 muestras para análisis químico en roca total. Estas 12 muestras de roca fueron analizadas para determinar elementos mayores por el método de "Inductively Coupled Plasma" (ICP) y algunos traza por el método de activación neutrónica en el "Activation Laboratories" en Ontario, Canada.

### II.3.- Trabajo de gabinete

Como una parte importante en las actividades de gabinete, se llevó a cabo un análisis bibliográfico de la información, se elaboraron tablas de los diferentes datos (granulometría, componentes, geoquímica, áreas, volúmenes), así como la elaboración de material gráfico de los diferentes análisis que se realizaron. Después de cada etapa de campo, laboratorio y gabinete se interpretaron los resultados obtenidos, para finalmente llegar a la redacción de esta tesis.

### III.- ESTRATIGRAFIA DEL DEPOSITO

La Pómez Toluca Superior (PTS), fue definida y descrita por Bloomfield y Valastro (1974; 1977) como un depósito de caída constituido por dos miembros, Inferior y Superior, separados en forma subhorizontal por un horizonte endurecido de material fino y en ocasiones por depósitos de lahar de color rosa ricos en pómez. Con base en fechamientos de radiocarbono de paleosuelos y material carbonizado encontrados debajo del depósito, estos autores le asignaron una edad promedio de 11,600 años Antes del Presente (AP).

Debido a que todas estas muestras fueron obtenidas en depósitos y paleosuelos que subyacen a la PTS esta edad representa una edad máxima del evento.

#### III.1.- Relaciones estratigráficas

La PTS sobreyace a una gran variedad de depósitos, tal como se resume a continuación. En zonas proximales (0-14 km del cráter) el depósito sobreyace a coladas de lava de composición andesítica, depósitos de avalancha de escombros, así como a diferentes depósitos de pómez de caída y flujos piroclásticos antiguos del Nevado de Toluca que datan en edad desde 1.5 Ma. A su vez la PTS está cubierta por depósitos de morrenas de  $9,300 \pm 500$  años A.P. (Vázquez-Selem, comunicación personal) y una serie compleja de depósitos de lahar que varían en edad desde 5,575 hasta 250 años A.P. En zonas medias (14-30 km del cráter) la PTS cubre a secuencias lacustres de la cuenca del Alto Lerma así como a depósitos volcánicos del Campo Volcánico de Chichinautzin. En esta zona la PTS está cubierta por una secuencia de depósitos lacustres y la ceniza del Volcán Tres Cruces fechada en 8,440 años A.P. (Metcalfé et al.,

1991; Caballero et al. en prensa). En zonas distales (30-90 km del cráter) la PTS sobreyace a rocas de la Sierra de las Cruces y a sedimentos lacustres de la cuenca de México. A su vez está sobreyacida por depósitos de sedimentos volcanosedimentarios (Liddicoat et al., 1981; Mooser, 1967; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; Ortega-Guerrero y Newton, 1998).

A continuación se presenta la columna estratigráfica compuesta de la PTS obtenida a partir de más de 250 sitios estudiados (Fig. 5). Esta nueva columna estratigráfica (Figs. 6 y 7) difiere en parte de la establecida por Bloomfield y Valastro (1974; 1977) como se aprecia en la figura 8.

El depósito PTS consiste de una secuencia compleja de horizontes de caída (PC<sub>0</sub>, PC<sub>1</sub>, PC<sub>2</sub> y PC<sub>3</sub>), flujos piroclásticos (F<sub>0</sub>, F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> y F<sub>3</sub>) y de oleadas piroclásticas (S<sub>1</sub> y S<sub>2</sub>). De éstos, únicamente los horizontes PC<sub>1</sub> y PC<sub>2</sub> que tienen una mayor distribución y que corresponden a los miembros Inferior y Superior de Bloomfield y Valastro (1974; 1977) han sido reportados (Fig. 8). Las mejores exposiciones de los horizontes que conforman a la PTS se localizan en depresiones proximales ubicadas aproximadamente 4 km al noreste del Nevado de Toluca. A continuación se describe de la base a la cima la estratigrafía de la PTS.

### III.2.- FLUJO BASAL F<sub>0</sub>

Este horizonte sobreyace comúnmente a un paleosuelo delgado de color café oscuro rico en materia orgánica al cual se le asignó una edad promedio de 11,600 años por el método C-14 (Bloomfiel y Valastro, 1977).

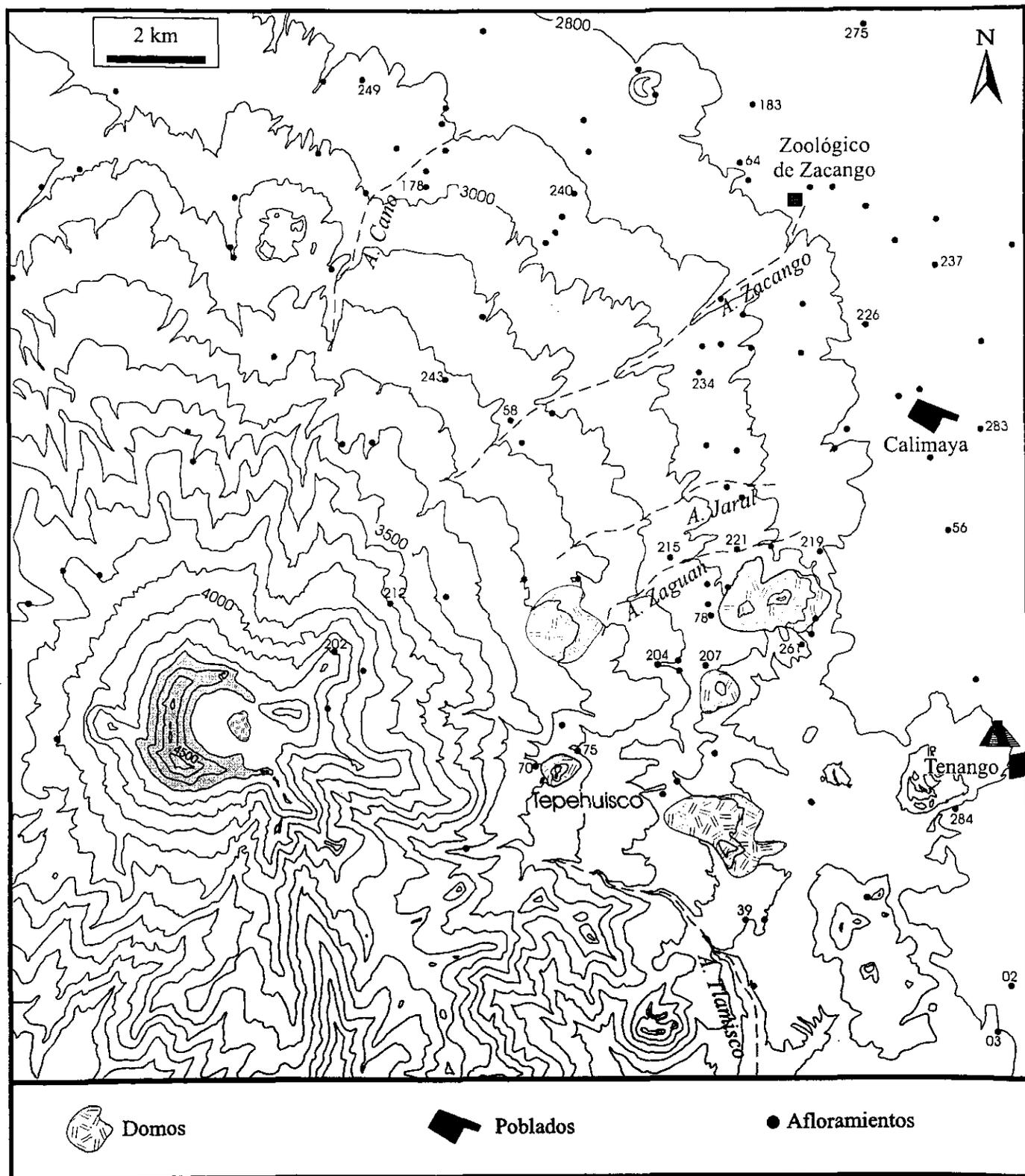


Figura 5. Mapa topográfico en el que se muestran los afloramientos del depósito de la PTS (los números están citados en el texto). El intervalo de las curvas de nivel es de 100 m. Los círculos señalan la localización de algunas secciones estratigráficas donde afloran los flujos piroclásticos.

ESPESOR LITOLOGIA

DESCRIPCION

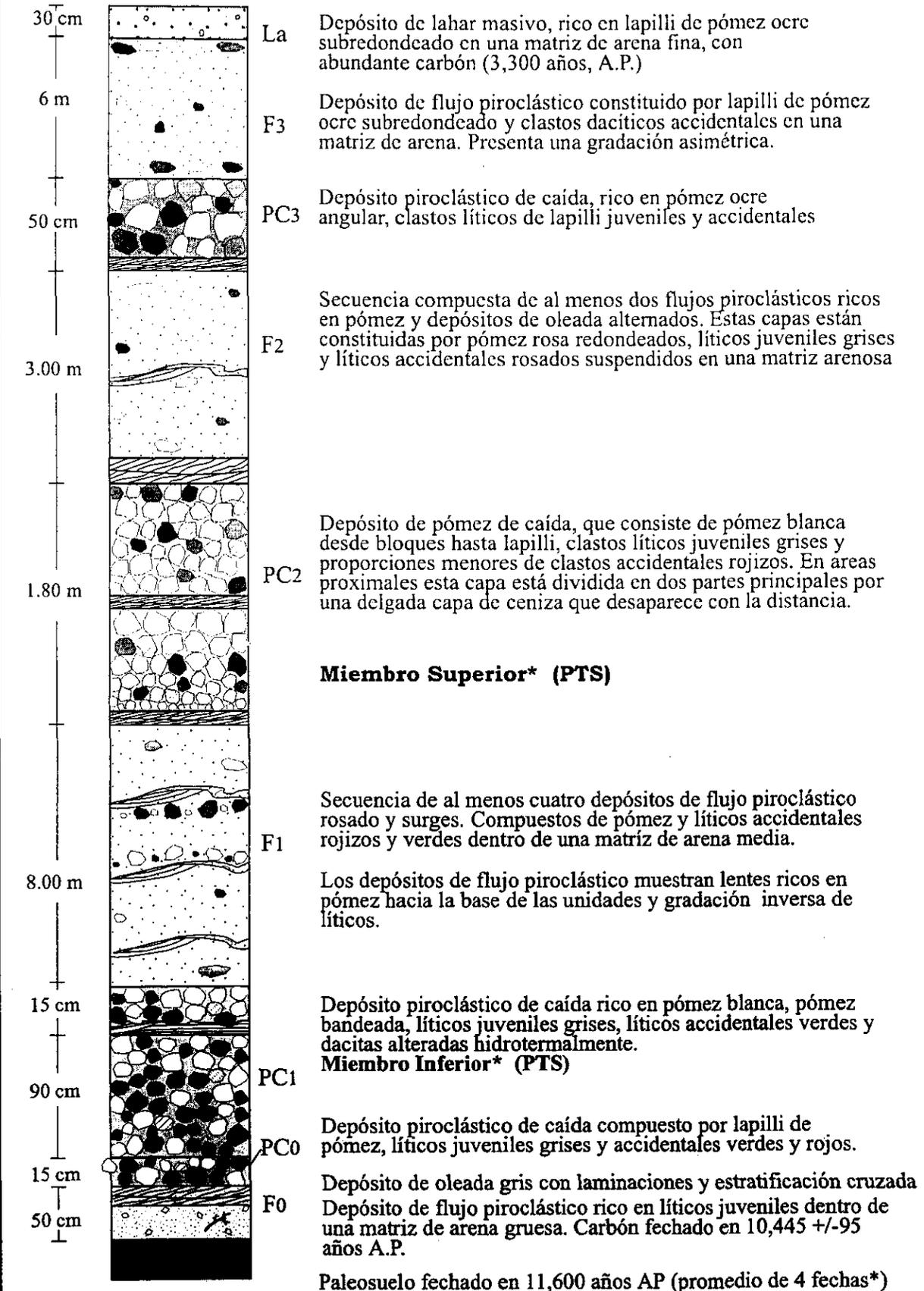


Figura 6. Sección estratigráfica compuesta de la Pómez Toluca Superior. (\*Bloomfield et al., 1977)



Figura 7.- Panorámica de uno de los afloramientos más representativos del depósito PTS, (sección 75) localizado en la ladera oriental del volcán, aproximadamente a 10 km del cráter. PC = Pómez de caída, S = Oleada y F = Flujo piroclástico.

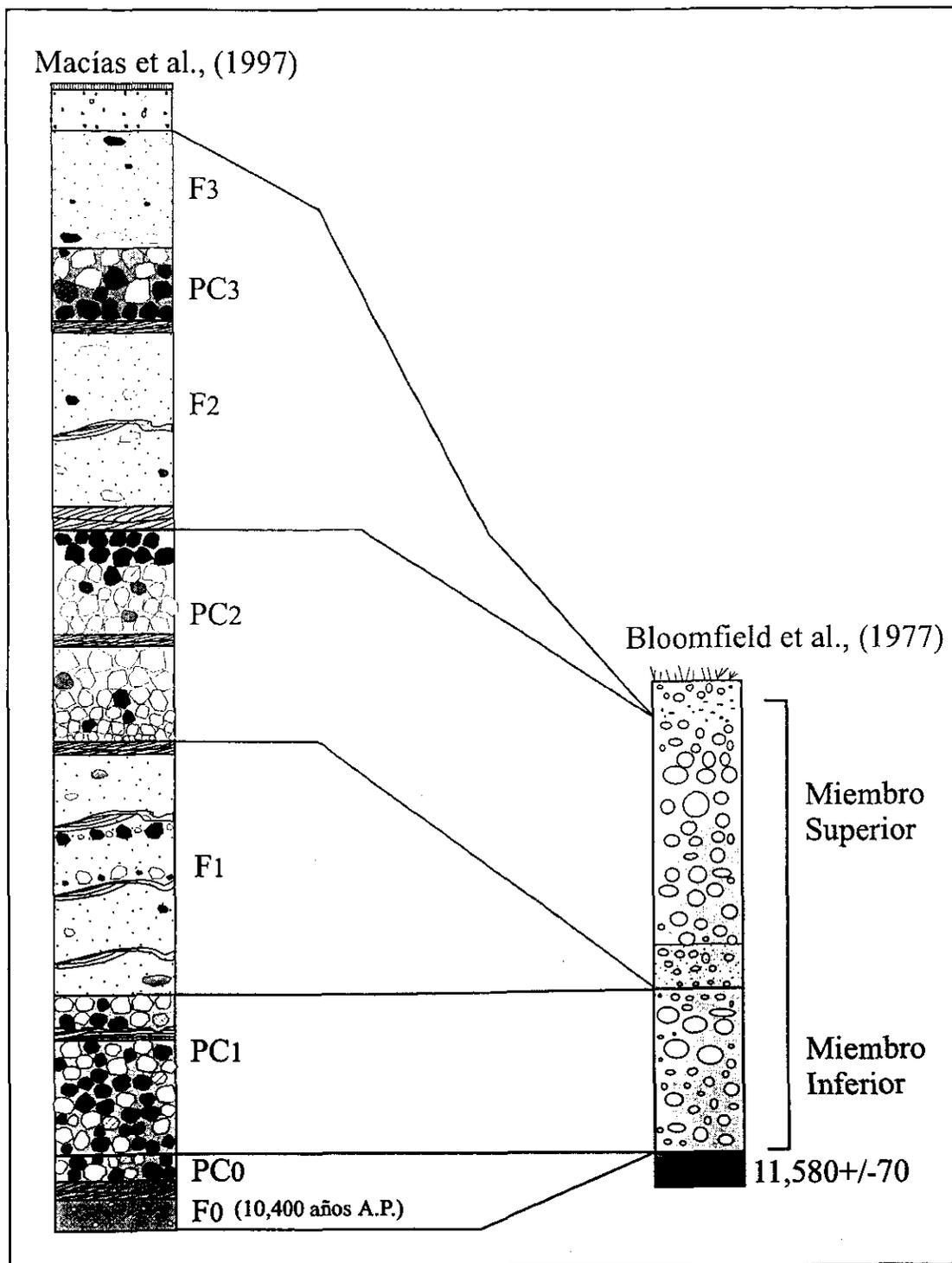


Figura 8.- Comparación de columnas estratigráficas de la PTS, entre los datos de Bloomfield et al., (1977) y este trabajo.

$F_0$  se encuentra distribuido principalmente en la porción E-NE del volcán hasta distancias de 7 km. En las principales depresiones como por ejemplo en la barranca El Zaguán,  $F_0$  alcanza un espesor máximo de 140 cm (sección 70, Fig. 9), mientras que en los altos topográficos como sobre el camino de terracería al cráter del volcán (sección 106) presenta un espesor de 21 cm hasta llegar a desaparecer en otros afloramientos. En general  $F_0$  está representado por un horizonte de flujo piroclástico masivo de color gris-azul, soportado por matriz. En ocasiones en estos afloramientos proximales y depresiones  $F_0$  desarrolla lentes ricos en pómez del tamaño de la grava mientras que en partes distales y marginales comúnmente desarrolla laminaciones. La parte superior de este horizonte presenta estructuras de impacto de fragmentos pertenecientes al horizonte de caída  $PC_0$ .



Figura 9.- Fotografía de detalle del flujo piroclástico basal  $F_0$ , en la sección 70, localizado a 7 km del volcán. Nótese los grandes fragmentos de pómez dentro del depósito.

Los componentes de este depósito son fragmentos de pómez (21 cm diámetro máximo), cristales del tamaño de la arena y líticos del tamaño de las gravas, todos inmersos en una matriz de arena media. En la sección 70 este horizonte contiene carbón diseminado el cual fue fechado en  $10,445 \pm 95$  años AP mediante la técnica de "accelerator mass spectrometry" (AMS) (Macías y Arce, 1997).

### III.3.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>0</sub>

Horizonte de caída que sobreyace en forma concordante al depósito de flujo piroclástico F<sub>0</sub> (sección 75, Fig. 7). La distribución preferencial de esta pómez es en dirección N-NE (NE 05°) del volcán y se le ha identificado hasta distancias de más de 14 km. PC<sub>0</sub> fue considerado por Bloomfield y Valastro (1974; 1977) como la parte basal del Miembro Inferior de caída definido por estos autores (Fig. 8).

En general este horizonte de color blanco presenta estratificación normal con un espesor máximo muy persistente de 15 cm (Fig. 6). En orden de abundancia este horizonte está constituido por fragmentos de pómez de color blanco de hasta 15 cm de diámetro, cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita, líticos juveniles de color gris, líticos accidentales rojizos y verdosos alterados hidrotermalmente así como pómez bandeada.

### III.4.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>1</sub>

Horizonte de caída que sobreyace en forma concordante a la pómez PC<sub>0</sub>, los cuales están separados por una capa delgada de arena media a fina de color gris. Este horizonte corresponde al Miembro Inferior descrito por Bloomfield y Valastro (1974; 1977).

PC<sub>1</sub> se distribuye ampliamente hacia el sector noreste del volcán con su eje de dispersión dirigido aproximadamente NE70°, PC<sub>1</sub> ha sido reportado hasta distancias de más de 90 km (Sitio Arqueológico de Tlapacoya) y constituye una de las unidades más importantes de la PTS. En general este depósito presenta un color rosa y un espesor máximo de 155 cm (Fig. 6) con gradación inversa de pómez y líticos, siendo los principales componentes en orden de abundancia: pómez rosa, cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita, líticos accidentales rojizos, verdosos, oscuros y alterados hidrotermalmente, líticos juveniles de color gris claro y pómez bandeada.

En zonas proximales como en la sección 212, la porción superior de PC<sub>1</sub> está interrumpida en contacto paralelo por un horizonte laminar hasta de 40 cm de espesor de color café, constituido por pómez muy redondeada y líticos del tamaño de la grava inmersos en una matriz limo-arenosa (Fig. 10). Este depósito se adelgaza hasta desaparecer a 10 km de distancia del cráter. A su vez este horizonte está cubierto por la parte más superior del depósito PC<sub>1</sub>.

### III.5.- FLUJOS PIROCLASTICOS Y OLEADAS F<sub>1</sub> Y S<sub>1</sub>

Una serie de depósitos de flujos piroclásticos ricos en pómez y surgencias asociados sobreyacen en forma concordante al depósito de caída PC<sub>1</sub>. De acuerdo a su exposición a lo largo de las cañadas o en altos topográficos se les ha dividido en facies de canal y facies marginales respectivamente (Fig. 11):

**Facies de Canal F<sub>1</sub>.**- Secuencia potente de flujos piroclásticos de color rosa, distribuida principalmente en las pendientes este y noreste del

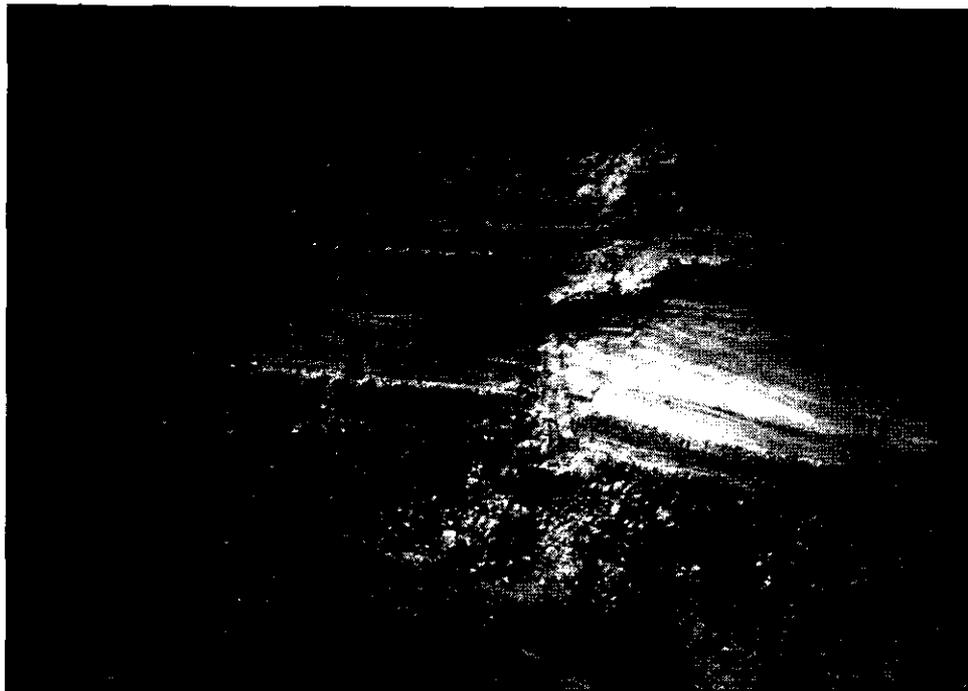


Figura 10.- Fotografía que muestra las características de un depósito de oleada que interrumpe al horizonte de caída PCI en la parte superior. Afloramiento 70, aproximadamente a 10 km del cráter.

volcán hasta distancias de 13 km (Fig. 12).  $F_1$  alcanza espesores máximos de hasta 8 m en la Barranca el Zaguán (sección 75, Fig. 7). Esta unidad corresponde a los depósitos de lahares pumíticos de color rosa descritos por Bloomfield y Valastro, (1974; 1977). En estas facies  $F_1$  presenta gradación normal de pómez en lentes irregulares y gradación inversa de líticos y estratificación cruzada (Fig. 13).  $F_1$  consiste principalmente de cuatro unidades de flujo conformados por fragmentos de pómez y líticos del tamaño de la grava y algunos bloques inmersos en una matriz de arena media compuesta por los mismos componentes. Los horizontes de surge tienen un color beige y están constituidos por fragmentos de pómez y líticos del tamaño de la grava hasta arena gruesa en una matriz limo-arenosa.

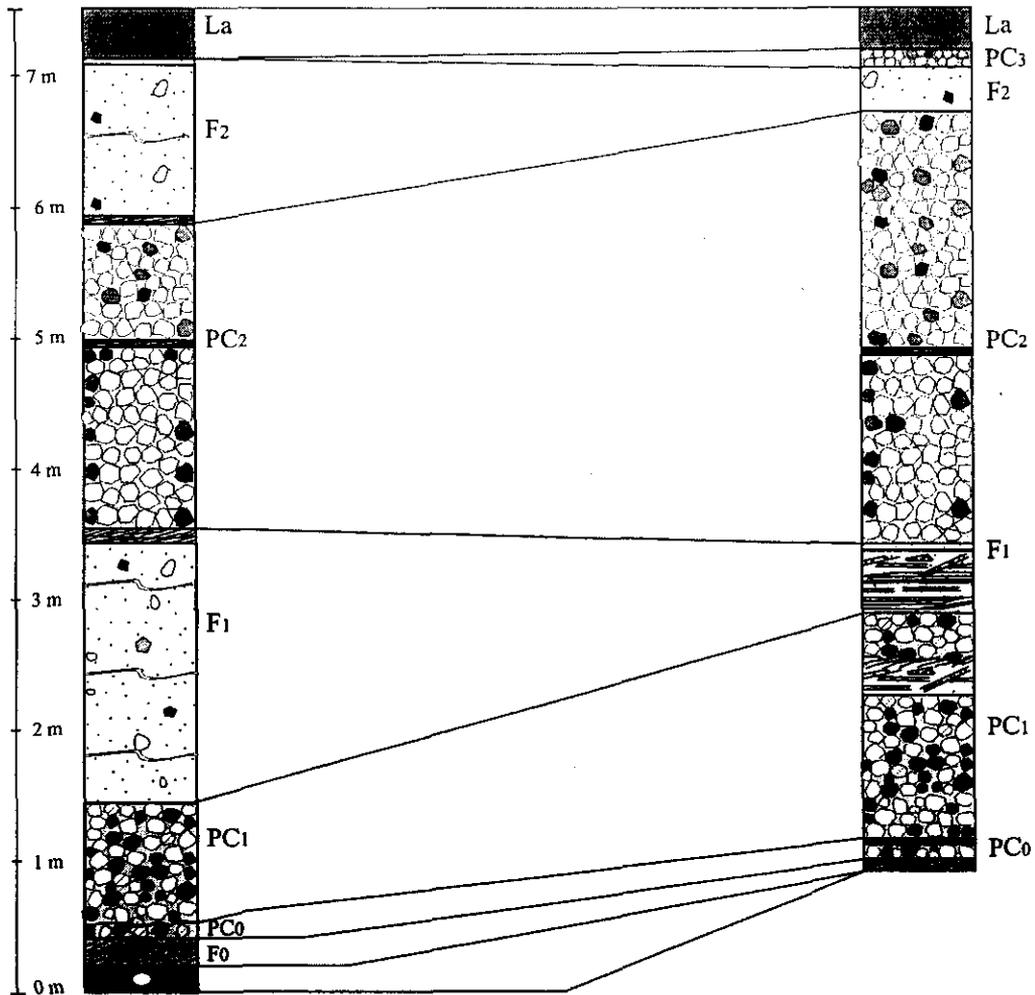
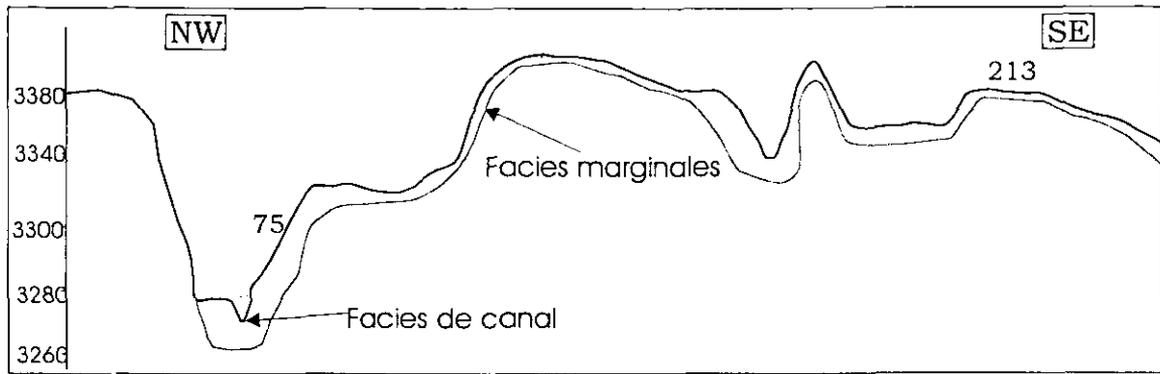


Figura 11.- Correlación de secciones estratigráficas de la PTS, en las que se observan las variaciones con la topografía. F = Flujos piroclásticos; PC = Pómez de caída y La = lahar.

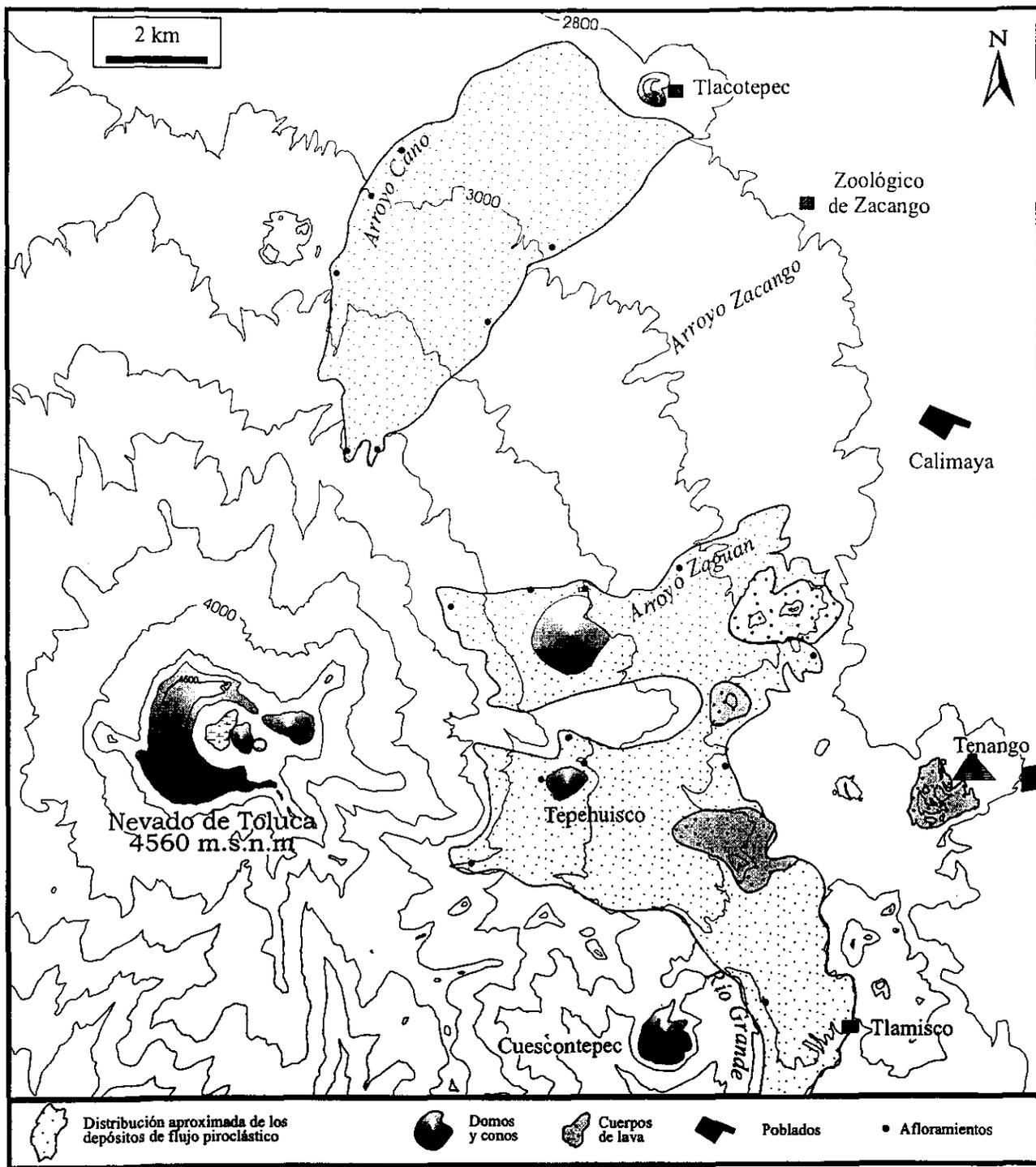


Figura 12.- Distribución de los depósitos de flujo piroclástico y surges asociados con la PTS. El intervalo de las curvas de nivel es de 200 m. Los círculos señalan la localización de algunas secciones estratigráficas donde afloran los flujos piroclásticos.



Figura 13.- Fotografía donde se muestran algunas características de los flujos piroclásticos ricos en pómez asociados a la PTS.

Facies Marginales  $S_1$ .- Horizonte de surge de color beige (espesor máximo de 20 cm) expuesto en las pendientes E-NE del volcán (Cuenca del Alto Lerma) a una distancia de 22 km.  $S_1$  se correlaciona con el horizonte endurecido de ceniza entre los dos miembros de caída descritos por Bloomfield y Valastro (1974; 1977).

De manera general  $S_1$  está compuesto por tres capas: a) capa basal rica en fragmentos de pómez, cristales y líticos del tamaño de la arena gruesa incluidos en una matriz limosa (Fig. 14); b) capa media constituida por fragmentos de pómez del tamaño de la grava inmersas en una matriz de limo y c) capa superior constituida por fragmentos de pómez, líticos y cristales del tamaño de la arena gruesa muy parecida al horizonte basal.



Figura 14.- Fotografía que muestra las características del horizonte de flujos piroclásticos y oleadas (F1 y S1) en las facies de canal, así como al horizonte de caída PC2.

### III.6.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>2</sub>

Horizonte de caída de color blanco que sobreyace en forma concordante a los depósitos F<sub>1</sub> y S<sub>1</sub>. Tiene una distribución preferencial de NE50° y aflora a más de 90 km de distancia del volcán (Sitio Arqueológico de Tlapacoya). PC<sub>2</sub> representa el horizonte de caída más potente de la PTS y se correlaciona con el Miembro Superior descrito por Bloomfield y Valastro (1974; 1977). PC<sub>2</sub> alcanza un espesor máximo de 5.30 m muy cerca del cráter y presenta gradación simétrica de pómez (Fig. 15).

En zonas proximales hacia la porción noreste del cráter, a una distancia de 7 km, PC<sub>2</sub> está interestratificado con un depósito delgado de surge, de color beige, constituido por pómez, líticos y cristales del tamaño de la grava inmersos en una matriz limo-arenosa, con estructuras de dunas y

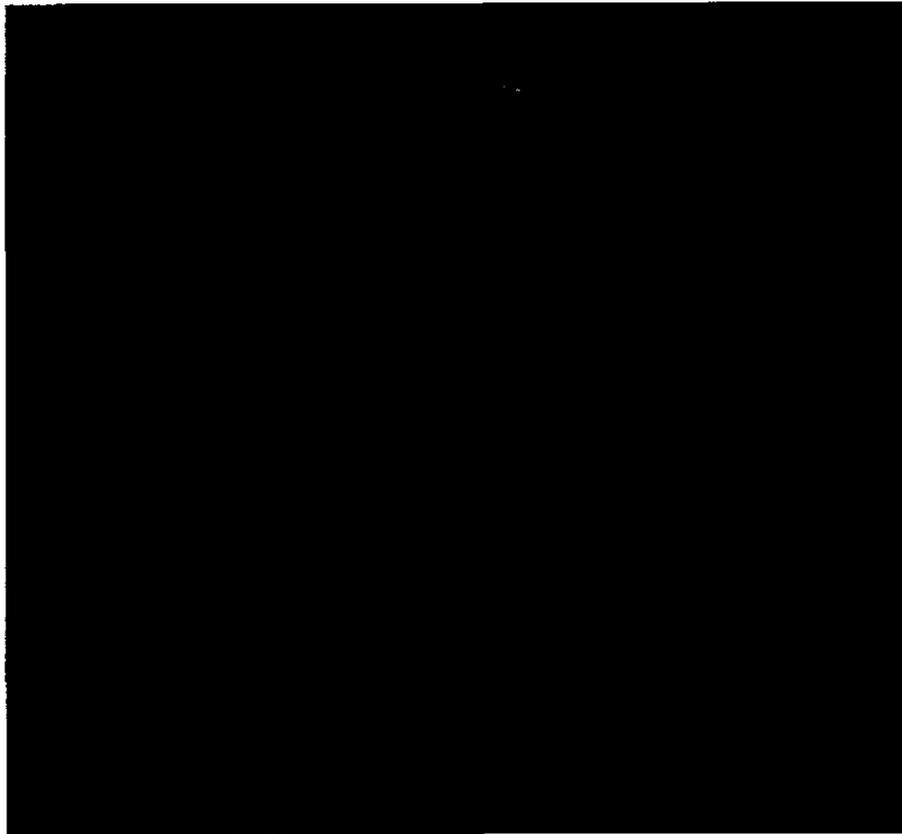


Figura 15.- Fotografía en la que se muestran dos horizontes de caída de la (PC<sub>1</sub> y PC<sub>2</sub>) de la PTS, así como la oleada S<sub>1</sub> que los separa.

lentes de pómez. La parte superior del depósito presenta una gran cantidad de líticos accidentales rojizos, tal como se puede apreciar en los afloramientos en donde la cima de PC<sub>2</sub> está expuesta (sección 177). Los principales componentes de este horizonte en orden de abundancia son: fragmentos de pómez blanca, cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita, líticos accidentales rojizos y alterados hidrotermalmente, líticos juveniles de color gris y pómez bandeada.

### III.7.- FLUJOS PIROCLASTICOS Y OLEADAS F<sub>2</sub> Y S<sub>2</sub>

Este paquete sobreyace en forma subhorizontal al horizonte de caída PC<sub>2</sub> y se le ha dividido en facies de canal y facies marginales (Fig 11).

Facies de Canal F<sub>2</sub>.- Depósito de flujo piroclástico de color rosa distribuido en las barrancas principales de las pendientes este y norte del volcán a una distancia de 14 km (Fig. 12). De manera general está constituido por dos unidades masivas principales de flujo, las cuales alcanzan en conjunto un espesor máximo de 8 m (sección 212) y en ocasiones presentan horizontes de surges y lentes ricos en pómez del tamaño de la grava al interior de estos flujos. Los principales componentes de estas facies de canal son fragmentos de pómez, líticos juveniles y accidentales, de tamaños que varían desde grava hasta algunos bloques, los cuales están inmersos en una matriz de arena media.

Facies Marginales S<sub>2</sub>.- Horizonte de surge de color gris claro, distribuido principalmente en las pendientes E y N del volcán, con un espesor máximo de 12 cm (sección 252) y un alcance de 7 km. Este horizonte presenta láminas constituidas por fragmentos de pómez, líticos y cristales del tamaño de la arena (sección 177 y 252).

### III.8.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>3</sub>

Horizonte de caída que sobreyace en forma subhorizontal al depósito de flujos piroclásticos y surges (F<sub>2</sub> y S<sub>2</sub>). Esta pómez de caída tiene una distribución preferencial en dirección NE 30°, alcanza distancias de más de 20 km. PC<sub>3</sub> tiene un espesor máximo de 50 cm (sección 263) y presenta una clara gradación simétrica con los fragmentos más gruesos a la mitad del depósito. Los principales componentes de PC<sub>3</sub> en orden de abundancia son: pómez de color ocre, cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita, líticos accidentales rojizos alterados

hidrotermalmente, y líticos juveniles de color gris. En algunos afloramientos en donde está expuesta la base del horizonte, se puede apreciar una gran cantidad de líticos accidentales rojizos y alterados hidrotermalmente (sección 177).

### III.9.- FLUJO PIROCLASTICO F<sub>3</sub>

Horizonte de flujo piroclástico de color rosa, que sobreyace en forma subhorizontal al horizonte de caída PC<sub>3</sub>. F<sub>3</sub> está distribuido principalmente en las pendientes E y N del volcán a una distancia de 13 km con un espesor máximo de 7 m (sección 261). En general este horizonte es masivo y está conformado por una sola unidad de flujo la cual en ocasiones presenta una gran concentración de bloques en la base y en la cima del flujo. Los principales componentes de este horizonte son fragmentos de pómez redondeados y en menor proporción líticos juveniles de color gris y líticos accidentales rojizos del tamaño de la grava, inmersos en una matriz de arena media de color rosa.

### III.10.- LAHAR La

Depósito de lahar de color café claro que sobreyace irregularmente a los horizontes antes descritos en forma erosiva. Este depósito se distribuye en la porción NE del volcán en casi todo el abanico de emplazamiento de la PTS. Este depósito es masivo con un espesor muy variable, el cual llega a tener hasta 50 cm como máximo. En general está soportado por matriz, es compacto, presenta pequeños poros y está constituido por fragmentos de pómez y líticos de arena gruesa redondeados inmersos en una matriz limosa.

#### IV.- ANALISIS SEDIMENTOLOGICO

Se colectaron 60 muestras para llevar a cabo análisis sedimentológicos de los diferentes horizontes que conforman a la PTS. Con la finalidad de precisar los cambios verticales entre estos horizontes, se realizó un muestreo íntegro en una de las secciones estratigráficas más completas (212) ubicada 4 km al noreste del volcán. Para definir cambios laterales en los horizontes de caída, se realizó un muestreo a lo largo del eje principal de dispersión a distancias de 4, 12 y 17 km del centro eruptivo. El procesado de las muestras se llevó a cabo en el laboratorio de Preparación de Muestras y Sedimentología del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las muestras fueron secadas a una temperatura de 60°C durante un día, se tamizaron en seco en mallas con espaciamento de  $1\phi$  desde  $-4\phi$  (16 mm) hasta  $4\phi$  (0.0625 mm) y finalmente fueron pesadas en una balanza analítica. El peso de las fracciones fue normalizado a 100% y los resultados fueron analizados en el diagrama de selección ( $\sigma\phi$ ) vs el diámetro mediano de grano ( $Md\phi$ ) (Fig. 16a y 16b), en gráficas de curvas acumulativas, gráficas de selección y diámetro mediano vs la distancia de la fuente y en histogramas de porcentajes en peso (wt%) vs diámetro de grano en unidades phi ( $\phi$ ).

De manera general en la gráfica de selección ( $\sigma\phi$ ) vs diámetro mediano de grano ( $Md\phi$ ), se pueden apreciar los diferentes campos característicos de flujos, caídas y surgencias según Walker (1971). Las muestras correspondientes a caída de pómez abarcan un intervalo muy grande de  $Md\phi$  que va desde  $-4\phi$  hasta  $3\phi$  y un intervalo de selección  $\sigma\phi$  desde  $0.5\phi$  hasta  $2.5\phi$ . Los depósitos de flujos piroclásticos comprenden un intervalo de  $Md\phi$  que abarca desde  $-1\phi$  hasta  $1\phi$  y un  $\sigma\phi$  de  $1.5\phi$  a  $3.2\phi$ . Finalmente

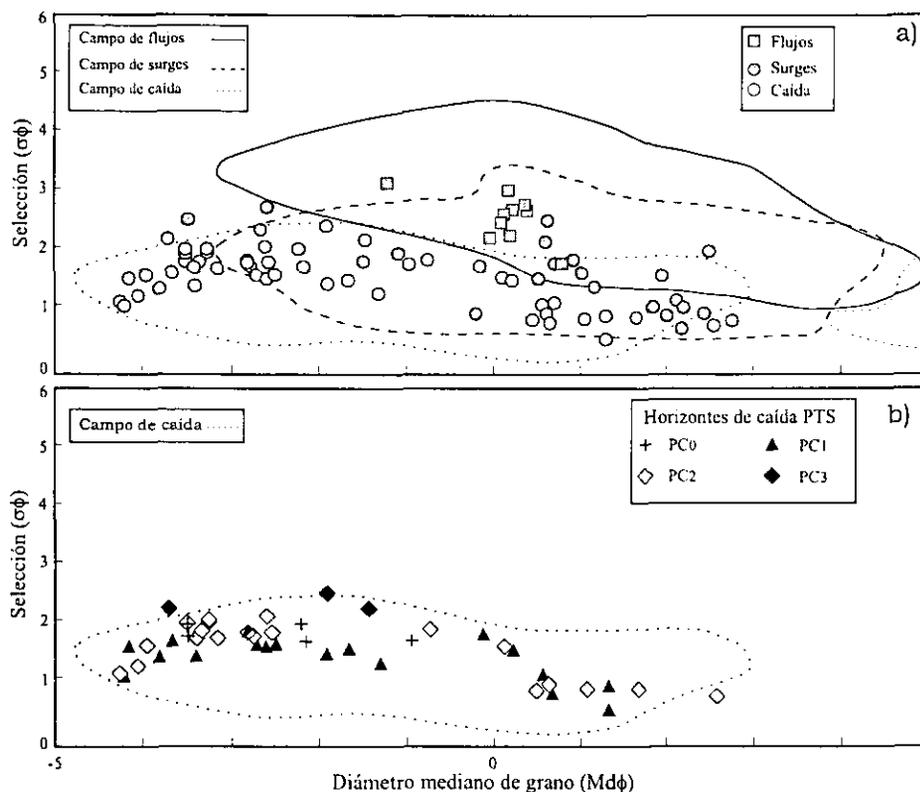


Figura 16.- Distribución de las diferentes muestras analizadas, graficadas en un diagrama de diámetro mediano ( $Md\phi$ ) vs selección ( $\sigma\phi$ ) (modificado de Walker, 1971). a) Muestras de depósitos de caída, flujo y oleada; b) muestras de los diferentes horizontes de caída de la PTS.

los depósitos de surgencia abarcan un intervalo de diámetro mediano de  $-3\phi$  hasta  $3\phi$  y un grado de selección de  $1\phi$  hasta  $3\phi$ .

En términos generales, se puede apreciar una mejor selección del material con la distancia tal y como se observa en la gráfica de  $\sigma\phi$  vs distancia (Fig. 17a). En esta figura es notorio el cambio brusco del horizonte de caída  $PC_2$  que a 25 km de la fuente pasa de un grado de selección  $2\phi$  a  $1\phi$ . De igual forma en la gráfica de  $Md\phi$  vs distancia se aprecia una clara disminución del diámetro mediano con la distancia de la fuente para todos los horizontes de caída, lo cual es típico de depósitos de caída (Fig. 17b).

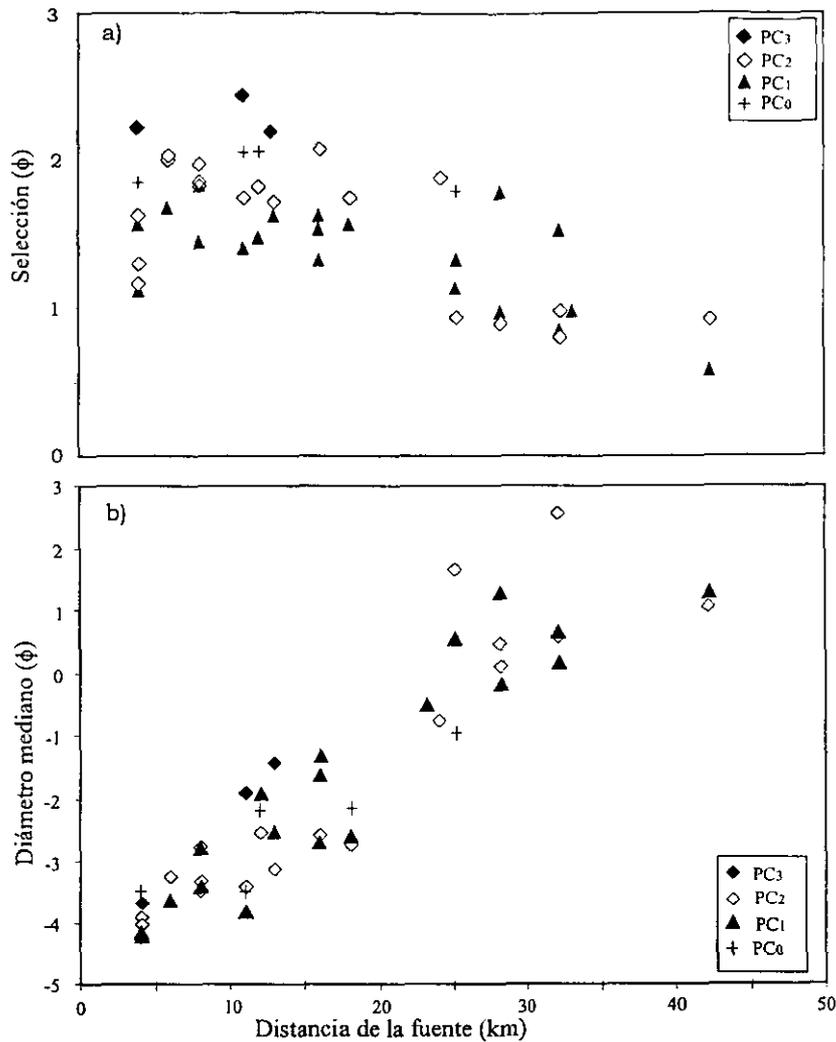


Figura 17.- Gráficos de muestras de los diferentes depósitos de caída de la PTS: a)  $\sigma\phi$  vs la distancia de la fuente y b)  $Md\phi$  vs la distancia de la fuente. Ambos muestran un comportamiento normal de depósitos de caída.

Se utilizaron además diagramas de frecuencias acumulativas para graficar los datos de tres secciones estratigráficas representativas (212, 224 y 237) localizadas a 4, 12 y 17 km del cráter respectivamente. En cada gráfica están representados los datos granulométricos de un solo horizonte de caída a diferentes distancias.

La curva de frecuencia acumulativa del horizonte de caída  $PC_0$  muestra una clara disminución del diámetro con la distancia (Fig. 18a), mientras que las curvas proximal y distal muestran dos pendientes bien definidas

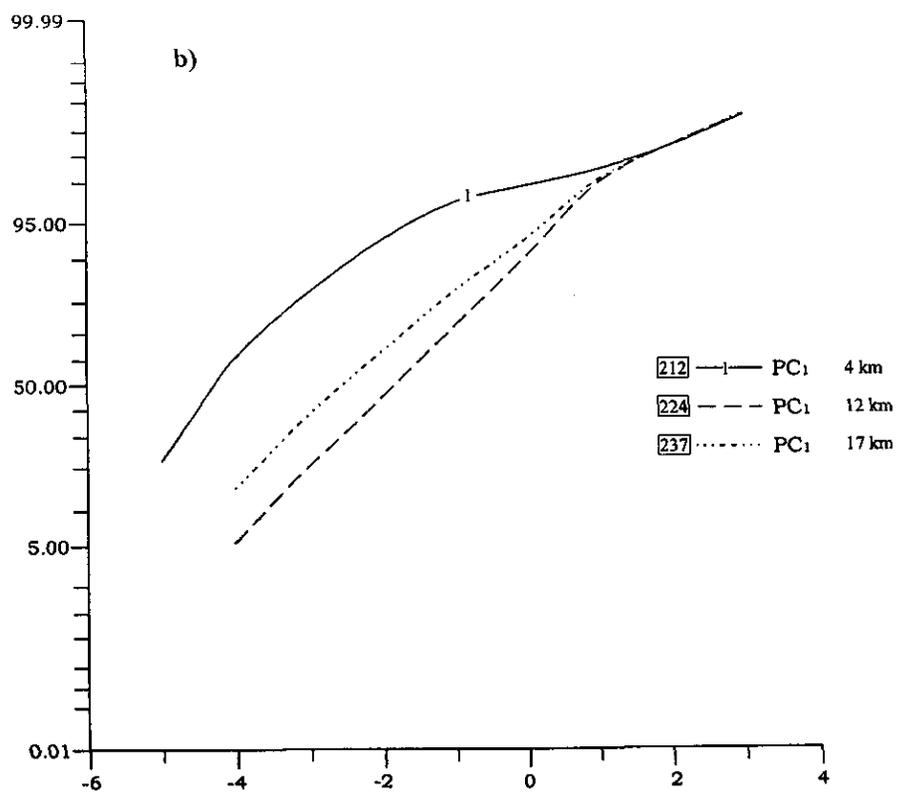
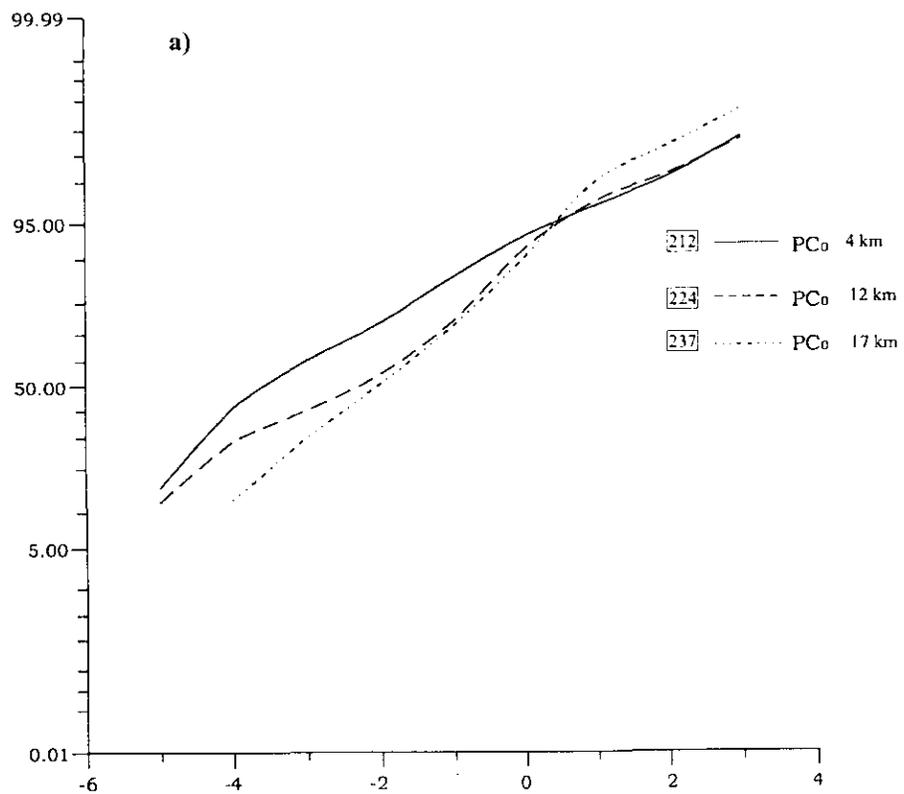


Figura 18.- Curvas de frecuencia acumulativa de tres secciones representativas de la PTS (212, 224 y 237), localizados a 4, 12 y 17 km de la fuente respectivamente, a) miembro de caída PC<sub>0</sub> y b) miembro de caída PC<sub>1</sub>.

la curva intermedia presenta una forma mas compleja con tres pendientes. Las tres curvas tienden a converger cerca del  $Md\phi = 0.5$ .

En las curvas acumulativas del horizonte de caída  $PC_1$ , se puede apreciar mejor la disminución de  $Md\phi$  con la distancia (Fig. 18b). En los tres casos las curvas muestran doble pendiente y tienden a unirse cerca de  $Md\phi = 1$ .

Las curvas acumulativas del horizonte de caída  $PC_2$ , de igual manera muestran una disminución del diámetro mediano con la distancia (Fig. 19a) y es posible observar que para las curvas proximales existe una doble pendiente mientras que para las curvas media y distal se observan tres pendientes. Independientemente de estas variaciones las curvas convergen cerca de  $Md\phi = 1.0$ .

El horizonte de caída  $PC_3$  presenta una curva dividida en tres secciones con pendientes diferentes (Fig. 19b).

A continuación se presenta una descripción de los resultados de los diferentes histogramas que se analizaron para cada uno de los horizontes que conforman a la PTS de la base a la cima.

#### IV.1.- CAIDA DE POMEZ $PC_0$

Para este horizonte que a nivel de afloramiento presenta una gradación normal, se analizó una muestra representativa. La curva de distribución es unimodal con asimetría hacia la fracción fina. Un ligero enriquecimiento en la fracción  $-1\phi$  le da a la curva un aspecto bimodal. La concentración máxima para esta muestra se localiza en  $-4\phi$  con un

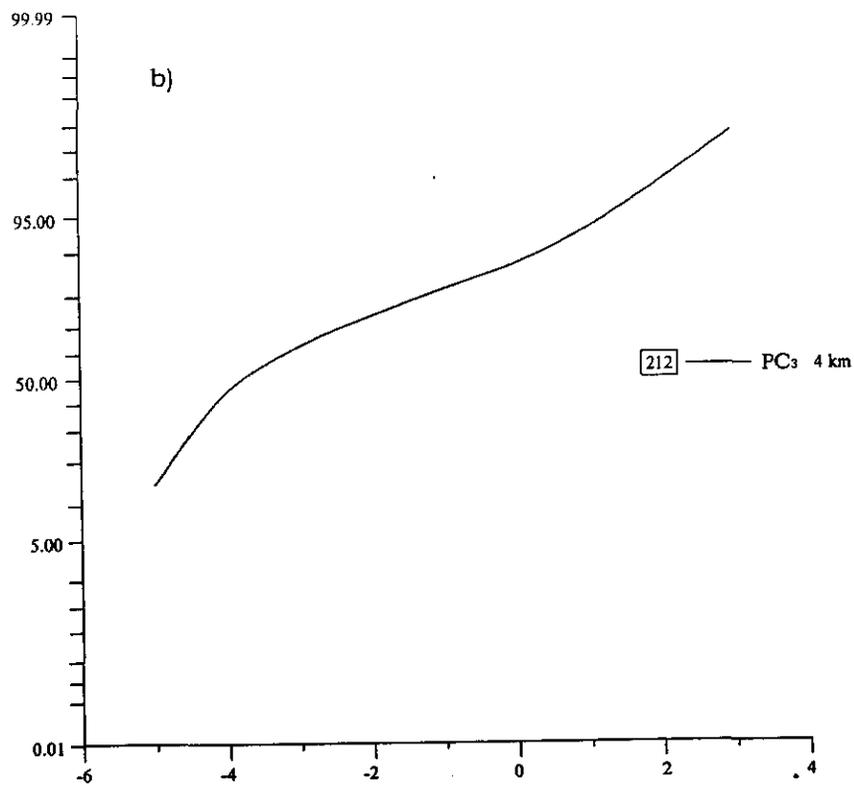
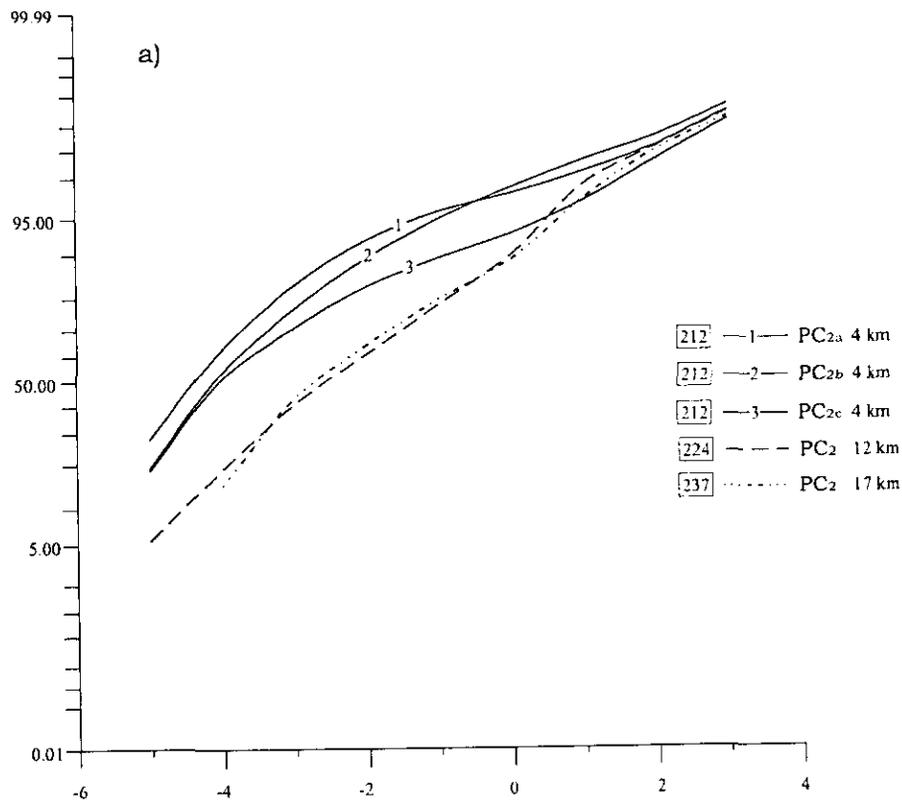


Figura 19.- Curvas de frecuencia cumulativa de tres secciones representativas de la PTS (212, 224 y 237), localizados a 4, 12 y 17 km de la fuente respectivamente, a) miembro de caída PC2 y b) miembro de caída PC3.

diámetro mediano de  $Md\phi = -3.5$  y una buena selección  $\sigma\phi = 1.8$  (Fig. 20).

#### IV.2.- CAIDA DE POMEZ $PC_1$

Para este horizonte de caída, el cual a nivel de afloramiento presenta una gradación inversa, se analizaron dos muestras ( $PC_1$  y  $PC_{1sup}$ ) correspondientes a la base y a la cima del depósito respectivamente (Fig. 20). Ambas curvas de frecuencia son unimodales con asimetría hacia la fracción fina (Fig. 20). La parte basal tiene su concentración máxima en  $-4\phi$ , un diámetro mediano de  $Md\phi = -4.2$  y una buena selección  $\sigma\phi = 1.1$ , mientras que la muestra superior presenta una concentración máxima en  $-4\phi$  y un diámetro mediano de  $Md\phi = -4.1$  con una buena selección  $\sigma\phi = 1.5$ . Si se comparan ambos histogramas se aprecia un ligero enriquecimiento de material fino en la parte superior en las fracciones  $-1\phi$  a  $4\phi$ .

#### IV.3.-FLUJO PIROCLASTICO $F_1$

Este horizonte de flujo piroclástico consta principalmente de cuatro unidades, del cual se analizaron solamente dos muestras representativas ( $F_{1a}$  y  $F_{1b}$ ), ambas correspondientes a la parte media del depósito. Los histogramas de frecuencia de estos depósitos presentan curvas bimodales con asimetría hacia las fracciones finas (Fig. 20). La concentración máxima para la muestra  $F_{1a}$  está ubicada en  $2\phi$ , con un diámetro mediano de grano de  $Md\phi = -0.25$  y un grado de selección de  $\sigma\phi = 2.8$ , mientras que la muestra  $F_{1b}$  presenta su concentración máxima en  $2\phi$ , un diámetro mediano de  $Md\phi = 0.15$  y un grado de selección de  $\sigma\phi = 3.15$ .

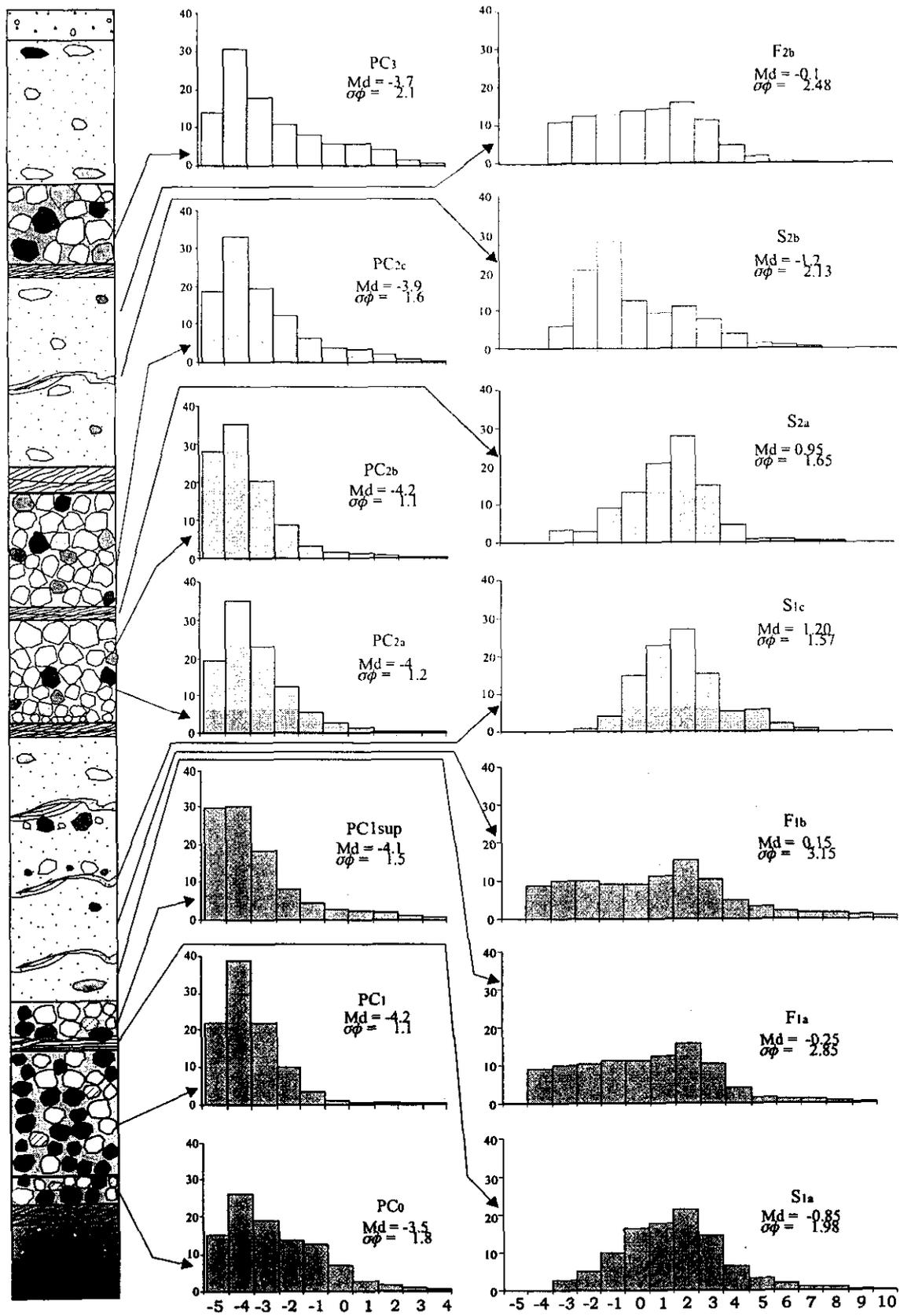


Figura 20.- Histogramas de los depósitos de caída sección 212, donde se muestran las tendencias generales de distribución y los valores de  $Md\phi$  y  $\sigma\phi$ .

#### IV.4.- OLEADA S<sub>1</sub>

Este horizonte de surgencia se presenta en tres capas delgadas de las cuales únicamente se analizó una muestra representativa del depósito. La curva de distribución es unimodal con una ligera asimetría hacia la fracción fina (Fig. 20). Un leve enriquecimiento en la fracción 5 $\phi$  le da a la curva un aspecto bimodal. Este horizonte tiene su concentración máxima en 2 $\phi$ , con un diámetro mediano  $Md\phi = 1.2$  y un grado de selección de  $\sigma\phi = 1.57$ .

#### IV.5.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>2</sub>

Para este horizonte de caída el cual a nivel de afloramiento presenta una gradación simétrica, se analizaron tres muestras (PC<sub>2-a</sub>, PC<sub>2-b</sub> y PC<sub>2-c</sub>), que corresponden a la base, parte intermedia y superior del depósito (Fig. 20). Las tres curvas de frecuencia son unimodales con asimetría hacia la parte fina. La parte basal tiene su concentración máxima en -4 $\phi$  con un diámetro mediano de  $Md\phi = -4$  y una buena clasificación  $\sigma\phi = 1.2$ . La parte media del depósito presenta una concentración máxima en -4 $\phi$  con un diámetro mediano de  $Md\phi = -4.2$  y una buena clasificación  $\sigma\phi = 1.1$ .

Finalmente, la parte superior presenta su concentración máxima en -4 $\phi$  con un diámetro mediano de  $Md\phi = -3.9$  y una buena clasificación  $\sigma\phi = 1.6$ . Es claro que existe una variación vertical, representada por el gradual y ligero enriquecimiento en material fino de la base a la cima y la concentración de la fracción más gruesa hacia la parte media del depósito.

#### IV.6.- Flujo Piroclástico F<sub>2</sub>

Este horizonte consta de manera general de dos unidades de flujo piroclástico masivos. En este caso se analizó una muestra representativa correspondiente a la unidad superior, la cual muestra una curva de distribución bimodal con una ligera asimetría hacia la fracción fina (Fig. 20). La concentración máxima para esta muestra está localizada en  $2\phi$ , con un diámetro mediano de  $Md\phi = -0.1$  y un grado de selección de  $\sigma\phi = 2.48$ .

#### IV.7.- OLEADA S<sub>2</sub>

Este horizonte se presenta generalmente en laminas de donde se analizó una muestra representativa. La curva de distribución es bimodal con una ligera asimetría hacia la fracción fina. Las concentraciones máximas están ubicadas en  $-1\phi$  y en  $2\phi$ , con un diámetro mediano de  $Md\phi = -1.2$  y una selección de  $\sigma\phi = 2.13$  (Fig. 20).

#### IV.8.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>3</sub>

Este horizonte corresponde a la capa superior del depósito del cual se analizó solamente una muestra representativa. De acuerdo a los datos obtenidos, este depósito muestra una curva de distribución unimodal, con asimetría hacia la fracción fina. La curva de distribución presenta su concentración máxima en  $-4\phi$ , con un diámetro mediano de  $Md\phi = -3.7$  y una pobre selección  $\sigma\phi = 2.1$  (Fig. 20).

## V.- ANALISIS DE COMPONENTES

Se tomaron siete muestras representativas de las diferentes unidades de caída de la PTS en la sección estratigráfica 212 para llevar a cabo un análisis de componentes. Esta sección se localiza a 4km al este del cráter del volcán. Se analizaron las fracciones de  $-5\phi$  hasta  $4\phi$ , tomando en cuenta los siguientes constituyentes: pómez, pómez bandeada, líticos juveniles, líticos accidentales, cristales y vidrio. En las fracciones más gruesas ( $-5\phi$  a  $0\phi$ ) los constituyentes fueron separados y contados a mano, mientras que en las fracciones más finas ( $1\phi$  a  $4\phi$ ), éstos fueron contados con ayuda de un microscopio estereoscópico. Para cada fracción se contaron entre 500 y 600 partículas lo cual fue considerado como una población representativa de la muestra. Posteriormente, los datos fueron convertidos a porcentajes y se presentaron en histogramas para su análisis e interpretación (Fig. 21, Tabla I). Los fragmentos de pómez en general son de composición dacítica de color blanco y en menor cantidad se tiene pómez dacítica bandeada, los líticos juveniles en su mayoría son fragmentos dacíticos, los líticos accidentales son fragmentos alterados y algunos hidrotermalizados también de composición dacítica y la población de cristales están representados en su mayoría por plagioclasa hornblenda y en menor cantidad biotita y vidrio.

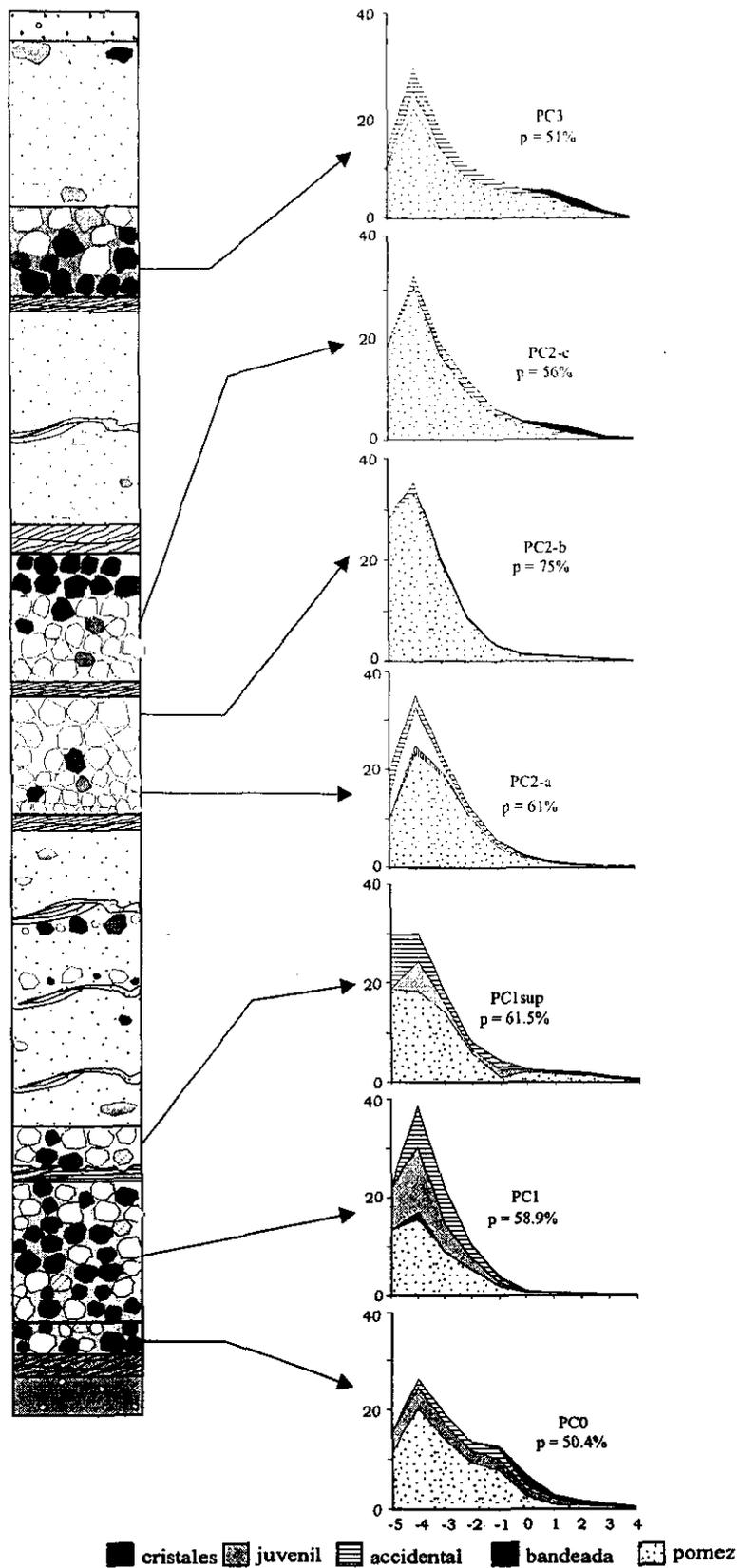


Figura 21.- Histogramas de componentes de los horizontes de caída de la PTS, representados en porcentajes en peso y unidades phi.

Tabla I. Resultado de los análisis de componentes de los horizontes de caída de la PTS de la sección 212.

Unidad	Pómez %	Pómez % bandeada	Líticos % juveniles	Líticos % accidentales	Cristales %	Vidrio %
PC <sub>0</sub>	50.4	—	15.7	11.9	22	
PC <sub>1</sub>	58.9	0.3	7.9	9.3	23.6	
PC <sub>1sup</sub>	61.5	0.2	8.1	10.1	20.1	
PC <sub>2a</sub>	61	0.4	6	6.5	26.2	
PC <sub>2b</sub>	75	0.1	1.6	2.6	20.7	
PC <sub>2c</sub>	56		5.3	13	21.8	3.9
PC <sub>3</sub>	51		12	16.4	14.7	6

A continuación se detallan las características y concentraciones de los diferentes componentes para cada uno de los horizontes de caída de la PTS de la base a la cima.

#### V.1.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>0</sub>

De este horizonte de caída se analizó solamente una muestra representativa (Fig. 21). En orden de abundancia la muestra contiene 50.4% de pómez, 22% de cristales, 15.7% de líticos juveniles y 11.9% de líticos accidentales. En esta misma gráfica resalta la gran cantidad de cristales presentes a partir de la fracción  $-2\phi$  hasta la  $4\phi$  con una mayor concentración en  $0\phi$ . La pobre presencia de pómez bandeada en esta muestra, no queda registrada en el histograma. Los líticos accidentales en su mayoría son dacitas alteradas de color verde, rojizas y en menor cantidad alteradas hidrotermalmente

## V.2.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>1</sub>

De este horizonte de caída se analizaron dos muestras (PC<sub>1</sub> y PC<sub>1sup</sub>) que corresponden a la base y cima del depósito (Fig. 21). En este caso se obtuvieron los siguientes resultados: para el horizonte PC<sub>1</sub>, 58.9% de pómez, 23.6% de cristales, 9.3% de líticos accidentales, 7.9% de líticos juveniles y 0.3% de pómez bandeada. Para la muestra PC<sub>1sup</sub>, 61.5% de pómez, 20.1% de cristales, 10.1% de líticos accidentales, 8.1% de líticos juveniles y 0.2% de pómez bandeada. En términos generales PC<sub>1</sub> presenta un enriquecimiento en líticos juveniles y accidentales y una disminución en la concentración de cristales respecto a PC<sub>0</sub>. Internamente este horizonte de caída presenta un enriquecimiento de líticos juveniles en la base, mientras que hacia la cima el contenido de líticos accidentales aumenta.

## V.3.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>2</sub>

Para este depósito se analizaron tres muestras que corresponden a la base (PC<sub>2a</sub>), parte intermedia (PC<sub>2b</sub>) y cima (PC<sub>2c</sub>) del horizonte de caída (Fig. 21). Los resultados obtenidos para la muestra (PC<sub>2a</sub>) son los siguientes: 61% de pómez, 26.2% de cristales, 6.5% de líticos accidentales, 6% de líticos juveniles y 0.4% de pómez bandeada. Para la muestra (PC<sub>2b</sub>) se obtuvo 75% de pómez, 20.7% de cristales, 2.6% de líticos accidentales, 1.6% de líticos juveniles y 0.1% de pómez bandeada. Por último, la muestra (PC<sub>2c</sub>) presentó 56% de pómez, 21.8% de cristales, 13% de líticos accidentales, 5.3% de líticos juveniles y 3.9% de vidrio. De manera general se aprecia un empobrecimiento de líticos tanto accidentales como juveniles con respecto a PC<sub>1</sub> y un enriquecimiento de pómez (61% y 75%). Internamente también se observa un

empobrecimiento gradual hacia la cima de líticos y de pómez bandeada, con una concentración máxima de pómez en la parte media del depósito. Además existe un claro aumento de cristales en la parte superior del horizonte (Fig. 21).

#### V.4.- CAIDA DE POMEZ PC<sub>3</sub>

Para este horizonte de caída se analizó solamente una muestra representativa (Fig. 21), la cual arrojó los siguientes resultados: 51% de pómez, 16.4% de líticos accidentales, 20.7% de cristales y 12% de líticos juveniles. De manera general en este horizonte se presenta nuevamente un enriquecimiento tanto en líticos juveniles y accidentales, así como en cristales. Los cristales aparecen a partir de la fracción 0φ a la 4φ, con una mayor concentración en 2φ. Las características de este depósito en cuanto a componentes son muy similares a las del horizonte PC<sub>0</sub>. Los líticos accidentales están en su mayoría alterados hidrotermalmente y muestran un color rojizo muy característico.

## VI.- DISTRIBUCION

El depósito PTS es producto de una de las erupciones más violentas del Volcán Nevado de Toluca ocurrida hace 10,500 años A.P. La PTS tuvo una amplia distribución en todo el centro de México. Las investigaciones realizadas por Bloomfield y Valastro (1974) y Bloomfield et al. (1977), revelaron la presencia de una ceniza de color blanco muy rica en pómez en la Zona Arqueológica de Tlapacoya, localizada a 90 km en la parte oriental de la Ciudad de México. Estos autores correlacionaron dicha ceniza con la llamada "pómez tripartita" (Mooser, 1967), cuyo origen lo atribuyeron a la erupción pliniana del Nevado de Toluca.

Durante el trabajo de campo realizado se determinó la estratigrafía proximal del depósito y además se corroboró la presencia del mismo en Tlapacoya. De acuerdo a las características de sus componentes y tomando en cuenta los espesores en lugares cercanos e intermedios a la fuente, se llegó a la conclusión de que el depósito en esta zona y en general en varios sitios de la Ciudad de México y Texcoco corresponde a los horizontes de caída PC<sub>1</sub> y PC<sub>2</sub>. (Fig. 22)

### **VI.1.- Mapas de Isopacas e Isopletas:**

La distribución del depósito PTS se reconstruyó mediante la elaboración de mapas de isopacas e isopletas de cada uno de los horizontes de caída (PC<sub>0</sub>, PC<sub>1</sub>, PC<sub>2</sub> y PC<sub>3</sub>), mientras que para los flujos piroclásticos (F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> y F<sub>3</sub>) se utilizó el mapa de la distribución de los mismos (Fig. 12). Para tal fin, se levantaron más de 250 secciones estratigráficas detalladas en donde se tomaron datos de espesor de los horizontes, el diámetro promedio de los cinco fragmentos más grandes de pómez y líticos, así

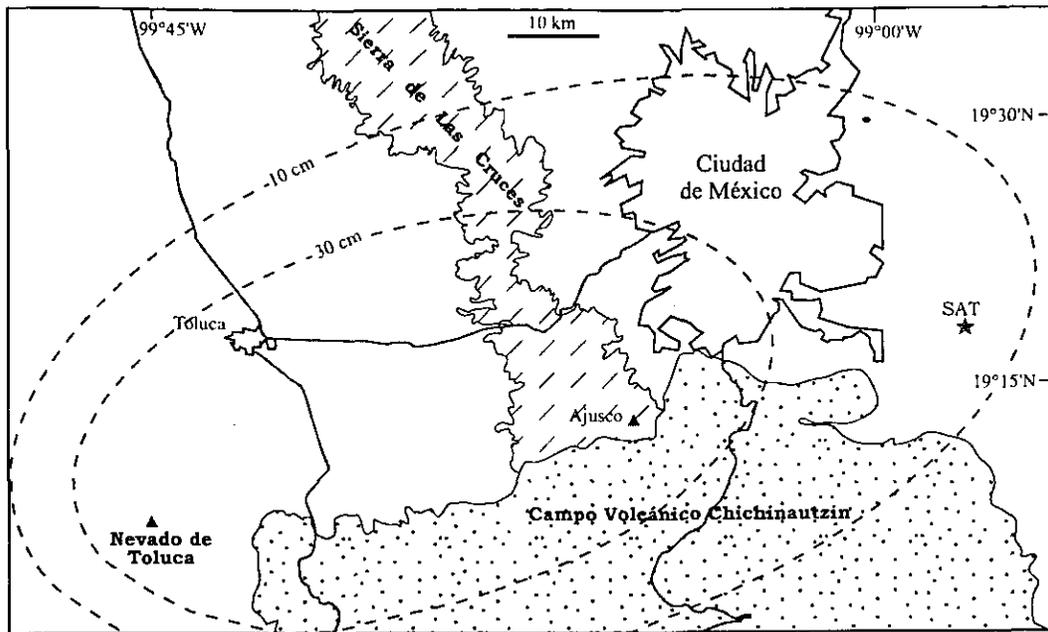


Figura 22.- Distribución general de la isopaca de 10 y de 30 cm de los horizontes de caída PC1 y PC2 de la PTS. SAT = Sitio Arqueológico Tlapacoya.

como otras características texturales. Posteriormente los datos de campo fueron procesados con el programa Surfer.

Para los mapas de isopacas se utilizaron las coordenadas geográficas ( $x$ - $y$ ) con valores UTM y en la dirección  $z$  el espesor del horizonte de caída. Para el mapa de isopletas se graficó el diámetro máximo promedio de los clastos de pómez y líticos. El mapa de la distribución de los depósitos de flujos piroclásticos fue construido con los mismos datos de campo y con la ayuda de fotografías aéreas escala 1: 75,000.

El área de cada horizonte de caída fue calculada por medio de los mapas de isopacas y con ayuda del programa Autocad; mientras que el volumen fue estimado con el método propuesto por Pyle (1989, 1995). Este método se basa en el principio de la disminución exponencial del espesor a partir de la fuente. El método utiliza el *logaritmo* del espesor del depósito y la

raíz cuadrada del área encerrada por la isopaca del mismo espesor. A partir de la correlación de estos dos parámetros, se puede obtener el espesor teórico máximo, mediante la extrapolación de la recta obtenida hasta su intersección con el eje  $y$  que corresponde al log del espesor. A pesar de la facilidad y rapidez con la que con este método se pueden obtener estimaciones del volumen, éste tiene varias debilidades: 1) solo se aplica correctamente a isopacas de forma circular, cosa que no es común en la naturaleza y 2) subestima la cantidad de material fino de las zonas distales más allá de la isopaca menor a 1 cm, por lo que el resultado obtenido representa un valor mínimo.

La formula general para el cálculo del volumen de acuerdo con Pyle (1995) es la siguiente:

$$V = 13.08T_0b^{2t} = 2 \frac{T_0}{k^2}$$

donde el valor 13.08 es una constante,  $T_0$  es el espesor máximo extrapolado,  $b^{2t}$  es la distancia obtenida por correlación del espesor promedio y  $k$  es la pendiente de la recta.

Se calcularon además, las alturas de la columnas de erupción para cada uno de los horizontes de caída utilizando el método también propuesto por Pyle (1995). Este método también se basa en la disminución exponencial del tamaño de clastos a partir de la fuente. La fórmula para el cálculo de la altura es la siguiente:

$$V = \underline{13.08T_0b^{2c}} = 2 \frac{T_0}{k^2}$$

donde 13.08 es una constante,  $T_0$  es el clásto máximo extrapolado,  $b_c$  es la distancia obtenida por correlación del clásto promedio y  $k$  es la

pendiente de la recta. Con este método se calcula la altura máxima de flotación neutral (HB) y tomando la relación propuesta por Sparks (1986) de  $HB/HT \approx 0.7$ , se puede calcular la altura total de la columna eruptiva (HT).

A continuación se presenta la descripción de los mapas de isopacas e isopletras, así como los valores calculados de área, volumen, espesores y áreas teóricas y alturas de columna para cada uno de los horizontes de caída ( $PC_0$ ,  $PC_1$ ,  $PC_2$  y  $PC_3$ ) de la base a la cima.

#### Caída de pómez $PC_0$

El horizonte  $PC_0$  se encuentra distribuido hacia la parte noreste, y presenta burdamente dos principales tendencias una en dirección  $NE10^\circ$  y la otra en  $NE70^\circ$ . Los espesores máximos para este horizonte son del orden de 14.5 cm a una distancia de 4 km del volcán.  $PC_0$  aflora a distancias de más de 14 km de la fuente (Fig. 23), donde en la actualidad se encuentran asentadas diversas poblaciones como Tlacotepec, Calimaya, Putla y Zaragoza.

Para el horizonte  $PC_0$  se calculó un espesor máximo extrapolado de 15 cm, un área de distribución de aproximadamente  $157 \text{ km}^2$  y un volumen mínimo de  $0.036 \text{ km}^3$  (Tabla II, Fig. 24). Considerando la isopaca de 1 cm, se extrapoló la recta obtenida en la figura 24 al eje de las  $y$  resultando en un área teórica máxima cubierta por  $PC_0$  de  $909 \text{ km}^2$ .

El mapa de isopletras de este horizonte muestra una distribución semicircular de los fragmentos, con una ligera tendencia hacia el  $NE40^\circ$  coincidente con la orientación principal de las isopacas (Fig. 25). A partir

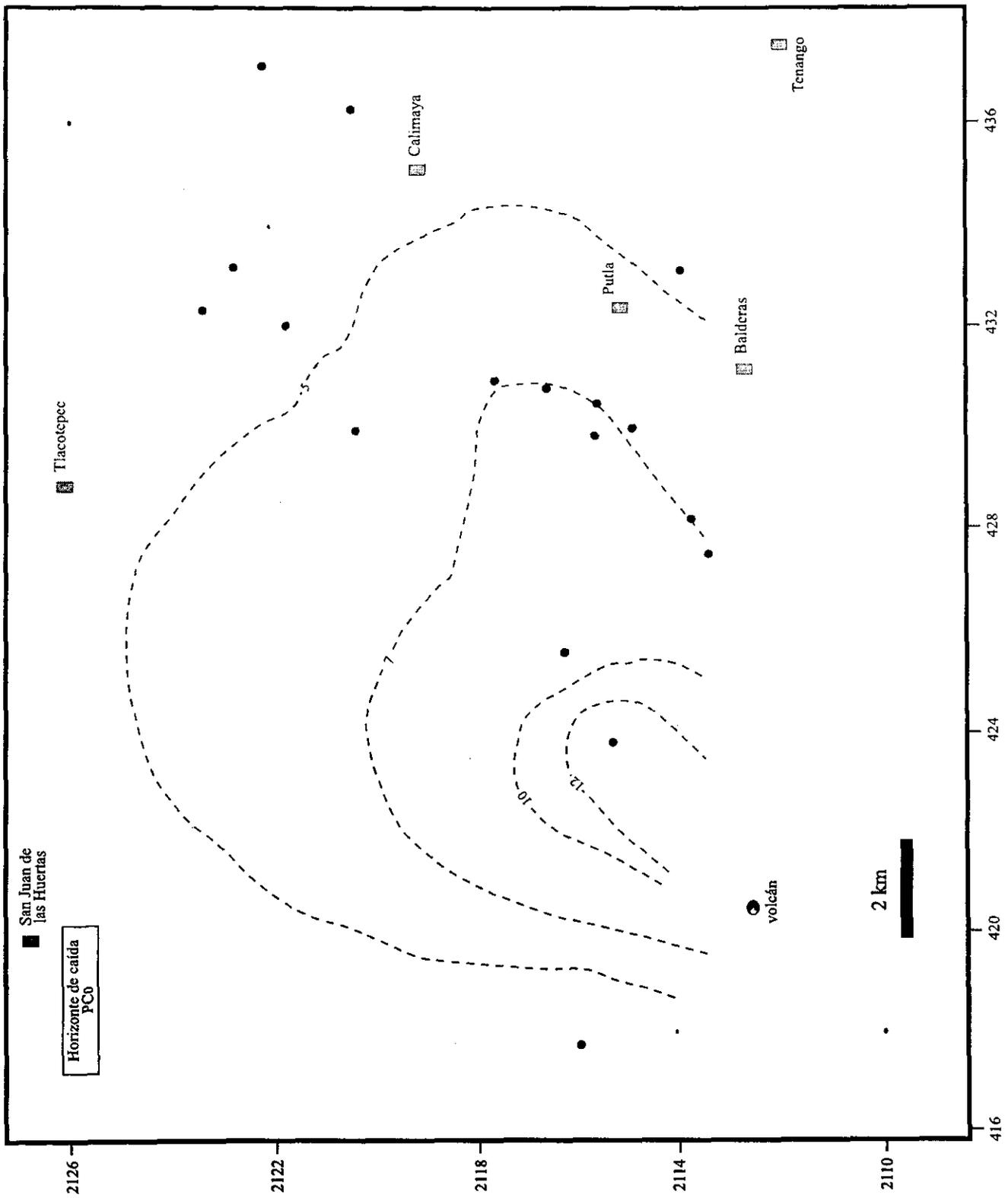


Figura 23.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PCO de la PTS. El espesor está en centímetros.

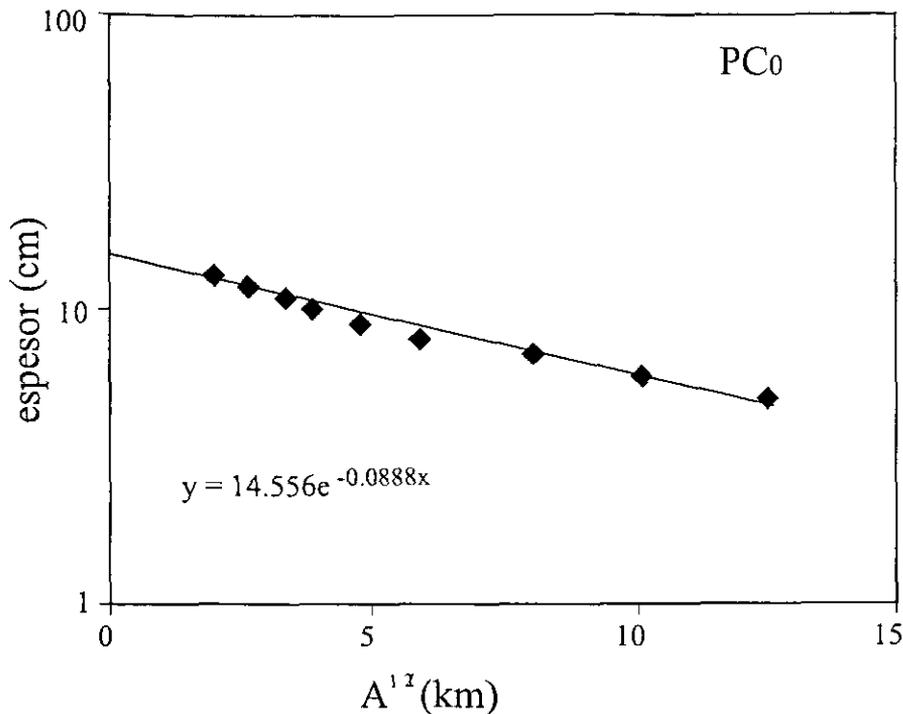


Figura 24.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC0.

del mapa de isopletas se calculó una altura total de la columna de 25 km.

#### Caída de pómez PC<sub>1</sub>

PC<sub>1</sub> se encuentra ampliamente distribuido de manera elongada con su eje principal de dispersión dirigido hacia el noreste (NE80°) (Fig. 26). El espesor máximo medido para PC<sub>1</sub> fue de 180 cm a una distancia de 4 km de la cima. El alcance máximo observado para PC<sub>1</sub> es mayor a los 90 km a partir del cráter. En el área que cubre la isopaca de 10 cm, actualmente están asentadas varias poblaciones muy importantes, entre las que se encuentran las ciudades de Toluca y México, así como una gran cantidad de asentamientos en las pendientes este y noreste del Nevado de Toluca, en toda la Cuenca del Alto Lerma y en la zona de La Marquesa.

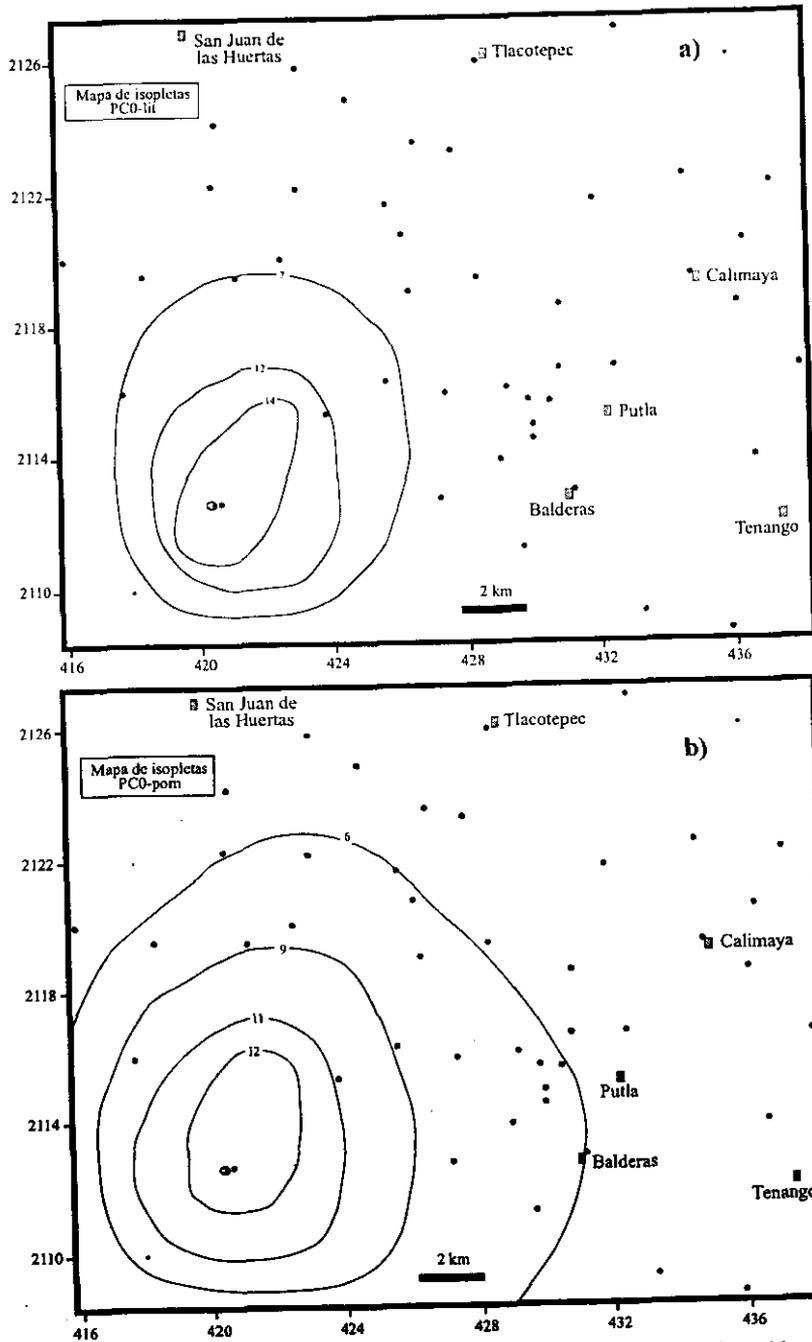


Figura 25.- Mapas de isopletas en centímetros del horizonte de caída PCO de la PTS. a) fragmentos líticos y b) fragmentos de pómez.

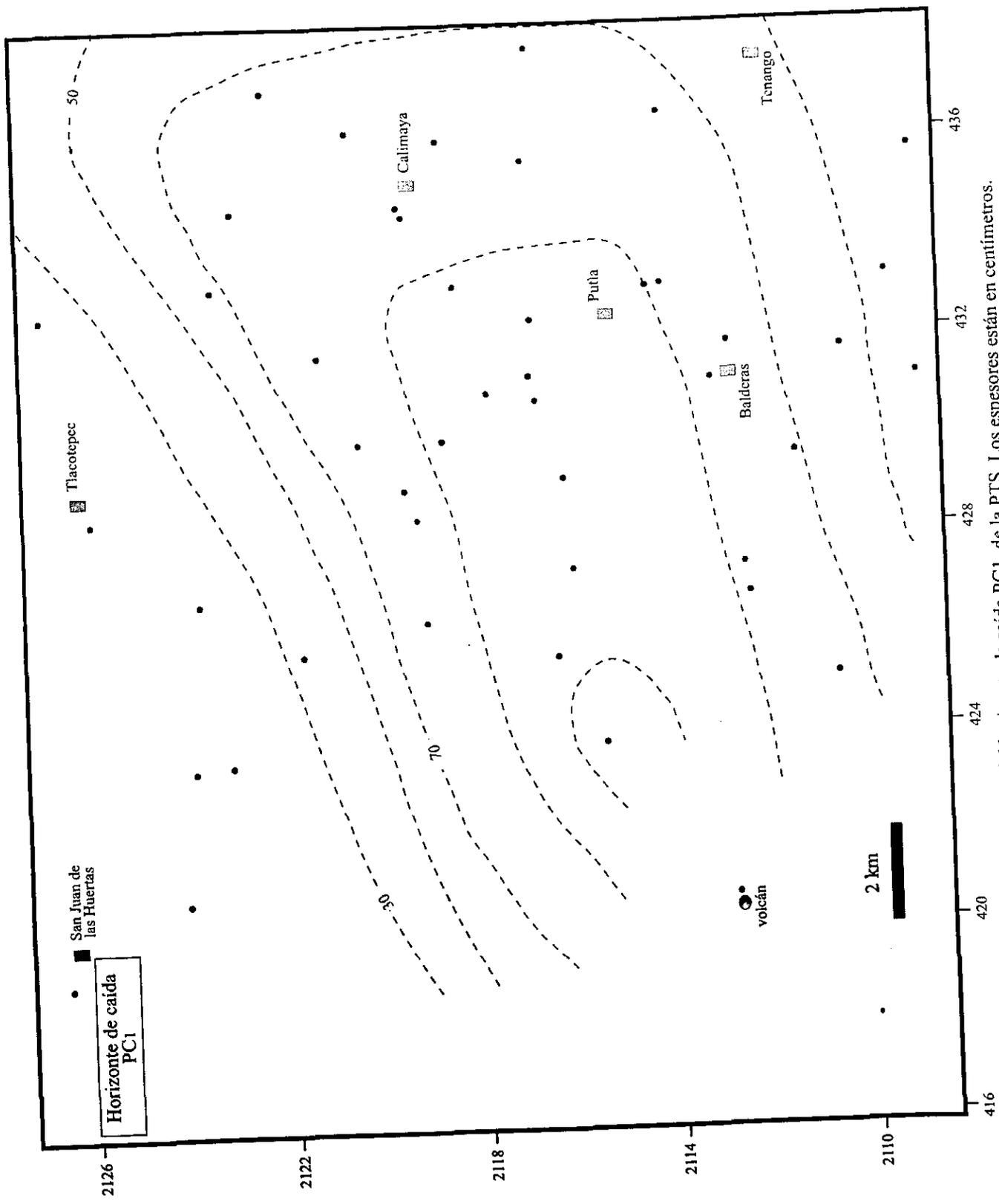


Figura 26.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PCI1, de la PTS. Los espesores están en centímetros.

Se calculó un espesor máximo extrapolado para  $Pc_1$  de 204 cm, un área de al menos 2,000 km<sup>2</sup> y un volumen mínimo de 0.62 km<sup>3</sup> (Tabla II, Fig. 27).

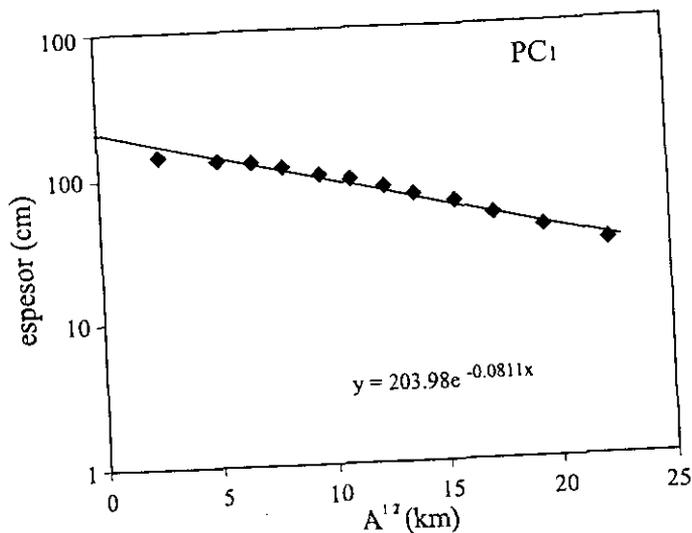


Figura 27.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída  $PC_1$ .

De igual forma mediante la extrapolación de la recta se calculó un área teórica para la isopaca de 1 cm de 4,299 km<sup>2</sup>. El mapa de isopletas de este horizonte tiene una distribución semicircular con una orientación en dirección NE60°. Esta tendencia general está desplazada en sentido contrario de las manecillas del reloj por 20° respecto al eje principal de las isopacas NE80° (Fig. 28). Con los datos disponibles se calculó una altura total aproximada de la columna que depósito  $PC_1$  de 35 km.

### Caída de pómez $PC_2$

$PC_2$  es el horizonte de caída de mayor espesor de la PTS el cual alcanza cerca de 8 m y tiene un alcance de al menos 90 km (Sitio Arqueológico de

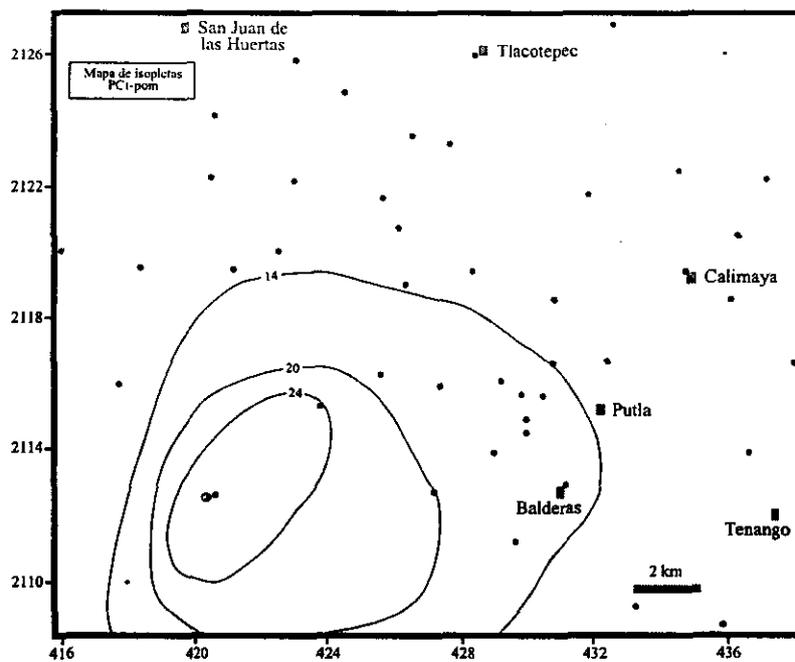
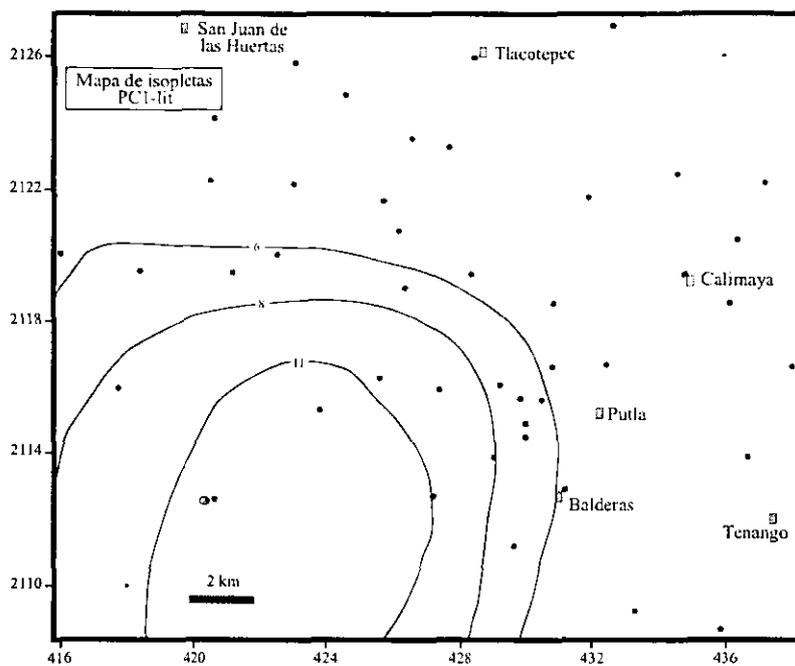


Figura 28.- Mapas de isoplefas en centimetros del horizonte de caida PC1 de la PTS, a) fragmentos líticos y b) fragmentos de pómez.

FALTA PAGINA

No.

56

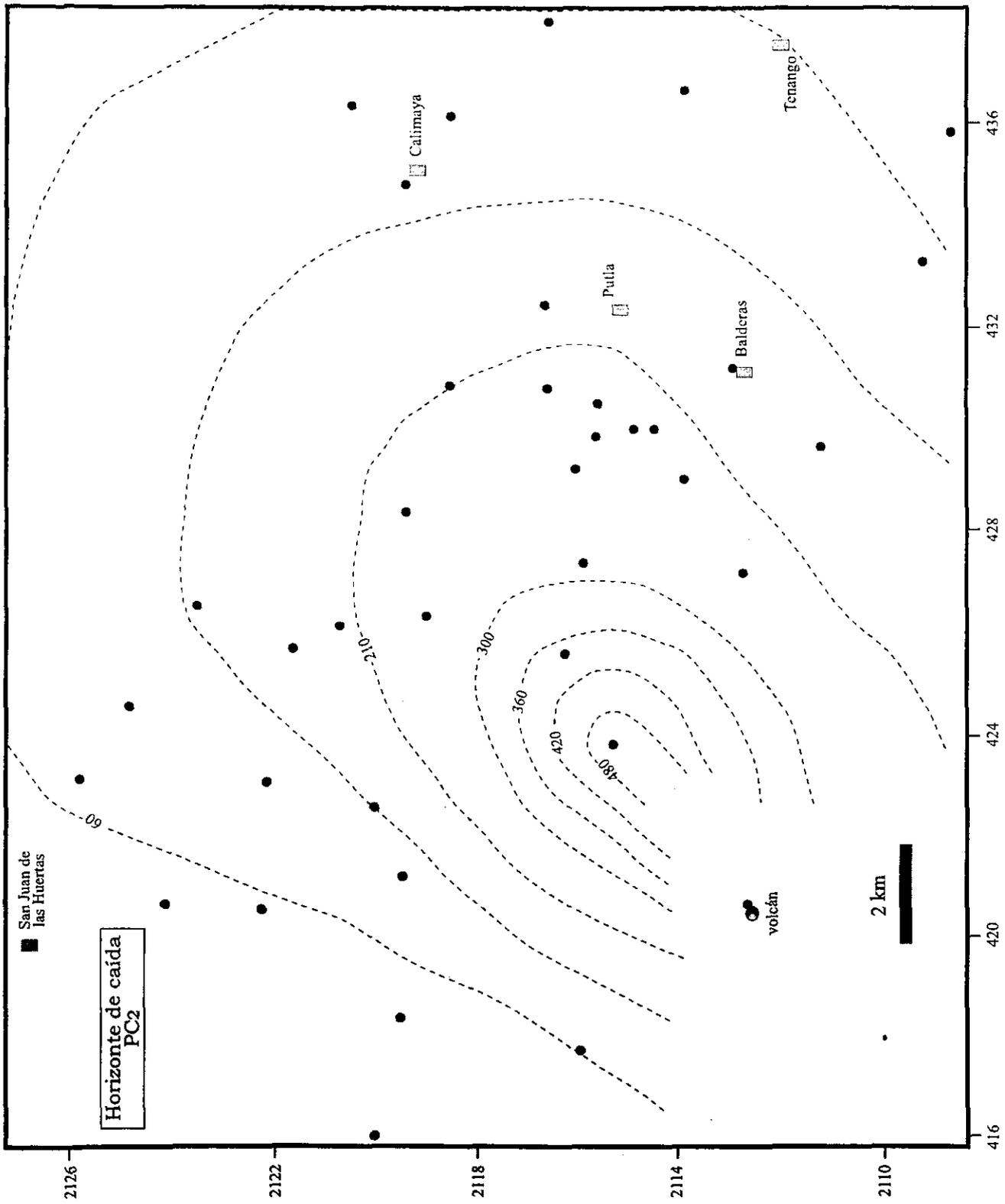


Figura 29.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PC2 de la PTS. El espesor está en centímetros.

El área teórica calculada por extrapolación de la curva para la isopaca de 1 cm fue de 2,675 km<sup>2</sup>. El mapa de isopletas de este horizonte presenta una distribución semicircular de los fragmentos y una dispersión en dirección NE70°, desviada 35° del eje principal de dispersión general del depósito (Fig. 34). Para este horizonte se calculó una altura total aproximada de la columna eruptiva de 28 km.

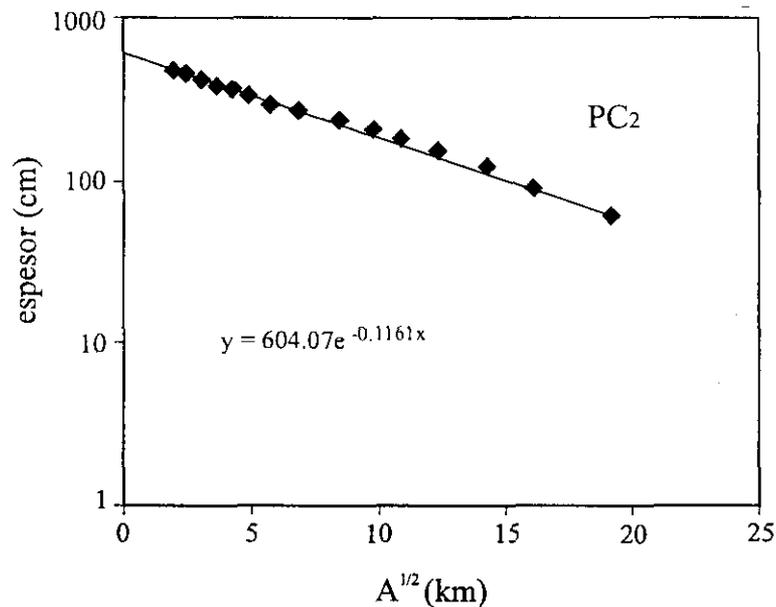


Figura 30.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC2.

#### IV.2.- Flujos Piroclásticos

Los depósitos flujo piroclástico y oleadas piroclásticas asociados a la erupción de la PTS conforman una parte muy importante de los depósitos. Como se mencionó en el Capítulo II, existen cuatro horizontes de flujos piroclásticos y oleadas (F<sub>0</sub>, F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> y F<sub>3</sub>). El emplazamiento de estos depósitos ocurrió en tres principales direcciones N, NE y E del

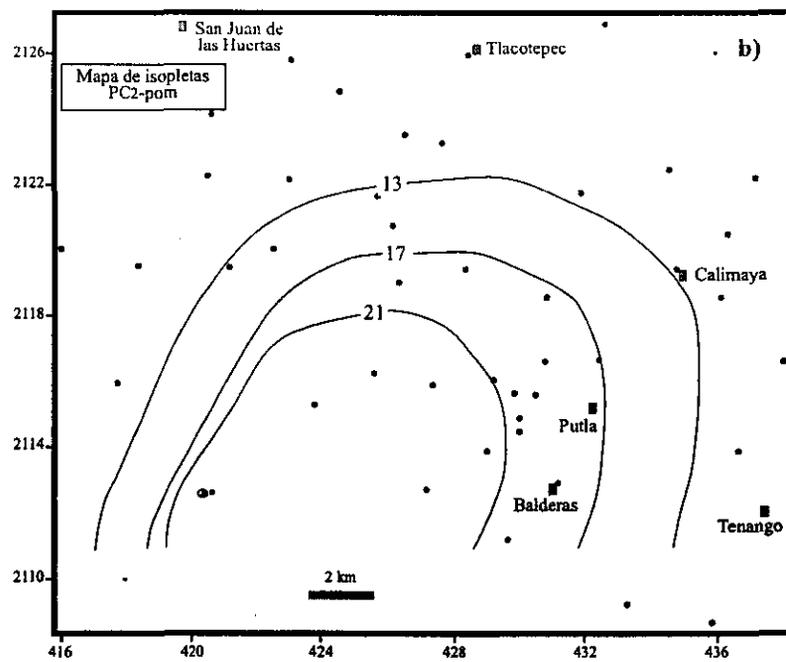
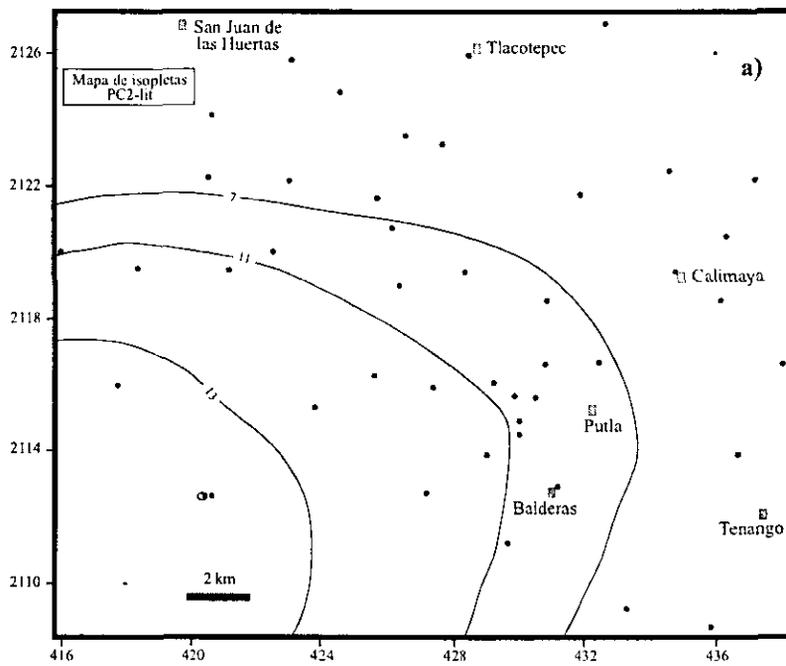


Figura 31.- Mapa de isoplefas en centímetros del horizonte de caída PC2 de la PTS. a) fragmentos líticos y b) fragmentos de pómez.

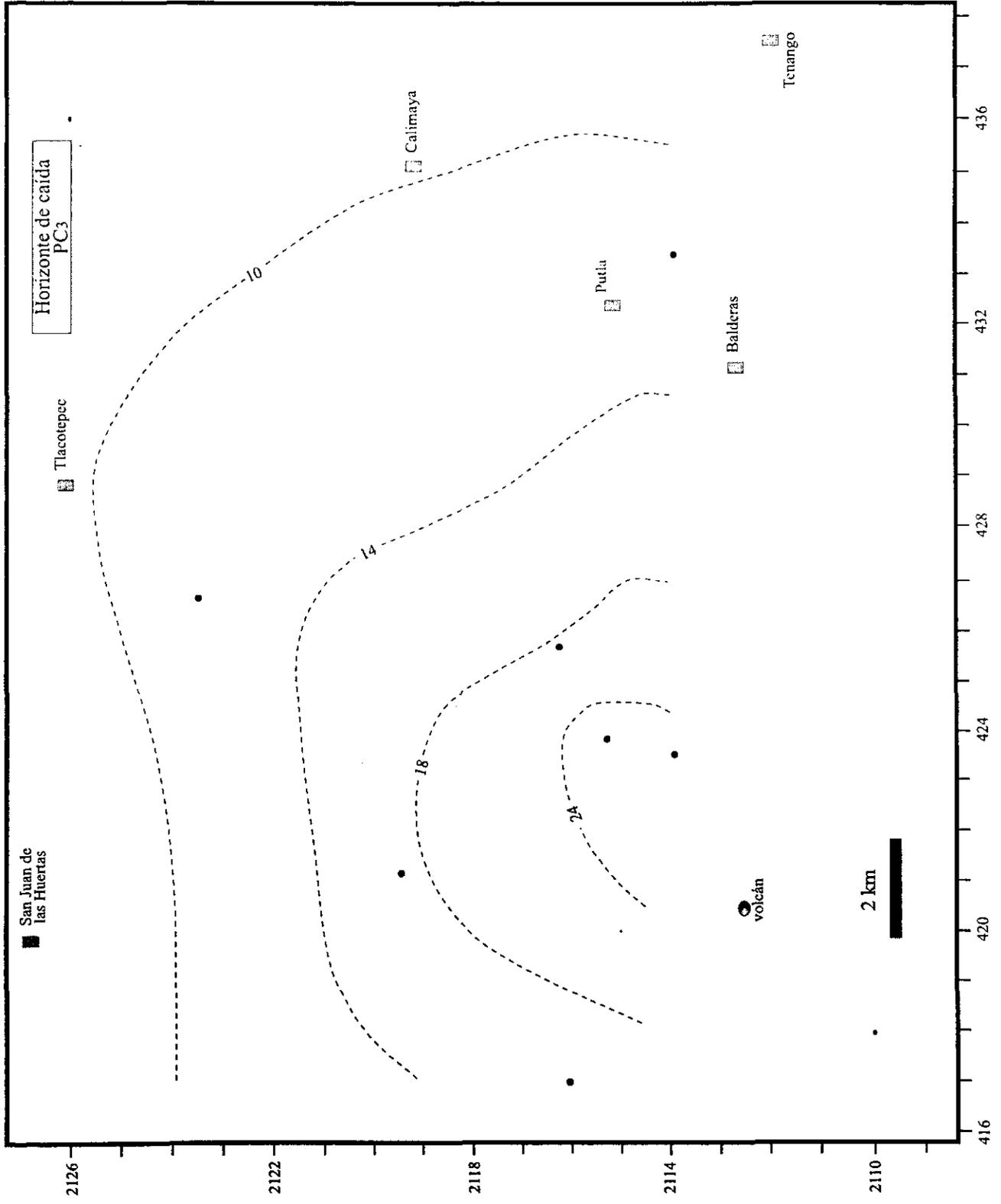


Figura 32.- Mapa de isopacas del horizonte de caída PC3 de la PTS. El espesor está indicado en centímetros.

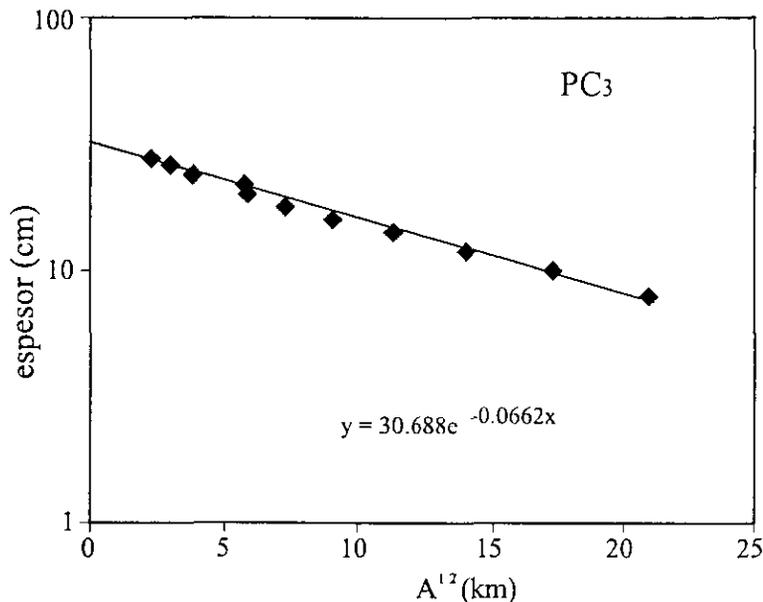


Figura 33.- Gráfica logarítmica que muestra el espesor del depósito en función de la raíz cuadrada del área de cada isopaca para el horizonte de caída PC3.

volcán en donde rellenaron las depresiones existentes hasta una distancia aproximada de 14 km (Fig. 12).

Los espesores de los depósitos de oleada y flujo piroclástico son muy variables. Para F<sub>0</sub> se midió un espesor máximo de 140 cm con un alcance máximo de 7 km en dirección este desde la cima. F<sub>1</sub> tiene un espesor máximo de 22 m con su principal emplazamiento en dirección este y noreste hasta distancias de 10 km. Para F<sub>2</sub> se midió un espesor máximo de 5 m en las pendientes este y noreste del volcán hasta distancias de 9 km. Finalmente F<sub>3</sub> tiene un espesor máximo de 7 m y fue emplazado en dirección noreste y norte hasta distancias de 8 km. El área aproximada que fue cubierta por estos horizontes de oleada y flujos piroclásticos suma un total aproximado de 74.5 km<sup>2</sup>. Si se considera un espesor promedio de 10 m para todos los depósitos se obtiene un volumen aproximado de 0.75 km<sup>3</sup>.

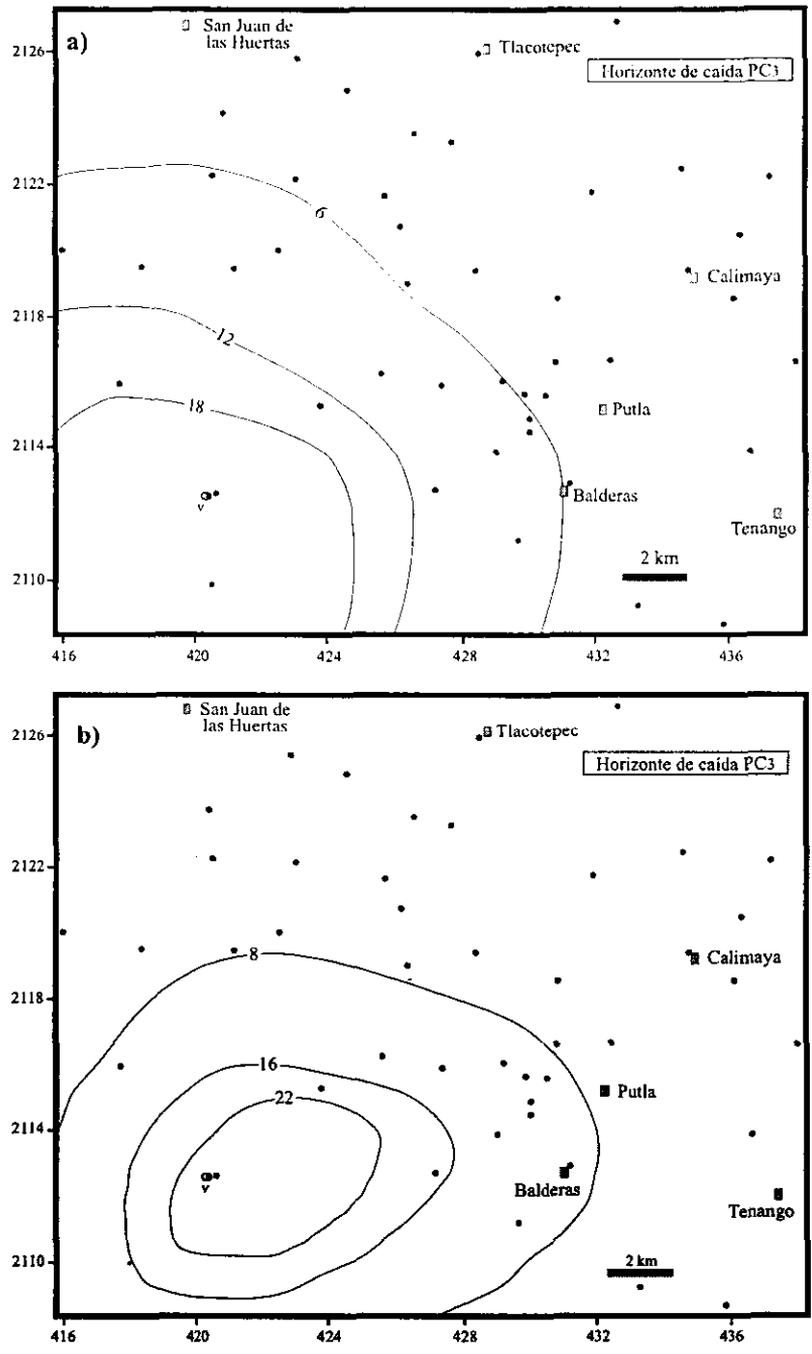


Figura 34.- Mapa de isopletas en centímetros del horizonte de caída PC3 de la PTS. a) fragmentos líticos y b) fragmentos de pómez.

### VI.3.- Volumen total de material emitido

Como se mencionó anteriormente, en el cálculo del volumen para los horizontes de caída se utilizó el método de Pyle (1995). Como se explicó anteriormente esta cifra se debe de tomar con precaución dado que representa un valor mínimo (Tabla II). A pesar de dicha limitación estos valores nos ayudan a esbozar la cantidad de material que fue expulsado por la erupción. El volumen de los cuatro horizontes de caída suman un valor de 1.9 km<sup>3</sup> y el de los flujos piroclásticos 0.75 km<sup>3</sup>, lo cual arroja un volumen total cercano a los 2.7 km<sup>3</sup> de material.

#### Volumen de roca densa (RDE)

Si consideramos la densidad promedio de las pómez del Nevado de Toluca con un valor de 1100 kg/m<sup>3</sup> (Bloomfield et al., 1977) y una densidad de magma promedio para este tipo de rocas de 2,500 kg/m<sup>3</sup>, entonces podemos calcular el volumen de roca densa para cada unidad de caída con los siguientes valores:

Tabla II.- Volúmenes de los diferentes horizontes que conforman a la PTS. los datos de Bloomfield et al., (1977), son de 2.5 km<sup>3</sup> de volumen total y 1.54 km<sup>3</sup> en DRE para todo el depósito.

Horizonte	Ecuación	Espesor máx. extrapolado (cm)	Area (km <sup>2</sup> )	Volumen Total (km <sup>3</sup> )	Volumen RDE (km <sup>3</sup> )
PC <sub>0</sub>	$y=14.5e^{-0.0888x}$	14.5	157	0.036	0.026
PC <sub>1</sub>	$y=203.9e^{-0.0811x}$	204	2000	0.62	0.413
PC <sub>2</sub>	$y=604.0e^{-0.116x}$	604	2000	1.1	0.708
PC <sub>3</sub>	$y=30.6e^{-0.0662x}$	30.7	438	0.14	0.079
Surges y flujos piroclásticos		10 metros promedio	74.5	0.7	0.704
<b>Total</b>				2.6	1.9

De esta forma se obtuvieron los valores para  $PC_0$  de  $0.026 \text{ km}^3$ , para  $PC_1$  de  $0.41 \text{ km}^3$ , para  $PC_2$  de  $0.7 \text{ km}^3$  y para  $PC_3$  de  $0.079 \text{ km}^3$ , que juntos suman un total de  $1.2 \text{ km}^3$  (RDE). Si sumamos este valor al volumen estimado para los depósitos de flujo piroclástico ( $0.75 \text{ km}^3$ ) se obtiene un volumen total de  $1.9 \text{ km}^3$  (RDE) para el depósito de la PTS. Este valor difiere ligeramente del volumen total  $1.54 \text{ km}^3$  obtenido por Bloomfield et al. (1977). Esta diferencia radica en que estos autores solo consideraron en su estimación a los miembros inferior y superior, los cuales comprenden a los horizontes  $PC_0$ ,  $PC_1$  y  $PC_2$  y no los depósitos de oleada y flujo piroclástico ni el horizonte de caída  $PC_3$ . Es oportuno también señalar que una buena porción del depósito fue removido por flujos de lodo en torno al volcán por lo que de hecho no se encuentran afloramientos completos de la PTS sobre todo en sus flancos sur y noroccidental. Además no se consideró la ceniza fina que seguramente representa una fracción importante del volumen total.

## VII.- EDAD DEL DEPOSITO

Los primeros intentos para establecer la edad de la PTS fueron hechos por Mooser (1967), quien identificó un horizonte de pómez en la localidad de Tlapacoya, un sitio arqueológico localizado en la parte noreste de la Ciudad de México (Fig. 3). Este autor denominó con el nombre de "pómez tripartita" a este horizonte compuesto por pómez fina con espesores de hasta 30 cm en varios sitios de la Ciudad de México. Este autor obtuvo la primera edad mínima de la "pómez tripartita" a partir del fechamiento mediante el método de radiocarbono de una turba localizada por debajo del depósito, la cual fue determinada en  $12,900 \pm 400$  años A.P. (Tabla IV)(Mooser, 1967). A pesar de su identificación no determinó el sitio de emisión de dicho horizonte de pómez.

Posteriormente, Bloomfield y Valastro (1974), presentaron la estratigrafía de una erupción pliniana del Nevado de Toluca y la denominaron "Pómez Toluca Superior". Estos autores determinaron que la "pómez tripartita" de Mooser (1967) correspondía al depósito distal de la "Pómez Toluca Superior". Bloomfield y Valastro (1974), fecharon cuatro paleosuelos localizados bajo la PTS mediante el método de C-14, y obtuvieron edades máximas que variaban entre 11,050 y 11,950 años A.P. Bloomfield y Valastro (1977), propusieron como fecha aproximada de formación de la PTS una edad de 11,600 años obtenida del promedio de 4 fechamientos de horizontes localizados bajo el depósito. Esta fecha fue propuesta por los autores a pesar de que habían obtenido fechas más jóvenes de paleosuelos ubicados bajo la PTS ( $9,080 \pm 100$  a  $10,550 \pm 80$  años A.P.) y fechas de paleosuelos ubicados encima del depósito  $8,390 \pm 100$  y  $8,510 \pm 280$  años de A.P. (edades mínimas) (Tabla III).

Tabla IV.- Determinaciones de edad por radiocarbono para el depósito de la PTS, tomado de varios autores

muestra		Laboratorio		Edad		Material datado			N	W	Referencia
ENCIMA	DE	LA	LA	POMEZ	TOLUCA	SUPERIOR	TOLUCA	SUPERIOR			
KBC-27		Tx-1606		8390±100	Paleosuelo sobre la PTS				19°08'	99°31'	1
KBC-44a		Tx-1667		8390±130	Carbón						1
KBC-43		Tx-1665		8440±440	Suelo húmico rico en carbón						1
KBC-44		Tx-1666		8700±180	Suelo húmico rico en carbón						1
CORE D		GX-16969		9395±255	Limo café oscuro a negro						2
S CruzA-1	442-445	A-9703		9950±180	Capa de arcilla húmica						6
Cerrillo2	66-70	A-9931		8015±65	Capa de arcilla húmica						6
<b>DENTRO</b>											
		DE	LA	POMEZ	TOLUCA	SUPERIOR					
NT9570-A		A-9173		10445±95	Carbón dentro de flujo piroclástico basal de PTS				19°17'30"	99°21'	3
<b>ABAJO</b>											
		DE	LA	POMEZ	TOLUCA	SUPERIOR					
KBC-35		Tx-1655		9080±100	Capa de arcilla húmica bajo la PTS, Sierra de Las Cruces				19°19'30"	99°18'	1
KBC-1		Tx-1517		9940±130	Capa de arcilla húmica bajo la PTS, Sierra de Las Cruces				19°17'	99°19'	1
CORE B		AA-13340		10528±74	Horizonte de diatomita						5
KBC-37		Tx-1657		10550±80	Capa de arcilla húmica bajo la PTS, Sierra de Las Cruces				19°17'30"	99°21'	1
Lalsita2-3.16-3.19		A-9778		10820±365	Carbón en sedimento lacustre						6
KBC-24		Tx-1603		11050±130	Suelo rico en carbón bajo la PTS				19°09'	99°49'	1
SITE 6		Beta-102339		11110±50	Sedimento orgánico				19°21'	99°30'	4
Cerrillo2	1.82-1.87	A-9923		11390±95	Arcilla rica en material orgánico				19°08'	99°49'	1
KBC-23		Tx-1602		11470±90	Carbón de una delgada capa bajo la PTS				19°04'	99°22'	1
KBC38		Tx-1658		11630±100	Arcilla húmica al S de la Sierra de Las Cruces				19°07'	99°50'	1
KBC-22		Tx-1601		11850±220	Carbón en una delgada capa entre PTS y un paleosuelo desarrollado sobre productos de Cerro Gordo						1
La Isla-1	2.65	A-9318		11890±215	Carbón en sedimentos lacustres				19°32'	99°10'	6
				12900±400	Turba rica en material orgánico bajo la Pómez Tripartita						0
KBC-21		Tx-1600		11950±100	Carbón dentro de una capa entre PTS y lahar				19°06'	99°50'	1
SITE 8		Beta-94128		12060±60	Arcilla orgánica				19°09'	99°31'	4
CORE D		GX16965		12520±135	Ceniza negra inferior, contacto irregular						2
CORE B		WAT-2487		12800±90	Limo café oscuro						2

Cálculos de edad basado en <sup>14</sup>C vida-media de 5568 años

Referencias: <sup>0</sup>Mooser, (1967), <sup>1</sup>Bloomfiel y Valastro, (1974, 1977), <sup>2</sup>Lozano et al., (1993), <sup>3</sup>Macías et al., (1997), <sup>4</sup>Newton y Metcalfe (1998), <sup>5</sup>Caballero y Guerrero (1998) y <sup>6</sup>Caballero et al., (en prensa).

Estudios recientes sobre la estratigrafía y condiciones paleo ambientales de las cuencas del Alto Lerma y México han arrojado nuevos fechamientos de la PTS. Estudios palinológicos de pozos someros en la Cuenca del Alto Lerma han perforado sedimentos y tefras del Holoceno en cuya base se identificó a la PTS (Metcalfé et al., 1984; 1991). Otros estudios recientes han cortado la secuencia completa de la PTS con lo cual ha sido posible fechar material orgánico bajo la PTS. Newton y Metcalfé (1999) reportaron dos fechas con el método de AMS de horizontes ricos en materia orgánica localizados bajo la PTS en  $11,110 \pm 50$  y  $12,060 \pm 60$  años A.P. (Tabla III). Caballero et al. (1999) fecharon dos horizontes que ubican a la PTS entre  $10,820 \pm 365$  y  $9,950 \pm 180$  años A.P. respectivamente. Estas fechas colocan a la PTS en un intervalo de edad un poco más estrecho que fluctúa entre 11,100 y 9,950 años A.P. y muy posiblemente entre 10,800 y 9,950 años A.P.

En la Cuenca de México Lozano-García et al., (1993) al describir su columna litoestratigráfica identificaron varios horizontes de tefra uno de los cuales denominaron "Tefra II", la cual corresponde a la PTS. Dicho horizonte descansa sobre una capa rica en materia orgánica fechada en  $12,800 \pm 90$  años A.P. (Tabla III). Posteriormente Lozano García y Ortega-Guerrero (1994), reportaron una edad de  $12,520 \pm 135$  años A.P. que corresponde a un horizonte limo-arcilloso rico en materia orgánica localizado bajo la "Tefra II" la cual concuerda con la fecha anterior. Caballero y Ortega-Guerrero (1998) reportaron dos fechamientos más de horizontes bajo y sobre la "Tefra II", con edades de  $12,800 \pm 90$  años A.P. y  $10,528 \pm 74$  años A.P. (capa de diatomita) (Tabla III). Por lo tanto la PTS ha sido fechada con un rango de edad que va de 10,528 a 12,520 años A.P. en la Cuenca de Chalco. Las fechas máximas de la PTS sitúan consistentemente su edad más allá de los ~12,500 años A.P. por lo que

corresponden a edades más viejas que las obtenidas en áreas distales a la fuente y en la Cuenca del Alto Lerma. Por otra parte el horizonte superior de diatomita fechado cerca de los 10,500 años coloca a la PTS dentro del rango de edades descrito en los sitios antes mencionados.

En todos estos trabajos, se han obtenido muchas edades de la PTS. Sin embargo, ninguna de estas fechas fue obtenida directamente de material carbonizado encontrado dentro del depósito. Esto se debe a que (exceptuando los trabajos de Bloomfield y Valastro) ninguna de estas fechas ha sido obtenida en áreas proximales al evento eruptivo. Un aspecto relevante del depósito de caída PTS es que a pesar de estar asociado a oleadas y flujos piroclásticos, es muy difícil encontrar materia orgánica carbonizada dentro de estos.

Estudios recientes sobre la estratigrafía del Volcán Nevado de Toluca (Macías, et al., 1997) y específicamente sobre la erupción de la PTS (Macías y Arce, 1998) han reportado edades de materia orgánica (carbón) encontrada dentro del depósito, particularmente dentro del flujo piroclástico basal  $F_0$  (Fig. 10). Los fechamientos de C-14 fueron realizados mediante la técnica de AMS arrojando edades de  $10,445 \pm 95$  años A.P. El primer fechamiento puede representar leña carbonizada vieja la cual fue retomada por el flujo piroclástico al momento de su emplazamiento. La segunda concuerda mejor con las edades reportadas en la Cuenca del Alto Lerma (Caballero et al., 1999) en donde se obtuvo una fecha máxima de  $10,820 \pm 365$  años A.P. y una fecha mínima de  $9,950 \pm 180$  años A.P.

Estas edades indican que es más apropiado considerar una fecha aproximada para el evento eruptivo de la PTS de 10,400 - 10,500 años

A.P. Esta edad es aproximadamente 1,000 años más joven que la edad antes propuesta de 11,600 años A.P. Debido a la importancia que tiene la PTS como horizonte marcador o de referencia para estudios paleoambientales y tefrocronológicos, es necesario llevar a cabo un estudio más detallado de la edad de la PTS a fin de reconsiderar la edad propuesta .

## VIII.- PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA

Se realizó un análisis petrográfico de cuatro secciones delgadas que corresponden a una pómez (9558p), una pómez bandeada (9558pb), un litico juvenil (9558lj) y un fragmento del domo El Ombligo (9596). Además, se llevaron a cabo 12 análisis químicos de roca total, para determinar los elementos mayores, traza y tierras raras de muestras de la PTS. De estas muestras 7 corresponden a fragmentos de pómez y los demás a fragmentos líticos juveniles. Los análisis fueron realizados en el laboratorio "Activation Laboratories", Ontario, Canada, mediante el método de Activación Neutrónica y Fluorescencia de rayos X, cuyos resultados se presentan en la Tabla IV.

### VIII.1.- Petrografía

Las secciones delgadas que se observaron al microscopio petrográfico, no muestran una variación importante en su composición mineralógica, pero sí en su grado de cristalinidad y textura. A nivel megascópico las muestras presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Estos cristales se encuentran mejor desarrollados en los fragmentos líticos y en la muestra 9596 que corresponde al domo El Ombligo.

A nivel microscópico las muestras son hipocristalinas con una asociación mineralógica representada por fenocristales y microcristales de plagioclasa > cuarzo > clinopiroxeno (augita) > hornblenda > feldespatos-K > ortopiroxenos (hiperstena) y raramente biotita, inmersos en una matriz criptocristalina y vítrea. Los fenocristales se encuentran fuertemente reabsorbidos por la matriz vítrea y presentan estructuras esqueléticas, golfos y bordes de reacción con formas subhedrales a

anedrales, moderadamente fracturados y con inclusiones fluidas de 2 y 3 fases, e inclusiones sólidas de óxidos y apatita. En general las características microscópicas de las rocas de la PTS incluyen una textura porfídica seriada. Los fragmentos de pómez y la muestra del domo El Ombligo presentan una textura fluidal (traquitoide). En particular la pómez bandeada (9558pb) presenta bandas oscuras con una textura más fina y mayor contenido de vidrio, mientras que las bandas claras contienen fenocristales mejor desarrollados.

### VIII.2.- Geoquímica

Las rocas del Volcán Nevado de Toluca presentan una composición química típica de las series calcialcalinas de márgenes continentales activos (Whitford y Bloomfield, 1977), como lo es el Cinturón Volcánico Mexicano. De manera general las rocas del Volcán Nevado de Toluca varían en composición de andesítica para los productos más antiguos a dacítica para los productos más jóvenes (Cantagrel et al. 1981; Macías et al., 1997). Los datos de los análisis químicos se presentaron en diferentes diagramas de discriminación y diagramas binarios con el fin de poder dilucidar mejor los procesos magmáticos involucrados en la erupción de la PTS.

Los análisis químicos de los fragmentos juveniles del depósito PTS fueron graficados en el diagrama de clasificación de  $\text{SiO}_2$  contra  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 35). Las muestras tienen una composición química que varía de 63 a 66% en peso de  $\text{SiO}_2$  y por lo tanto todas caen dentro del campo de las dacitas. En el diagrama de  $\text{SiO}_2$  contra  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 36), las rocas presentan una afinidad típica calco-alcalina con un contenido medio en potasio.

Tabla V.- Resultados de los análisis químicos de los fragmentos juveniles de la PTS.

Muestra	<i>Elementos mayores (wt%)</i>											
	185AP	58Liti	58pmz	70-FBL	70-FBp	75utp	96	185AJ	185BJ	185BP	185CP	185DP
SiO <sub>2</sub>	63.27	65.7	63.24	65.46	64.26	64.08	64.28	64.41	64.67	63.41	63.59	64.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.37	16.07	17.11	16.49	16.21	16.34	16.08	15.92	15.88	16.15	15.99	16.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4	4.11	4.33	4.26	3.95	4.34	4.16	4.08	3.79	4	3.9	3.99
MnO	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
MgO	1.7	1.73	1.74	1.67	1.63	1.7	1.73	1.83	1.64	1.71	1.67	1.68
CaO	4.13	4.15	4.3	4.1	4.12	4.22	4.21	4.19	4.05	4.21	4.18	4.19
Na <sub>2</sub> O	4.31	4.32	4.24	4.61	4.43	4.38	4.46	4.43	4.49	4.35	4.43	4.39
K <sub>2</sub> O	1.89	2.75	2.73	2.11	1.98	1.86	1.86	2.05	1.96	1.88	1.87	1.95
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.63	0.66	0.63	0.61	0.62	0.6	0.63	0.59	0.62	0.61	0.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.17	0.18	0.18	0.17	0.16	0.2	0.18	0.21	0.18	0.18	0.17
LOI	2.78	1.73	2.93	1.24	1.62	2.35	0.96	2	1.48	2.9	2.73	2.6
Total	99.33	100.59	100.53	100.81	99.05	100.13	98.6	99.77	98.82	99.48	99.22	100.26
Ba	<i>Elementos traza (ppm)</i>											
	486	516	543	506	492	511	495	504	491	521	502	509
Sr	482	492	535	506	501	509	503	500	492	502	497	492
Y	13	13	14	13	12	13	13	13	13	13	13	13
Zr	137	140	146	147	144	145	137	144	142	145	147	139
Cr	24.3	479	31.1	21	18.7	30.6	25.7	27.9	21.4	24.9	24	24.3
Cs	2	0.7	1.6	1.6	1.7	2.1	1.7	2.5	1.9	1.9	2.3	2.1
Hf	2.9	3.8	4	3.8	3.7	3.9	3.7	4.6	4	3.9	3.8	3.6
Rb	38	38	38	34	30	37	50	48	37	40	39	38
Ta	0.6	0.9	0.3	0.7	0.5	0.3	0	1.1	1	0.4	0.6	0.7
Th	3.3	0.8	3.5	2.9	3.1	3.2	3.2	3.9	3.33	3.4	3.3	3
U	1.3	0.1	0.9	1.1	1.2	1.3	1.2	1.7	1.4	1.5	1.7	1.6
Pb	9	9	19	9	9	5	5	9	12	10	9	10
Zn	61	75	73	68	69	74	77	62	61	61	61	58
Ni	8	8	8	8	7	8	11	10	7	8	7	7
La	17.2	9.4	16	16.2	16.2	17.3	16.4	17.2	16.5	17	17.4	16.9
Ce	40	29	38	31	33	37	36	46	37	43	42	41
Nd	18	19	18	15	16	19	17	20	18	17	18	18
Sm	3.55	4.42	3.43	3.37	3.39	3.8	3.53	3.6	3.47	3.47	3.58	3.46
Eu	1.35	1.39	1.03	1.1	1	1.11	1.12	1.42	1.11	1.25	1.26	1.26
Tb	0.6	0.6	0.4	0.6	0.4	0.5	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4
Yb	1.35	0.88	1.17	1.1	1.11	1.22	1.27	1.6	1.29	1.31	1.33	1.25
Lu	0.2	0.13	0.2	0.14	0.15	0.19	0.17	0.24	0.19	0.19	0.18	0.18

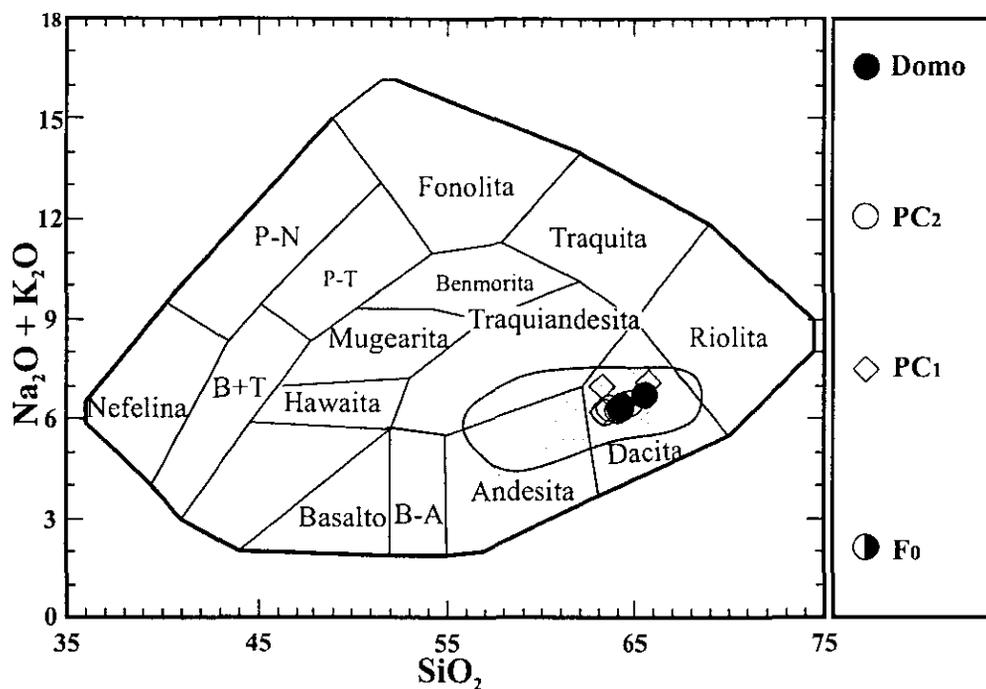


Figura 35.- Diagrama de clasificación, en la que se puede apreciar el campo de las rocas del Nevado de Toluca (area gris) y las muestras del depósito de la PTS (símbolos) de acuerdo a Cox et al. (1979).

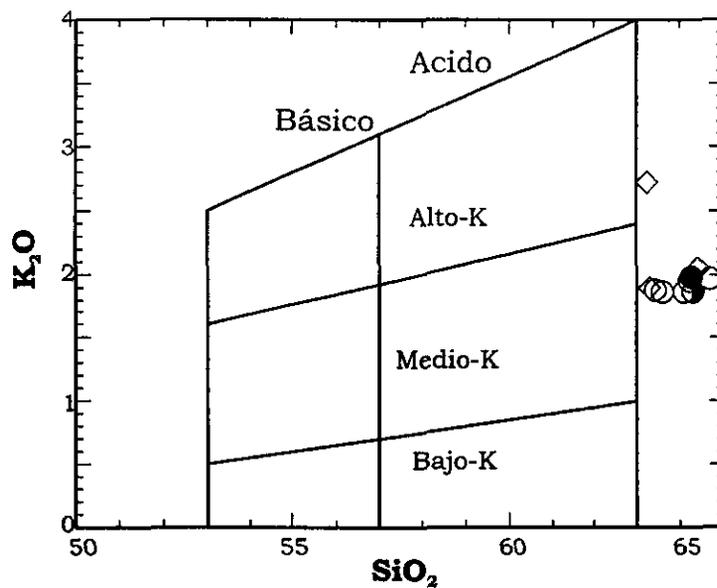


Figura 36.- Diagrama de clasificación de las series magmáticas, para las rocas del depósito PTS, tomado de Gill (1981). Símbolos como en la figura 35.

Con la finalidad de diferenciar las características entre los diferentes productos de la PTS se construyeron diagramas binarios o de Harker de varios elementos (Figura 37). Los diagramas de los elementos mayores muestran que el CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y TiO<sub>2</sub> decrecen, mientras que el Na<sub>2</sub>O y el K<sub>2</sub>O se incrementan con mayores contenidos de SiO<sub>2</sub> (Fig. 37). Un aspecto notable es la existencia de una inflexión positiva en la tendencia del K<sub>2</sub>O con relación al aumento de sílice, en un punto que se ubica aproximadamente a 64% de SiO<sub>2</sub>.

En los diagramas de Harker de algunos elementos traza se aprecia que el Ba, Sr, Rb, Th, Ce y Lu siguen una tendencia negativa con el aumento de la sílice la cual es inversa para el Ta y Sm (Fig. 38). El comportamiento del Ba en particular sigue la misma inflexión observada para el K<sub>2</sub>O.

En el diagrama de Tierras Raras normalizado contra el valor de las condritas (Fig. 39), se aprecia una tendencia general típica de rocas muy evolucionadas, en la que se aprecia de manera general un enriquecimiento en Tierras Raras ligeras y un empobrecimiento en Tierras Raras pesadas. Aquí destaca una ligera anomalía positiva de Eu y Ce, así como una ligera anomalía negativa de Tb. La poca variación del Eu probablemente esté influenciada por la presencia en las mismas proporciones de feldespato y hornblenda.

En el diagrama de multi-elementos (diagramas araña) también normalizado contra el valor de las condritas (Thompson et al., 1984), los datos presentan una tendencia normal para las rocas calci-alcalinas, relativamente enriquecidas en elementos incompatibles, especialmente el Ba y Rb (Fig. 40). En esta figura resalta la anomalía positiva del Sr para algunas muestras y la anomalía negativa del Y probablemente debido a la

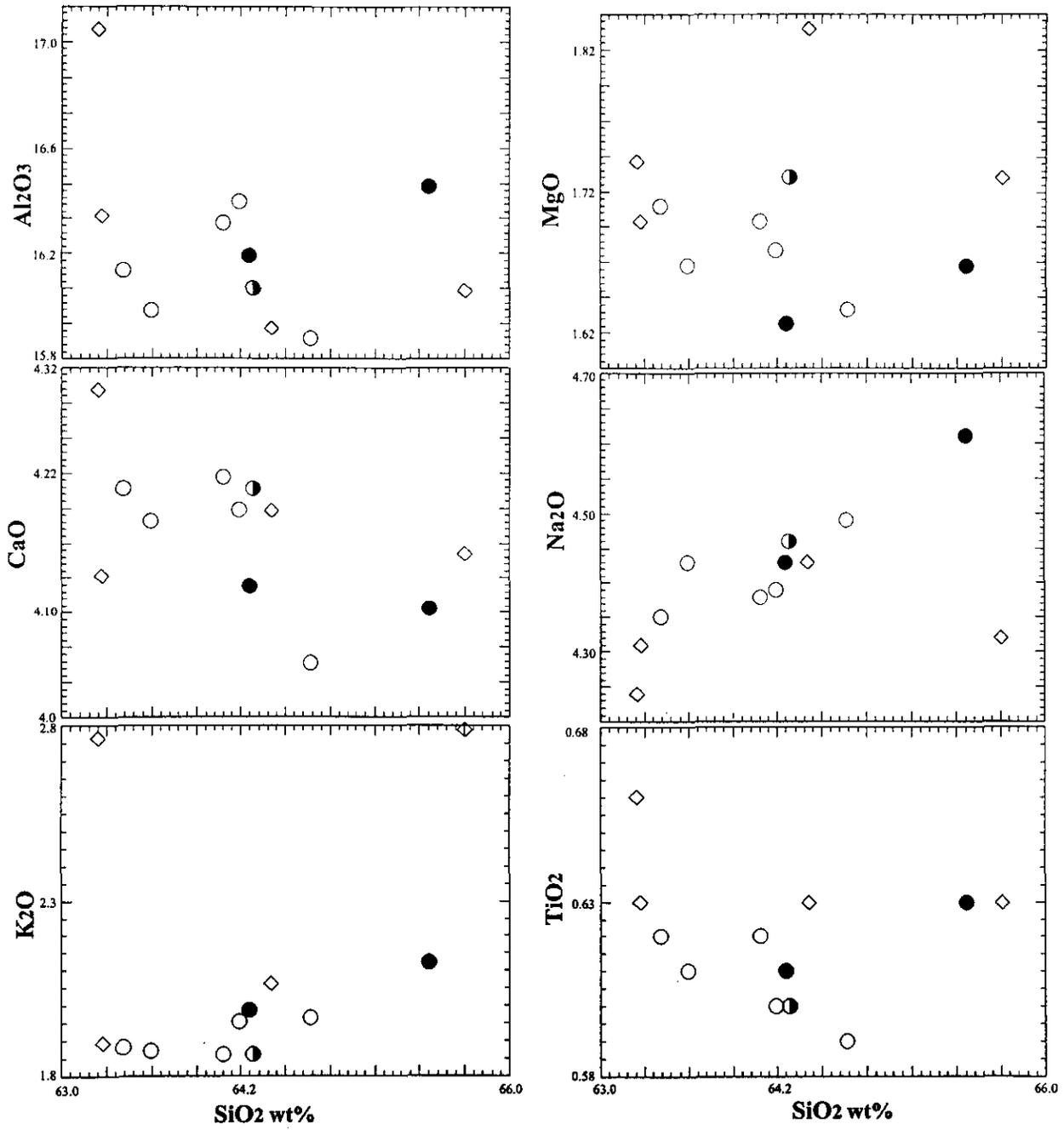


Figura 37.- Diagramas binarios de algunos elementos mayores contra SiO<sub>2</sub> de los productos de la Pómez Toluca Superior. Símbolos como en la figura 35.

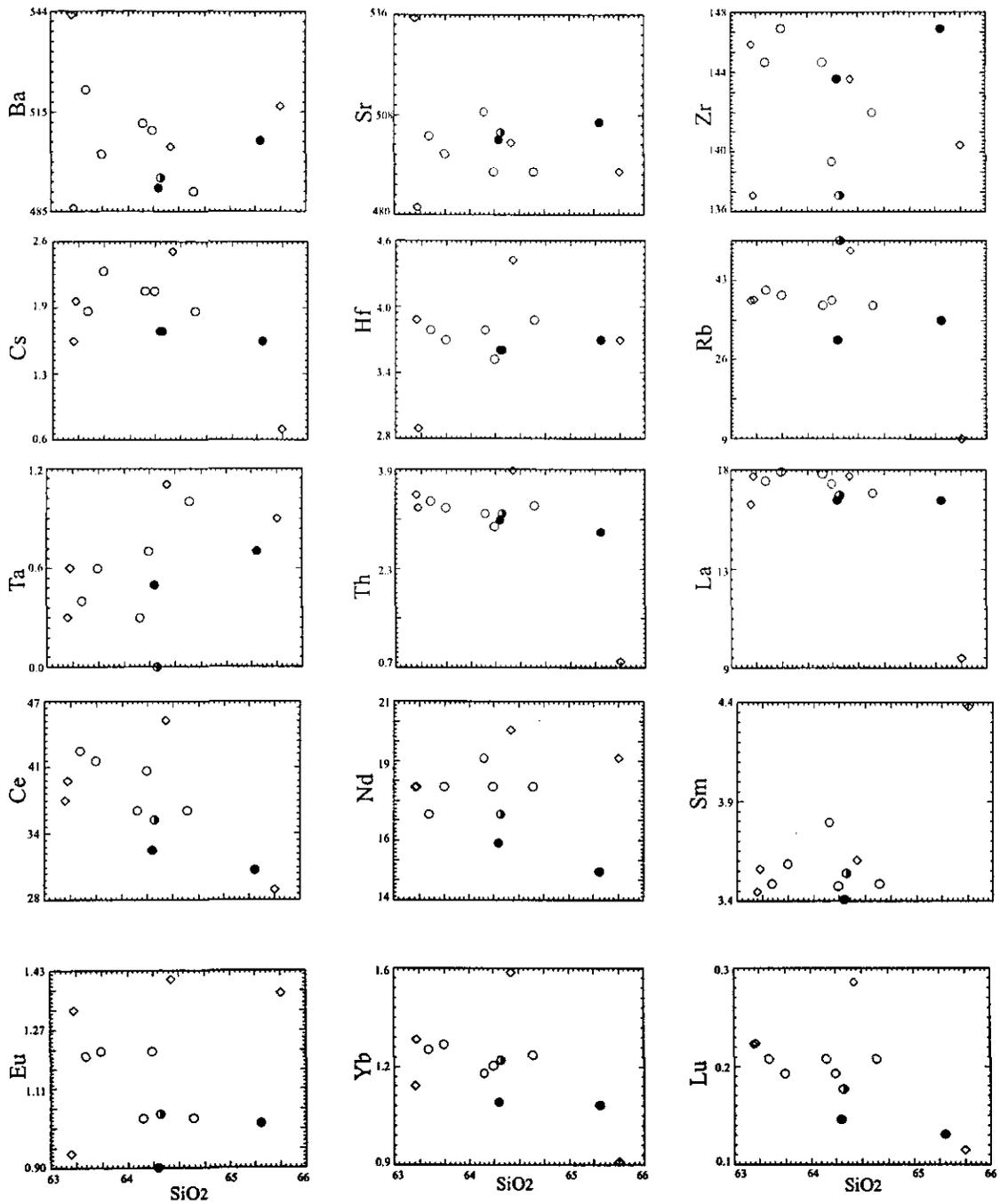


Figura 38.- Diagramas binarios de algunos elementos traza contra el sílice, para las rocas del depósito PTS. Símbolos como en la figura 35.

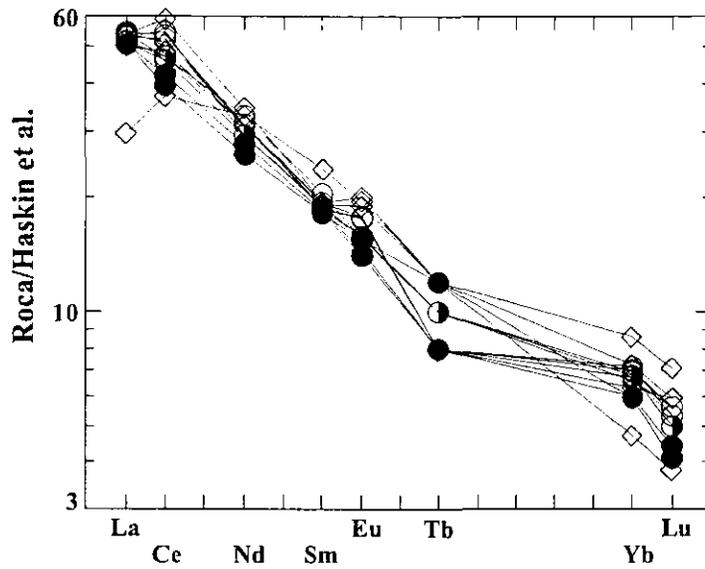


Figura 39.- Diagrama de tierras raras normalizado con valores de la condrita (Haskin et al., 1966), para las rocas del depósito PTS. Símbolos como en la figura 35.

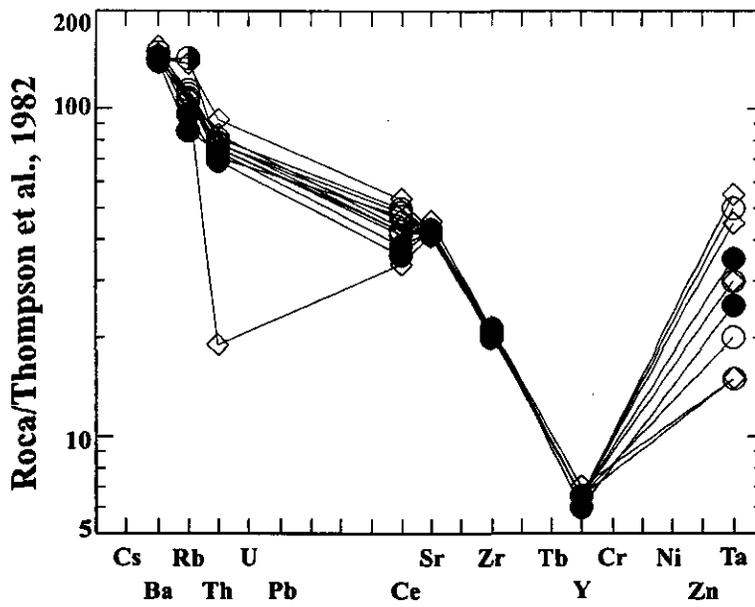


Figura 40.- Diagramas araña normalizado con los valores de la condrita (Thompson, 1984), para las rocas del depósito PTS. Símbolos como en la figura 35.

cristalización de hornblenda y piroxenos observados en la lámina delgada.

### VIII.3.- Variación química temporal

En la figura 41 se presenta la variación de la composición química a lo largo del tiempo de las muestras analizadas. En este diagrama resaltan las bajas concentraciones de los óxidos MgO y CaO para todas las muestras de la PTS. La escasa concentración de estos óxidos en las muestras sugiere que ambos óxidos fueron separados del magma posiblemente por cristalización fraccionada de minerales máficos tales como el olivino y otras fases minerales como las plagioclasas y piroxenos. De igual forma los elementos Zr y Eu se mantienen constantes a lo largo de PTS. El Zr tal vez reemplaza al  $\text{TiO}_2$  y el Eu se incorpora en la cristalización de las plagioclasas y hornblendas (Fig. 42).

En general las concentraciones de los óxidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , muestran algunas variaciones temporales importantes. Alcanzan una concentración máxima en el horizonte de caída  $\text{PC}_2$ . Específicamente, la muestra 58-pómez se caracteriza por un ligero empobrecimiento en  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  y un enriquecimiento en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, MgO y  $\text{K}_2\text{O}$ . Esta misma tendencia se observa en los elementos traza Ba, Sr, Zr y Rb lo cual sugiere que en este nivel estratigráfico se refleja un fenómeno magmático adicional que causó estas variaciones químicas.

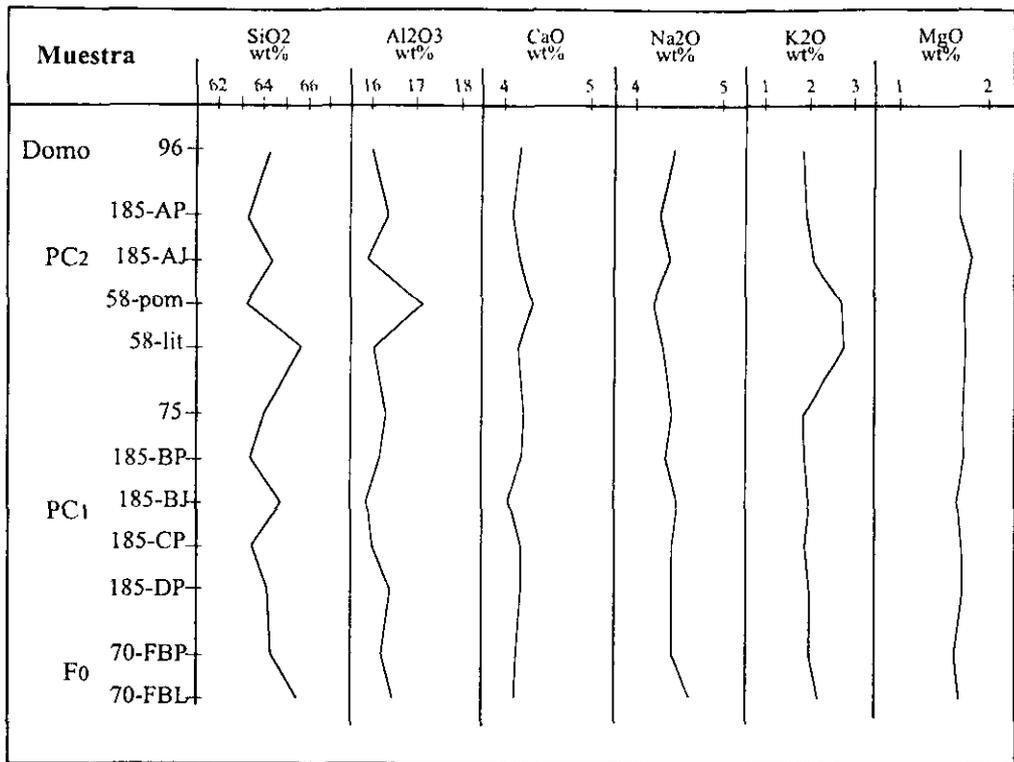


Figura 41.- Diagrama en la que se muestra la variación de algunos elementos mayores de la base a la cima de la columna estratigráfica de la PTS.

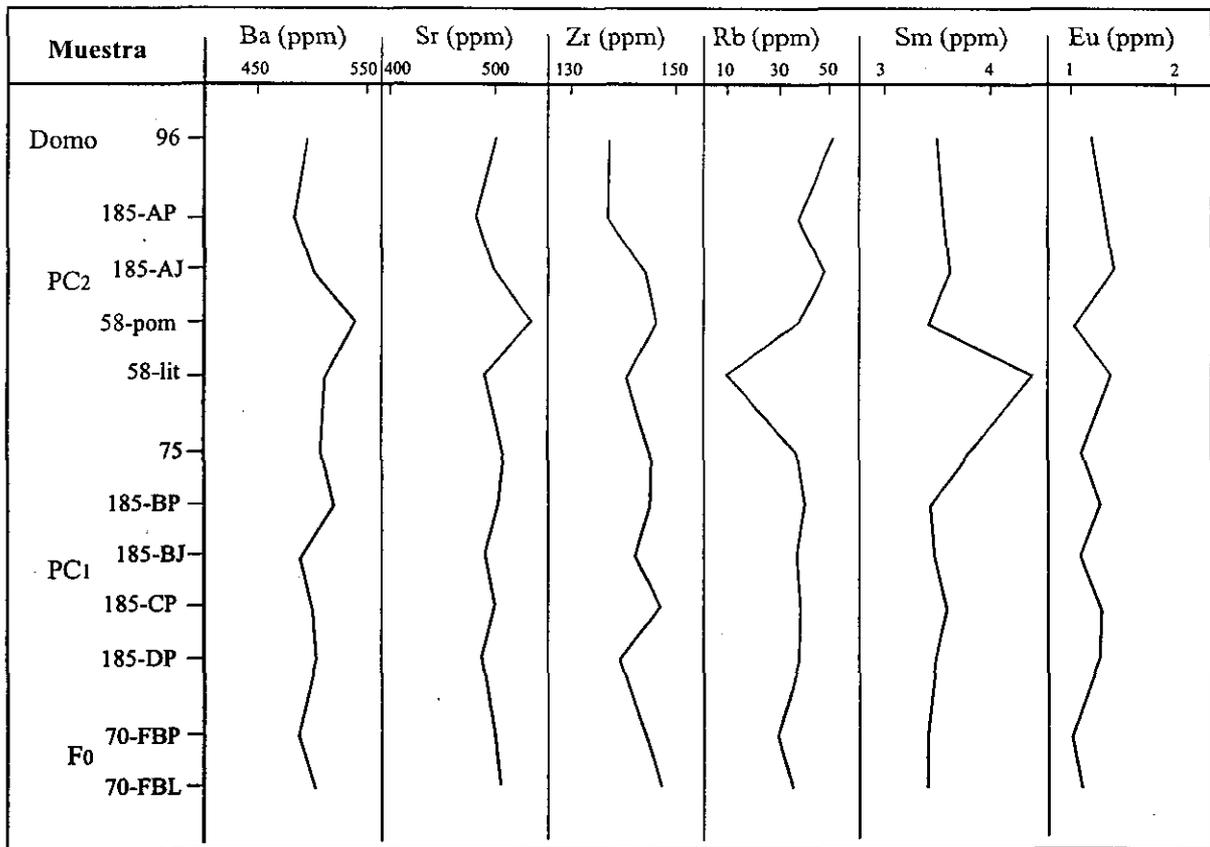


Figura 42.- Diagrama en la que se muestra la variación de algunos elementos traza de la base a la cima de la columna estratigráfica de la PTS.

IX.- DISCUSION E INTERPRETACION

A continuación se presenta la interpretación de los datos recolectados sobre la erupción pliniana que produjo la Pómez Toluca Superior. Esta interpretación está basada en los datos estratigráficos, sedimentológicos, petrográficos y geoquímicos del depósito. Algunos parámetros fueron calculados tomando en cuenta una densidad promedio para los fragmentos de pómez de  $1,100 \text{ kg/m}^3$  (Bloomfield et al., 1977). Estos incluyen los volúmenes en roca densa (RDE) y la masa del magma para cada horizonte de caída, la tasa de emisión (mass eruption rate), la velocidad de salida del material, y la duración de la erupción. La tasa de emisión o intensidad fue calculada a partir de la fórmula:

$$H = 236.6 (\mu_0)^{1/4}$$

donde H es la altura en metros y  $\mu_0$  es la tasa de emisión en kg/s (Wilson 1976; 1978; Sparks et al., 1997). La velocidad de salida del material se calculó mediante la ecuación:

$$u_0 = \frac{(8gr_0\sigma_0)}{3C\rho_0}$$

donde  $u_0$  es la velocidad del gas (muzzle velocity), C es el coeficiente de arrastre ( $\approx 1$  para velocidades plinianas),  $\rho_0$  es la densidad efectiva del gas volcánico en la ventana ( $0.25 \text{ kg/m}^3$  para la mezcla polvo-gas), g es la aceleración debido a la gravedad,  $r_0$  es el radio del clasto máximo promedio y  $\sigma_0$  es la densidad de este clasto (generalmente tomado como  $2,500 \text{ kg/m}^3$ ) (Wilson, 1978).

Se tomó el valor de  $2,500 \text{ kg/m}^3$  para la densidad promedio del material que corresponde a un magma de composición ácida y se calculó la masa para cada horizonte de caída. La estimación del tiempo de emisión correspondiente a cada horizonte de caída fue calculado mediante la masa previamente calculada con respecto a la tasa de emisión. Los resultados fueron graficados en un diagrama que muestra los valores de la tasa de emisión en escala logarítmica contra la velocidad de salida (Fig. 43). En el diagrama se muestran los campos de flotación y colapso de columnas eruptivas y se muestra también que los horizontes de caída de la PTS se encuentran todos dentro del campo de flotación.

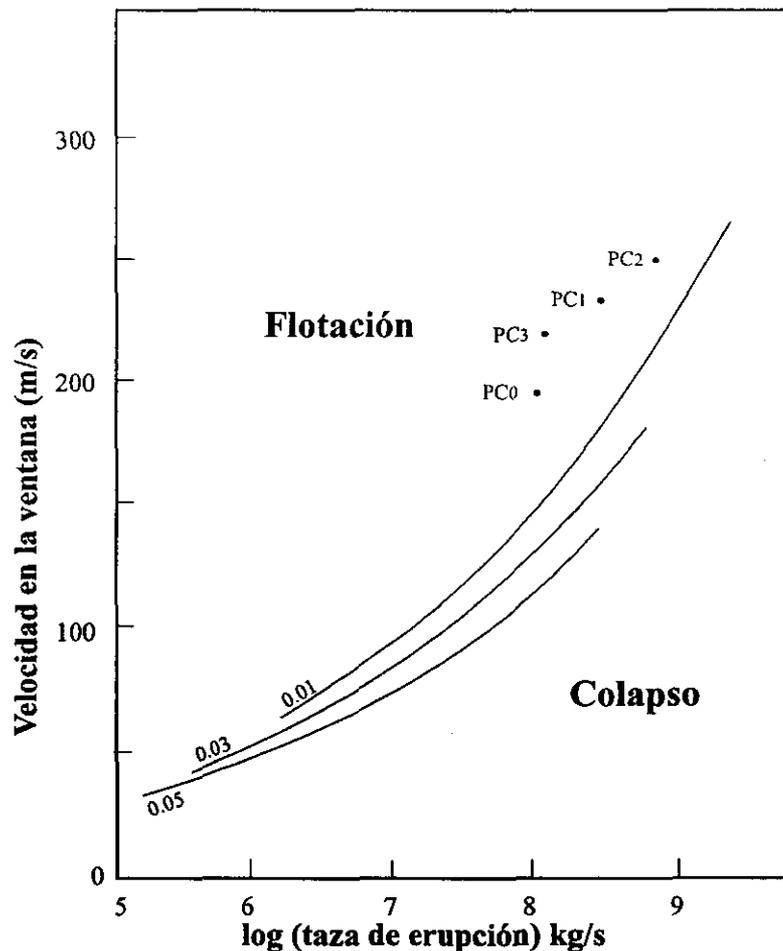


Figura 43.- Gráfica que muestra la velocidad de salida contra el log de la tasa de emisión, para diferentes concentraciones de agua (0.01, 0.03 y 0.05 % de agua) para los horizontes de caída de la PTS (tomado de Sparks et al., 1997).

### IX.1.- Condiciones pre-eruptivas del evento volcánico PTS

Antes del evento pliniano que emplazó a la PTS hace 10,500 años se tiene el registro de un evento volcánico ocurrido hace aproximadamente 15,000 años (Caballero et al., 1999). Este evento produjo una serie potente de depósitos de flujos piroclásticos y oleadas de color gris que afloran en diversos sitios en zonas proximales alrededor del volcán y un depósito de flujo de ceniza de color gris reportado en perforaciones en el Lago de Chiconahuapan en la Cuenca del Lerma (Caballero et al., 1999). Esta erupción es muy importante ya que representa el último evento de destrucción de un domo central con la producción de flujos de bloques y ceniza del Nevado de Toluca. Dado que no existen flujos piroclásticos de bloques y cenizas asociados a la erupción de la PTS, es muy probable que esta última haya ocurrido en condiciones muy similares a las actuales, esto es, con un conducto abierto taponado por pequeños cuerpos dómicos producidos durante erupciones anteriores.

Entre el período de la destrucción del domo (15,000 años) y aún después de la erupción de la PTS (10,500 años), la parte central de México estuvo sujeta a una intensa glaciación con diversos períodos de avance acentuados. Una serie de avances glaciares en el hemisferio norte han sido reportados también en México. Estos avances han sido fechados entre 20,000-14,000 años, 12,000-10,500 años y entre 8,800-7,400 años A.P. (Dawson 1992; Heine, 1994; Vázquez-Selem, 1998). Relevante para este estudio resulta el período glacial comprendido entre los 12,000 y 10,500 años A.P. cuyo avance ha sido ubicado hasta los 3,900 m de altura en el Volcán Iztaccíhuatl (Vázquez-Selem, 1998). Esto significa que seguramente el cráter del Volcán Nevado de Toluca estuvo cubierto por un glaciar el cual desbordaba hacia la parte superior de sus flancos. Esto

concuenda con la escasa o nula presencia de leña carbonizada encontrada dentro de los depósitos de la PTS y los paleosuelos poco desarrollados y pobres en polen encontrados por debajo de la misma (Caballero et al., 1999). Por lo tanto, se postula que la erupción de la PTS ocurrió bajo estas condiciones, esto es, con la presencia de un glaciar en el interior del cráter del volcán.

### IX.2.- Origen del evento volcánico

Las características petrográficas y geoquímicas de los productos juveniles de la PTS, indican que el magma que originó el evento eruptivo, había sufrido un proceso de fraccionamiento de los minerales máficos como olivinos, piroxenos y plagioclasas cálcicas. Es muy probable que este fenómeno de fraccionamiento haya ocurrido durante la residencia del magma en el reservorio magmático el cual pudo haber sido de varias decenas de años. La variación vertical de la composición química de los productos juveniles de la PTS es mínima, sin embargo los primeros productos emitidos (parte superior del reservorio) fueron un poco más ácidos (65.4 % sílice) respecto a los productos subsecuentes, que muestran un ligero descenso en la concentración de sílice (63.2 %). Este hecho apunta hacia la posible presencia de una cámara magmática ligeramente zonada o diferenciada debajo del Nevado de Toluca. Los productos posteriores contienen fragmentos de pómez bandeadas que petrográficamente presentan estructuras de reabsorción de minerales por la matriz criptocristalina y vítrea y por la gran cantidad de fenocristales que presentan estructuras esqueléticas de las plagioclasas (Sakuyama, 1984; Hildreth, 1983; Anderson, 1976). Estas características señalan que un proceso ajeno a la cámara magmática zonada, posiblemente la inyección de un volumen mínimo de magma básico haya afectado la

estabilidad del sistema. Esta inyección de magma pudo producir un incremento en la temperatura del magma dacítico y la generación de volátiles que causaron sobrepresión del sistema magmático, así como convección forzada de los dos líquidos dacíticos estratificados (Huppert et al., 1982). La base de la columna estratigráfica de la PTS está caracterizada por una mayor presencia de pómez bandeadas que petrográficamente presentan bandas compuestas por diferentes proporciones de fenocristales, microfenocristales y matriz vítrea, con reabsorción de minerales. Estas características han sido atribuidas a la mezcla mecánica de dos magmas en la parte superior de la cámara magmática o en el conducto volcánico al momento de la despresurización del sistema magmático (Freundt y Tait 1986; Sakuyama, 1984; Sakuyama y Koyaguchi, 1984).

### IX.3.- Mecanismos eruptivos de la PTS

Como se mencionó anteriormente, antes de la erupción, el cráter del Nevado de Toluca estaba obstruido por un tapón central y la superficie del cráter estaba ocupada por un glaciar probablemente en proceso de retroceso. La erupción que produjo la PTS inició en estas condiciones y evolucionó en cinco fases eruptivas principales que a continuación se describen y se ilustran en la Figura 44:

La sobrepresión del sistema magmático en la cámara del Nevado de Toluca, ocasionó una primera explosión (*fase de apertura*) magmática que produjo un flujo piroclástico diluido ( $F_0$ ) compuesto por diferentes proporciones de material juvenil. Es muy posible que durante esta primera fase explosiva, el magma en ascenso haya interactuado con el agua o hielo del glaciar produciendo explosiones freato-magmáticas con

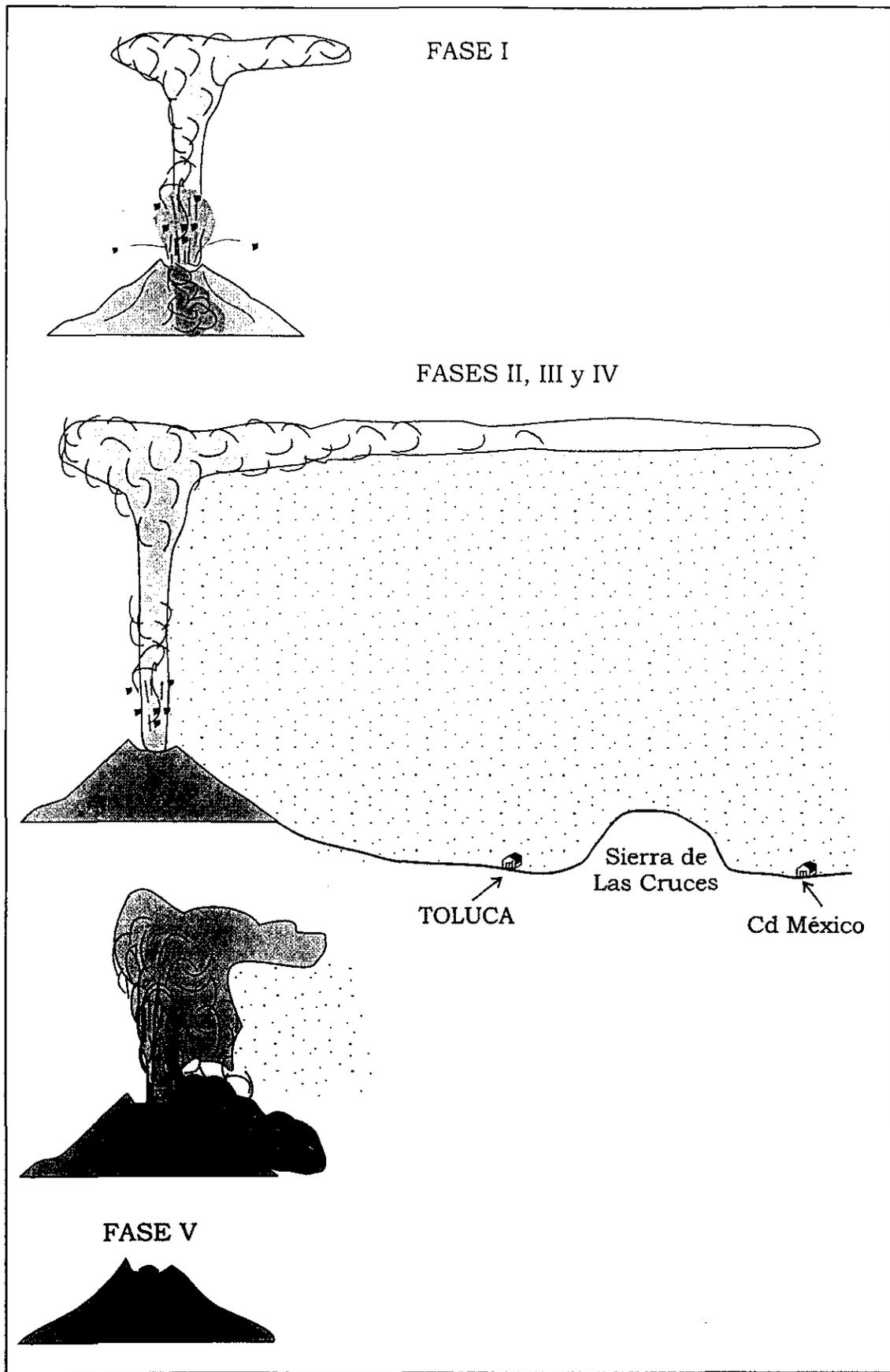


Figura 44.- Representación esquemática de las diferentes fases que ocurrieron durante la erupción de la PTS

grandes proporciones de vapor de agua y partículas de hielo (Fierstein y Hildreth, 1992). Estas condiciones propiciaron que los flujos piroclásticos tuvieran una gran movilidad y siguieran principalmente las depresiones topográficas. Debido a su gran movilidad fueron capaces de sobrepasar barreras topográficas de manera similar a un flujo turbulento (oleada) y depositar material a distancias hasta de 7 km de la cima. Estos flujos piroclástico fueron suficientemente calientes ( $>300^{\circ}\text{C}$ ) para carbonizar la poca materia orgánica existente en aquellos sitios en donde el glaciar había ya retrocedido (3,300 m, sección 70).

Estos eventos ocasionaron la apertura del conducto volcánico y por ende la descompresión súbita del sistema magmático dando lugar a una *segunda fase* eruptiva que inició con el establecimiento de una columna pliniana de 25 km de altura. Los materiales de la columna pliniana fueron dispersados por los vientos dominantes en dirección  $\text{NE}70^{\circ}$  hasta distancias mínimas de 15 km donde se depositaron en un horizonte de caída rico en pómez y cenizas ( $\text{PC}_0$ ). Dado que la superficie del depósito de flujo ( $\text{F}_0$ ) presenta estructuras de impacto balístico de ( $\text{PC}_0$ ) es muy factible que estos dos eventos hayan ocurrido muy cercanos en el tiempo o incluso de manera continua. La presencia de pómez bandeada en este depósito probablemente indica que la extracción súbita de material de la cámara magmática debido a la descompresión del sistema, favoreció la mezcla mecánica de los dos líquidos dacíticos de la cámara magmática zonada, como ha sido observado en experimentos de laboratorio (Freundt y Tait, 1986). El análisis de componentes de este horizonte (50% pómez,  $\approx 12\%$  líticos accidentales), demuestra que durante esta fase se llevó a cabo una fuerte erosión del conducto volcánico.

El transporte del material juvenil y su posterior sedimentación a partir de la columna pliniana estuvieron marcados por patrones complejos de viento. El efecto causado por diferentes velocidades del viento a diferentes alturas sobre los materiales de la columna pliniana se aprecia por el cambio de dirección del eje de dispersión principal en los mapas de isopletas e isopacas de  $PC_0$ , los cuales presentan una desviación de  $5^\circ$ . Bajo estas condiciones se calculó un gasto de salida del material de  $1.2 \times 10^8$  kg/s el cual emplazó un volumen de  $0.026 \text{ km}^3$  (DRE) que corresponde a una masa de  $1.5 \times 10^{12}$  kg. Si consideramos una densidad promedio del magma de  $2,500 \text{ kg/m}^3$  emitida a una velocidad de salida de  $198 \text{ m/s}$  se obtiene un tiempo de emisión para esta columna pliniana de 11 minutos.

Esta segunda fase, continuó con un aumento en la velocidad de salida y en la tasa de emisión de material que se reflejó en un aumento en la altura de la columna eruptiva pliniana que alcanzó los 35 km de altura. Los materiales de la columna fueron dispersados por los vientos en una dirección preferencial  $NE\ 80^\circ$  hasta distancias mayores a 90 km del volcán donde formaron un depósito de caída rico en pómez y pómez bandeada ( $PC_1$ ). Esta fase se caracterizó por una fuerte erosión del conducto volcánico, tal y como lo demuestran los análisis de componentes (10% líticos accidentales). Como entre los dos horizontes de caída ( $PC_0$ ) y ( $PC_1$ ) no existen depósitos significativos de oleada o flujo piroclástico, sino sólo un pequeño horizonte de ceniza de unos milímetros de espesor, es muy probable que este horizonte represente el tiempo que tardó la columna eruptiva en pasar de 25 a 35 km de altura lo que permitió asentar ceniza suspendida en la atmósfera. Es decir que la columna se mantuvo ininterrumpida.

La parte final de la segunda fase eruptiva erosionó una gran cantidad de fragmentos líticos (10%) del conducto volcánico lo que provocó un aumento en la densidad del material de la columna y al mismo tiempo una disminución en la velocidad de salida. Este hecho provocó el colapso de la columna pliniana para formar una secuencia compleja de flujos piroclásticos ricos en pómez principalmente hacia el este y noreste del cráter hasta distancias mayores a 15 km. En las depresiones principales estos flujos piroclásticos depositaron masivamente grandes espesores de material ( $F_1$ ) mientras que en partes marginales viajaron como nubes diluidas turbulentas tipo oleada depositando horizontes más delgados ( $S_1$ ).

El mapa de isopletas de  $PC_1$  muestra una desviación de  $20^\circ$  al Norte con respecto a la dirección principal de distribución del material ( $NE\ 80^\circ$ ), lo que atestigua que la columna de erupción estuvo también afectada por dos patrones de viento principales a diferentes alturas. Esto indica que durante esta parte de la segunda fase eruptiva los vientos dominantes tuvieron una mayor influencia en la dispersión del depósito  $PC_1$ , cuyas isopacas están orientadas en dirección de las ciudades de Toluca y México y además muestran una forma más alargada. La distribución de los flujos piroclásticos preferentemente en las pendientes N-NE del cráter también obedece a la dirección del eje de dispersión principal en esta fase eruptiva.

El volumen calculado para el horizonte  $PC_1$  fue de  $0.62\ km^3$  (DRE) si se toma en cuenta una densidad promedio del magma de  $2,500\ kg/m^3$ . Además se obtiene una masa de  $1 \times 10^{12}\ kg$  de magma, expulsada con una tasa de  $1.4 \times 10^8\ kg/s$ , a una velocidad de  $229\ m/s$  y en un tiempo estimado de 2 horas.

El re-establecimiento de una nueva columna eruptiva debido a una nueva explosión magmática, dio lugar a la *tercera fase* de la erupción. Esta inició con la formación de una columna de erupción, que debido a la velocidad de salida del material (250 m/s) con una tasa de emisión de  $9 \times 10^8$  kg/s, logró alcanzar los 41 km de altura y fue dispersada principalmente en la dirección NE  $55^\circ$  depositando material de caída hasta distancias mayores de 90 km (PC<sub>2</sub>). En esta fase la extracción de material ocurrió de zonas más profundas del reservorio magmático ya que la composición química de los productos fue ligeramente menos ácida (63% en sílice).

Los estadios finales de la columna eruptiva estuvieron caracterizados por una fuerte erosión del conducto principal, lo cual está evidenciado por la gran cantidad de líticos rojizos alterados hidrotermalmente presentes en la parte superior del horizonte de caída PC<sub>2</sub>. La erosión del conducto principal al final de esta fase produjo un aumento en el gasto de material y una disminución en la velocidad de salida, provocando así el colapso de la columna eruptiva y la generación de flujos piroclásticos ricos en pómez, los cuales constituyen la culminación de la tercera fase de la erupción. Estos flujos se emplazaron de manera masiva por las barrancas principales de las pendientes este y noreste del volcán (F<sub>2</sub>) y en las partes topográficamente altas, donde depositaron un delgado horizonte de material con estructura laminar, lo cual indica que en estas partes el flujo se transformó en un flujo turbulento y se movió con mayor velocidad (oleada "S<sub>2</sub>").

El mapa de isopletas del horizonte de caída PC<sub>2</sub> muestra todavía una ligera desviación de  $5^\circ$  con respecto a la dispersión principal del depósito. Los parámetros físicos que fueron calculados para esta fase demuestran

que efectivamente esta fase representa el evento más grande de la erupción, durante la cual se arrojó un volumen de material igual a  $0.7 \text{ km}^3$  (DRE), que representa una masa de  $1.7 \times 10^{12} \text{ kg}$  de magma, considerando una densidad de  $2,500 \text{ kg/m}^3$ , que fue expulsada a una tasa de  $9 \times 10^8 \text{ kg/s}$  y a una velocidad de  $250 \text{ m/s}$  en un tiempo estimado de 40 minutos.

Una última explosión magmática dio origen a la cuarta fase del evento que se caracterizó también por la formación de una columna eruptiva pliniana la cual alcanzó 28 km de altura. Al inicio de esta fase ocurrió una fuerte erosión del conducto volcánico que derivó en una disminución de la tasa de emisión. La altura que alcanzó la columna eruptiva fue menor con respecto a la fase anterior.

La columna de erupción formada en esta fase, fue dispersada por los vientos predominantes en dirección NE  $35^\circ$ , depositando material hasta distancias de más de 20 km del cráter. La fase cuatro representa la última actividad explosiva de todo el evento eruptivo. Esto se debió probablemente a la disminución de volátiles en la cámara magmática, lo que derivó en el colapso total de la columna eruptiva y la formación de flujos piroclásticos ricos en pómez. Estos flujos se emplazaron en forma masiva, principalmente en la dirección este y norte del volcán hasta distancias de 13 km de la fuente.

El mapa de isopletas de  $\text{PC}_3$  registra una desviación de  $35^\circ$  con respecto a la distribución principal del depósito de caída de este horizonte. Para este horizonte se calculó un volumen de  $0.08 \text{ km}^3$  (DRE) que corresponde a un magma de  $2 \times 10^{11} \text{ kg}$  de masa, con una densidad de  $2,500 \text{ kg/m}^3$ ,

el cual fue expulsado con una tasa de  $1 \times 10^8$  kg/s, a una velocidad de 217 m/s y en un tiempo estimado de 40 minutos.

La *fase terminal* de la actividad de la Pómez Toluca Superior, probablemente marcó su fin con la extrusión de un domo de composición dacítica conocido como "El Ombligo". El inicio del Holoceno estuvo marcado en el Volcán Nevado de Toluca por la presencia de un glaciar en el interior del cráter como lo demuestran los depósitos de morrenas y estrías en el domo dacítico central "El Ombligo". Bloques de las morrenas fueron fechados mediante el método  $Cl^{36}$  en  $9,300 \pm 500$  años A.P. (comunicación personal Vázquez-Selem).

## CONCLUSIONES

En este trabajo se presentan las siguientes conclusiones principales:

- 1) La erupción de la Pómez Toluca Superior, corresponde a uno de los eventos volcánicos de mayor magnitud ocurrido en los últimos 10,500 años en todo el Centro de México, como ha quedado registrado en los depósitos.
- 2) La estratigrafía del depósito muestra que fue una erupción muy compleja, que produjo cuatro horizontes de caída, dos depósitos de oleadas y cuatro secuencias de flujos piroclásticos muy potentes, que se derivaron de una actividad fuertemente explosiva.
- 3) La edad de los depósitos se obtuvo por el método de radiocarbono y es de 10,500 años A.P., es decir 1,000 años más joven de lo que anteriormente se había propuesto.
- 4) Los productos del depósito de la PTS, corresponden a un reservorio magmático zonado, el cual sufrió procesos de mezcla durante el evento eruptivo y dieron origen a la formación de pómez bandeada.
- 5) El evento volcánico de la PTS, ocurrió en cinco fases principales, las cuales han quedado registradas en los depósitos.

## BIBLIOGRAFIA

- Anderson, A. T., 1976, Magma Mixing: Petrological Process and Volcanological tool: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 1, p. 3-33.
- Arce, J. L., 1996, Estudio volcanológico preliminar del Nevado de Toluca, Estado de México [Licenciatura thesis]: Universidad Autónoma de Guerrero, 57 p.
- Bloomfield, K., 1974, The age and significance of the Tenango Basalt, Central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 37, p. 585-595.
- Bloomfield, K., Rubio, S., and Wilson, 1977, Plinian Eruptions of Nevado de Toluca: *Geologische Rundschau.*, v. 66, no. 1, p. 120-146.
- Bloomfield, K., and Valastro, S., 1974, Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 85, p. 901-906.
- Bloomfield, K., and Valastro, S., 1977, Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca volcano, central Mexico: *Overseas Geology and Mineral Resources*, v. 46, p. 15.
- Caballero-Miranda, M., Macías, J. L., Lozano-García, M. S., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1999, Late Pleistocene-Holocene volcanic stratigraphy and palaeoenvironments of the Upper Lerma Basin, Mexico: *Sedimentology*.
- Caballero-Miranda, M., and Ortega-Guerrero, B., 1998, Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City: *Quaternary Research*, v. 50, p. 69-79.
- Campa, M. F., Campos, M., Flores, R., and Oviedo, R., 1974, La secuencia mesozoica volcano-sedimentaria metamorfizada de Ixtapa de la Sal, México-Teloloapan, Guerrero: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. XXXV, p. 7-28.

- Cantagrel, J. M., Robin, C., and Vincent, P., 1981, Les grandes etapes d'evolution d'un volcan andesitique composite: Exemple du Nevado de Toluca: *Bulletin of Volcanology*, v. 44, p. 177-188.
- Capra, L., Macias, J. L., Espíndola, J. M., and Siebe, C., 1998, Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 80, p. 239-266.
- Carey, S. N., and Sigurdsson, H., 1986, The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico (2): Observations and numerical modeling of tephra fall distribution: *Bulletin of Volcanology*, v. 48, p. 127-141.
- Cas, and Wright, 1988, *Volcanic Successions (Modern and Ancient)*: London, 1-528 p.
- Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*: London, Allen and Unwin, 450 p.
- Dawson, A. G., 1992, *Ice age earth-Late Quaternary geology and climate*: London and New York, ROUTLEDGE, 293 p.
- Delgado, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T., and Ban, M., 1995, Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: *Geofisica Internacional*, v. 34, no. 3, p. 341-352.
- Demant, A., and Robin, C., 1975, Las fases del volcanismo en México: una síntesis en relación con la geodinámica desde el Cretácico: *Geología/UNAM, Serie de Divulgación*, v. 1, p. 70-82.
- Fierstein, J., and Hildreth, W., 1992, The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska.: *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 646-684.
- Fisher, R. V., and Schmincke, H. U., 1984, *Pyroclastic Rocks*: New York, Springer-Verlag, 465 p.

- Flores, T., 1906, Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca: International Geological Congress, 10h, p. 1-22.
- Freundt, A., and Tait, S. R., 1986, The entrainment of high-viscosity magma into low-viscosity magma in eruption conduits: *Bulletin of Volcanology*, v. 48, p. 325-339.
- Fries, C., 1956, Bosquejo geológico de la región entre México, D.F. y Taxco, Guerrero.: Congreso Geológico Internacional, Mexico, v. A-9 y C-12, p. p.11.
- Fries, C., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero. Región central meridional de México: *Boletín del Instituto de Geología, UNAM, México*, v. 60, p. 234.
- García-Palomo, A., 1998, Evolución estructural en las inmediaciones de Volcán Nevado de Toluca, Estado de México. [Master thesis]: UNAM, 150 p.
- Gill, J. B., 1981, *Orogenic andesites and plate tectonics*: Berlin, Springer-Verlag, 358 p.
- Hasenaka, T., and Carmichael, I. S. E., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharged rate.: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 25, p. 105-124.
- Haskin, L. A., Frey, F. A., Schmitt, R. A., and Smith, R. H., 1966, Meteoric, solar and terrestrial rare-earth distributions: *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 7, p. 167-322.
- Heine, K., 1994, Present and past geocryogenic processes in Mexico: *Permafrost and Periglacial Processes*, v. 5, p. 1-12.
- Hildreth, W., 1983, The compositionally zoned eruption of 1912 in The Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 18, p. 1-56.

- Huppert, H. E., Sparks, R. S. J., and Turner, J. S., 1982, Effects of volatiles on mixing in cal-alkaline magma systems: *Nature*, v. 297, p. 554-557.
- Liddicoat, J. C., Coe, R. S., Lambert, P. W., Malde, H. E., and Steen-McIntyre, V., 1981, Paleomagnetic investigation of Quaternary sediment at Tlapacoya, Mexico, and at Valsequillo, Puebla, Mexico.: *Geofisica Internacional*, v. 20, p. 249-262.
- Lozano-García, M. S., and Ortega-Guerrero, B., 1994, Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, Central Mexico: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 109, p. 177-191.
- Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico: *Quaternary Research*, v. 40, p. 332-342.
- Macías, J. L., and Arce, J. L., 1997, The Upper Toluca Pumice: a major plinian event occurred ca. 10,500 yr. ago at Nevado de Toluca volcano, Central Mexico: *EOS Transactions, AGU*, v. 78, p. p. F823.
- Macías, J. L., Garcia-Palomo, A., Arce, J. L., Siebe, C., Espindola, J. M., Komorowski, J. C., and Scott, K. M., 1997, Late Pleistocene-Holocene Cataclysmic Eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central Mexico, in Kowallis, B. J., ed., *Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico.*, *BYU Geology Studies*, p. 493-528.
- Metcalf, S. E., Street-Perrott, F. A., Perrott, F. A., and Harkness, D. D., 1991, Palaeolimnology of the Upper Lerma basin, Central Mexico: A record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr B.P.: *Journal of Paleolimnology*, v. 5, p. 197-218.

- Metcalfe, S. E., Street-Perrott, F. A., Perrott, R. A., and Harkness, D. D., 1984, Environmental changes during the Late Quaternary in the Upper Lerma Basin, Estado de Mexico, Mexico: Proceedings of the 8th DIATOM-SYMPOSIUM, p. 471-481.
- Mooser, F., 1967, Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años.: Instituto Nacional de Antropología e Historia, Boletín, v. 30, p. 12-15.
- Mooser, F., 1972, He Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics: Geofisica Internacional, v. 12, no. 2, p. 55-70.
- Nixon, G. T., Demant , A., Armstrong, R. L., and Harakal, J. E., 1987, K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofisica Internacional, v. 26, p. 109-158.
- Ordoñez, E., 1902, Le Xinantecatl ou Volcan Nevado de Toluca: Sociedad Científica Antonio Alzate, no. 18, p. 83-112.
- Ortega-Guerrero, B., and Newton, A. J., 1998, Geochemical characterization of Late Pleistocene and Holocene tephra layers from the Basin of Mexico, Central Mexico: Quaternay Research, v. 50, p. 90-106.
- Parker, D. E., and Brownscombe, J. L., 1983, Stratospheric warming following the El Chichon volcanic eruption: Nature, v. 301, p. 406-408.
- Pasquaré, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L., and Zanchi, A., 1986, Structural behaviour of a continental volcanic arc: The Mexican Volcanic Belt: In the Origin of Arcs F.-C. Wezel Eds. Elsevier Amsterdam, p. 509-527.
- Pyle, D. M., 1989, The Thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits: Bulletin of Volcanology, v. 51, p. 1-15.

- Pyle, D. M., 1995, Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 69, p. 379-382.
- Rodriguez-Elizarrarás, S. R., 1998, El Campo volcánico de las Cumbres (CVLC), al oriente de la Faja Trans-Mexicana (FVTM); Estados de Puebla y Veracruz: Evolución geológica y características de sus principales depósitos piroclásticos [Doctorado thesis]: Universidad Nacional Autónoma de México, 201 p.
- Sakuyama, M., 1984, Magma mixing and magma plumbing systems in Island Arcs: *Bulletin of Volcanology*, v. 47, p. 685-703.
- Sakuyama, M., and Koyaguchi, T., 1984, Magma mixing in mantle xenolith-bearing calc-alkalic ejecta, Ichinomegata volcano, northeastern Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 22, p. 199-224.
- Sánchez-Rubio, G., 1978, Notas sobre la volcanología Cenozoica de la región entre Temascaltepec y La Marquesa, Estado de México.: *Libro-Guía de la Excursión geológica de Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México*, México, p. 26-32.
- Saucedo, R., 1997, Reconstrucción de la erupción de 1913 del Volcán de Colima [Maestría thesis]: Universidad Nacional Autónoma de México, 127 p.
- Siebe, C., Abrams, M., Macías, J. L., and Obenholzner, J., 1996, Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatépetl, central Mexico: Past key to the future?: *Geology*, v. 24, p. 399-402.
- Siebe, C., Macías, J. L., Abrams, M., Rodriguez-Elizarrarás, S. R., Castro, R., and Delgado, H., 1995, Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in East Central Mexico: Implication for future hazards: *Geological Society of American Annual Meeting 1995*, New Orleans, Louisiana, no. Field Trip Guide Book n.1, p. 47.

- Sigurdsson, H., and Carey, S., 1989, Plinian and co-ignimbrite tephra fall from the 1875 eruption of Tambora volcano: *Bulletin of Volcanology*, v. 51, p. 243-270.
- Sparks, R. S. J., 1986, The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns.: *Bulletin of Volcanology*, v. 48, p. 3-15.
- Sparks, R. S. J., Bursik, M. I., Carey, S. N., Gilbert, J. S., Glaze, L. S., Sigurdsson, H., and Woods, A. W., 1997, *Volcanic Plumes*: New York, 560 p p.
- Spence, R. S. J., Pomonis, A., Baxter, P. J., Coburn, A. W., White, M., and Dayrit, M., 1991, Building damage caused by the Mount Pinatubo eruption of June 14-15, 1991 in: *Fire and Mud, eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines.*, Fire and Mud: Seattle and London, 1125p. p.
- Stothers, R. B., 1984, The great Tambora Eruption in 1815 and its Aftermath: *Science*, v. 224, no. 4654, p. 1191-1198.
- Thompson, R., Morrison, M., Hencry, G., and Parry, S., 1984, An assesment of the relative roles of crust and mantle in magmas genesis: An elemental approach.: *Philosophy Transactions of the Royal Society of London Asociation*, no. 310, p. 549-590.
- Tilling, R. I., Rubin, M., Sigurdsson, H., Carey, S., and Duffield, W. A., 1984, Prehistoric eruptive activity of El Chichón volcano, Mexico: *Science*, v. 224, p. 747-749.
- Vázquez-Selem, L., 1998, Glacial chronology of Iztaccíhuatl volcano, Central Mexico, based on cosmogenic Cl-36 exposure ages and tephrochronology: *American Quaternary Association, 15th Biennial Meeting*, p. p.174.
- Waitz, P., 1909, Excursión geológica al Nevado de Toluca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, no. VI, p. 113-117.

- Walker, G. P. L., 1971, Grain size characteristics of pyroclastic flows: *Journal of Geology*, v. 79, p. 696-714.
- Whitford, D. J., and Bloomfield, K., 1977, Geochemistry of Late Cenozoic volcanic rocks from the Nevado de Toluca area, Mexico.: *Carnegie-Institute, Washington Yearb*, v. 75, p. 207-213.
- Wilson, L., 1976, Explosive volcanic eruptions-III. Plinian eruption columns: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 45, p. 543-556.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C., and Watkins, N. D., 1978, The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamic: *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 1829-1836.
- Woods, A. W., 1988, The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns: *Bulletin of Volcanology*, v. 50, p. 169-193.