

7  
Zejem



**UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTONOMA DE MEXICO  
FACULTAD DE INGENIERIA**

**INVESTIGACIONES VULCANOLOGICAS DE DEPOSITOS PIROCLASTICOS  
DEL VOLCAN CITLALTEPETL (PICO DE ORIZABA)**

**FALLA DE ORIGEN**

**T E S I S  
Que para obtener el Titulo de  
INGENIERO GEOLOGO  
P r e s e n t a**

**ARTURO GOMEZ TUENA**

***México, D. F.***

**1995**



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-058

SR. ARTURO GOMEZ TUENA  
Presente.

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Gerardo Carrasco Núñez, y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de ingeniero geólogo:

**INVESTIGACIONES VULCANOLOGICAS DE DEPOSITOS PIROCLASTICOS  
DEL VOLCAN CITLALTEPETL (PICO DE ORIZABA)**

- RESUMEN**
- I INTRODUCCION**
  - II METODOLOGIA DE TRABAJO**
  - III GEOGRAFIA**
  - IV MARCO GEOLOGICO REGIONAL**
  - V GEOLOGIA DEL VOLCAN CITLALTEPETL**
  - VI CARACTERIZACION DE LOS DEPOSITOS PIROCLASTICOS RECIENTES  
DEL VOLCAN CITLALTEPETL**
  - VII INTERPRETACIONES VULCANOLOGICAS**
  - VIII CONCLUSIONES**
  - BIBLIOGRAFIA**
  - APENDICES**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

A t e n t a m e n t e  
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"  
Ciudad Universitaria, a 1 de septiembre de 1993.  
EL DIRECTOR

  
ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS\*EGLM\*gggt\*

*Esta tesis está dedicada con cariño y agradecimiento*

*a mis padres:  
Armando y Marietta.*

*A mis hermanos:  
Renata, Fausto,  
Rosario y Pablo.*

*A mis tíos:  
Miguel, Alba y Elsa.*

*A mi primo,  
Miguel.*

*A todos ellos por haberme soportado durante  
veinticuatro largos años.  
Gracias.*

*A mis queridos amigos:*

*Mari Cruz, por los años y la obstinación.*

*Jorge y Vero, por su presencia.*

*Sebastián, por la constancia.*

*Marco y Güicho, por la amistad y compañía.*

***A Cristina con el corazón.***

***Por haber llegado a mi vida  
en el momento preciso.***

## AGRADECIMIENTOS

Son tantas las personas que, de alguna manera, participaron en la elaboración de este trabajo que seguramente será difícil mencionarlas a todas. Si por alguna razón olvido algún nombre, por favor reciba mis más sinceras disculpas.

En primer lugar quiero agradecer, de todo corazón, a mi asesor de tesis el Dr. Gerardo Carrasco Núñez. Más que un asesor fue y es un gran compañero de trabajo y sobre todo un apreciable amigo. Sin duda, él ha despertado en mí la obsesión por conocer los intrincados mundos de la vulcanología. A él mi admiración y agradecimiento más sincero.

Quiero agradecer, también, a mis queridas compañeras de trabajo: Claudia y Cynthia, que tan valerosamente me aguantaron durante una larga y cansada temporada de campo en nuestro querido volcán Citlaltépetl. Jamás olvidaré lo difícil que fue para los tres darnos cuenta que la geología, en el campo, es realmente compleja y, por su puesto, apasionante y divertida.

Especial mención recibe en los agradecimientos mi querida Universidad y en especial la Facultad de Ingeniería. Indudablemente la segunda casa que me ha acogido prácticamente durante toda mi vida. En ella, como en cualquier hogar, he aprendido muchas cosas, he reído y he sufrido.

También quiero dar las gracias a todos mis maestros en la Facultad por haberme enseñado todo lo que estuvo a su alcance. Ellos, estoy convencido, son la parte medular de nuestra gran Universidad. En especial quiero agradecer a mis profesores que gentilmente hicieron a un lado sus múltiples obligaciones y dedicaron tiempo a leer y corregir este trabajo. Definitivamente sus observaciones ayudaron, de forma sustancial, a mejorar esta tesis. Mi más sincero agradecimiento a los Ing. Jorge Nieto, Ing. Alfredo Victora, M.I. Vicente Torres y Dr. Eduardo Gonzalez Prtida.

A las personas que amablemente me ayudaron en la elaboración de los análisis en esta tesis: Pablo (laboratorio de sedimentología del Instituto de Geología), Margarita (Microscopio Electrónico). A Jose Luis Macias (Instituto de Geofísica) y Michael Sheridan (SUNY, Buffalo) por permitirme usar sus programas de computadora, y hacerme los comentarios y sugerencias que tanto me ayudaron. A Silvia (Instituto de Geología) por ayudarme en los trámites burocráticos para obtener el apoyo económico.

Este trabajo no hubiera sido posible sin la amable ayuda de la División General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA), quienes aportaron los recursos económicos por medio de una beca.

A todos, muchas gracias...

Arturo Gómez Tuena

*Invierno de 1994.*



## ÍNDICE GENERAL

	<i>Página</i>
<b>RESUMEN</b>	<i>i</i>
<b>CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN</b>	<i>1</i>
<b>CAPÍTULO II. METODOLOGÍA DE TRABAJO</b>	<i>6</i>
<i>II.1. Trabajo de campo</i>	<i>6</i>
<i>II.2. Trabajo de laboratorio y procesamiento de información</i>	<i>8</i>
<i>II.3. Elaboración de mapas y columnas estratigráficas</i>	<i>9</i>
<b>CAPÍTULO III. GEOGRAFÍA</b>	<i>10</i>
<i>III.1. Localización geográfica y fisiográfica</i>	<i>10</i>
<i>III.2. Hidrografía y actividad glacial</i>	<i>11</i>
<b>CAPÍTULO IV. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	<i>13</i>
<i>IV.1. Estratigrafía regional</i>	<i>13</i>
<i>Rocas sedimentarias</i>	<i>14</i>
<i>Rocas ígneas</i>	<i>19</i>
<i>IV.2. Geología estructural</i>	<i>24</i>
<b>CAPÍTULO V. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL</b>	<i>27</i>
<i>V.1. Antecedentes</i>	<i>27</i>
<i>V.2. Estructura volcánica y estratigrafía</i>	<i>27</i>
<i>V.3. Historia geológica del volcán Citlaltépetl</i>	<i>32</i>
<b>CAPÍTULO VI. CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS RECIENTES DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL</b>	<i>34</i>
<i>VI.1. Introducción</i>	<i>34</i>
<i>VI.2. Características de los depósitos de flujo piroclástico recientes</i>	<i>34</i>
<i>VI.3. Distribución de los depósitos</i>	<i>38</i>
<i>VI.4. Descripción de campo de la Ignimbrita Citlaltépetl</i>	<i>39</i>
<i>VI.5. Sección tipo para la Ignimbrita Citlaltépetl. Excelsa</i>	<i>42</i>

<b>CAPÍTULO VII. INTERPRETACIONES VULCANOLÓGICAS</b>	45
<i>VII.1. Análisis granulométricos</i>	45
<i>VII.2. Análisis subpoblacional</i>	50
<i>VII.3. Análisis SFT. Fragmentación-transporte secuencial</i>	54
<i>VII.4. Variaciones verticales y análisis de componentes</i>	64
<i>VII.5. Variaciones laterales</i>	68
<i>VII.6. Morfología de partículas</i>	72
<i>VII.7. Modelo vulcanológico</i>	75
<b>CAPÍTULO VIII. CONCLUSIONES</b>	81
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	83
<b>APÉNDICES.</b>	
<i>Apéndice I. Histogramas</i>	
<i>Apéndice II. Tablas de datos.</i>	

## ÍNDICE GENERAL DE FIGURAS

FIGURA No.	DESCRIPCIÓN
1	Localización fisiográfica del volcán Citlaltépetl.
2	Mapa geológico regional de los alrededores del volcán Citlaltépetl.
3	Mapa geomorfológico-glacial de la cima del volcán Citlaltépetl.
4	Columna estratigráfica de rocas sedimentarias circundantes al Citlaltépetl.
5	Estratigrafía volcánica regional.
6	Lineamientos estructurales regionales.
7	Esquema de localización de los tres conos asociados al volcán Citlaltépetl.
8	Mapa geológico de la cima del volcán Citlaltépetl.
9	Mapa de distribución geográfica de la <i>Ignimbrita Citlaltépetl</i> .
10	Secciones estratigráficas analizadas en la <i>Ignimbrita Citlaltépetl</i> .
11	Esquema ideal para flujos piroclásticos de Sparks, et. al, (1973).
12	Mapa de Isopacas para el depósito de calda libre en la <i>Ignimbrita Citlaltépetl</i> .
13	Curvas acumulativas de frecuencia para las muestras de la sección #145 (Excola).
14	Ejemplo del funcionamiento del programa <i>stzpop23</i> . Muestra 100c.
15	Gráfica de $Md\phi$ (mediana) vs. $\sigma\phi$ (índice de clasificación).
16	Subpoblaciones gaussianas asociadas a la muestra 100c.
17	Gráfica de Media vs. Desviación Standard para las muestras 135 y 145.
18	Gráfica de Media vs. Desviación Standard promedio.
19	Modelo de fragmentación magmática para un evento volcánico explosivo.
20	Modelo SFT (Fragmentación-Transporte Secuencial).
21	Comparación entre los datos de una distribución gaussiana y una SFT.
22	Caracterización SFT de las muestras #145 (Excola).
23	Representación gráfica de los valores del análisis SFT. ( $Md$ vs. $Wt$ . fract.)
24	Representación gráfica de los valores del análisis SFT. ( $Md$ vs. $\gamma$ ). Transporte.
25	Variaciones verticales en los parámetros de Inman. Sección #145 (Excola)
26	Variaciones verticales en las subpoblaciones. Sección #145 (Excola).
27	Análisis de Componentes.
28	Variaciones laterales en los parámetros de Inman.
29	Variaciones laterales en las subpoblaciones.
30	Modelo vulcanológico. <i>Fase I</i> .
31	Modelo vulcanológico. <i>Fase II</i> .
32	Modelo vulcanológico. <i>Fase III</i> .

## **ÍNDICE GENERAL DE TABLAS**

<b>TABLA No.</b>	<b>DESCRIPCIÓN</b>
<b>1</b>	Muestras de la <i>Ignimbrita Citlaltépetl</i> . Apéndice II.
<b>2</b>	Muestras de la <i>Ignimbrita Citlaltépetl</i> con los valores de Wt%. Apéndice II.
<b>3</b>	Muestras de la <i>Ignimbrita Citlaltépetl</i> con parámetros de Inman. Apéndice II.
<b>4</b>	Características de las estructuras volcánicas asociadas al volcán Citlaltépetl. pag. 28
<b>5</b>	Fechaientos de $^{14}\text{C}$ en la <i>Ignimbrita Citlaltépetl</i> . pag. 35
<b>6</b>	Características fundamentales de la <i>Ignimbrita Citlaltépetl</i> . pag. 38
<b>7</b>	Comparación de los valores de Inman. Método gráfico y <i>sizpop23</i> . pag. 46
<b>8</b>	Valores de la caracterización subpoblacional a las muestras #135 y #145. pag. 52

## RESUMEN

El volcán Citlaltépetl, también conocido como el Pico de Orizaba, se encuentra localizado en el límite Oriental de la Faja Volcánica Mexicana. Su estructura se levanta a 5,675 metros sobre el nivel del mar y es, por lo tanto, la cumbre más alta de la República Mexicana.

El volcán Citlaltépetl se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas sedimentarias Mesozoicas de la Sierra Madre Oriental. Su evolución geológica se caracteriza por la construcción sucesiva de tres conos volcánicos distintivos. El volcán ha tenido intensas efusiones lávicas y diversos periodos explosivos durante su construcción, algunos de ellos registrados en tiempos históricos.

Hace aproximadamente 8,500 a 9,000 años se presentó una etapa distintiva en la evolución general del Citlaltépetl. Esta etapa se caracterizó por erupciones explosivas que generaron depósitos piroclásticos en todos los flancos del volcán. El depósito que se generó en este periodo ha sido denominado como *Ignimbrita Citlaltépetl*. Esta unidad está representada por una sucesión de depósitos de flujo piroclástico, intercalados con un depósito de calda libre, y un depósito de lahar.

Para determinar las condiciones en las que se efectuó el transporte y emplazamiento de la *Ignimbrita Citlaltépetl*, se realizaron determinaciones granulométricas y análisis morfológicos de partículas en muestras recolectadas en distintas localidades y a diferentes posiciones estratigráficas. Las distribuciones granulométricas presentan un carácter polimodal en donde pueden reconocerse cinco subpoblaciones distintas; esta característica sugiere una interacción compleja en los procesos físicos de transporte y emplazamiento. En base a estos principios, se propone que el tamaño de partícula es inherente a la fragmentación de un magma inicial, en el conducto volcánico, y no es producto de la abrasión intraparticular generada durante el transporte.

*...Primero se formaron la tierra, las montañas y los valles; se dividieron las corrientes de agua, los arroyos se fueron corriendo libremente entre los cerros, y las aguas quedaron separadas cuando aparecieron las altas montañas.*

Popol Vuh

## **I. INTRODUCCIÓN.**

México es un país de volcanes, sin embargo el interés en su estudio de forma sistemática y científica es relativamente reciente. Con la erupción del volcán Parícutin, el 20 de febrero de 1943, los científicos mexicanos y extranjeros tomaron un mayor interés en tratar de comprender los fenómenos que intervienen en la construcción de un volcán. Los conocimientos generados en esta época eran sumamente descriptivos, basados en observaciones directas de las erupciones o en la descripción morfológica y mineralógica de sus productos. Este tipo de trabajos crearon gran interés para que investigadores del mundo entero se acercaran a nuestro país con el fin de descifrar la evolución del vulcanismo que nos enmarca. No fue sino hasta la devastadora erupción del Chichón, en 1982, cuando en nuestro país se despertó un profundo interés por el estudio de los fenómenos volcánicos en el sentido científico.

La vulcanología en México ha pasado de ser una disciplina aislada, limitada a describir los aspectos externos de las erupciones, a ser una ciencia fuertemente involucrada con la petrología, la sedimentología, la geoquímica y la geofísica. La tarea que nos hemos propuesto es la de descubrir y entender los complejos procesos geológicos que existen en el interior de la tierra, con la generación de materiales fundidos -magmas- los cuales, en ocasiones, ascienden hasta la superficie de la corteza y

su salida, frecuentemente violenta, representa un verdadero peligro para las vidas humanas y para el patrimonio económico de la nación.

De manera paralela, debemos señalar que el vulcanismo no es, necesariamente, un fenómeno dañino para la sociedad; los suelos fértiles que genera son un gran atractivo para la gente que tiende a asentarse en torno a los volcanes. Sabemos, además, que muchos de los depósitos de minerales metálicos que se encuentran en nuestro país están asociados directamente, al vulcanismo propiamente dicho, y a la actividad magmática en el interior de la tierra. Por otro lado, la industria de la construcción se ve ampliamente beneficiada con los enormes depósitos piroclásticos, usados como bancos de material, distribuidos en gran parte del territorio nacional.

Nuestros antepasados prehispánicos observaban los volcanes con detenimiento y los representaban en sus códices y estelas, reportando valiosísima información sobre erupciones pasadas que aún ahora es utilizada para establecer la actividad histórica de los volcanes mexicanos. Además, consideraban a los volcanes como verdaderas deidades, motivo de numerosas ofrendas y ritos que a la fecha siguen representándose, aunque obviamente matizados en la cultura mestiza. Los mexicas, consideraban que los volcanes habían surgido después de que los mares invadieron la tierra, esto es, en la edad del predominio del fuego, llamada *Tletonatuh* en la mitología nahua, época en que brotaron las enormes corrientes de lava y los cráteres encendidos; y como sólo los pájaros podían escapar del gran incendio, cuenta la leyenda, que todos los hombres se convirtieron en aves, a excepción de uno que, con su mujer, se salvó en el interior de una caverna (Yarza de la Torre, 1992).

Al llegar los españoles a la Nueva España, su asombro ante la majestuosidad de las montañas mexicanas los dejó sin aliento. Son numerosas las referencias que hacen los cronistas de la Conquista hacia los volcanes Popocatepetl, Iztaccihuatl y Citlaltépetl. Fray Bernardino de Sahagún (1499-1590), en su libro *Historia General de las Cosas de la Nueva España* (Sahagún, S. XVI), nos narra:

*"Hay un monte que se llama Poyauhticatl<sup>1</sup>, está cerca de Auillizapán y de Tecamachalco, ha pocos años que comenzó a arder la cumbre de él y yo le vi muchos años que tenía la cumbre cubierta de nieve, y después vi cuando comenzó a arder y las llamas parecían de noche y de día de más de veinte leguas y ahora como el fuego ha gastado mucha parte de lo interior del monte ya no se parece el fuego aunque siempre arde."*

Fray Juan de Torquemada (? - 1624), en su libro *Monarquía Indiana*, también hace alusión al Citlaltépetl y a otros volcanes, escribe:

*"Esta sierra nevada que los españoles llaman Maltrata, la llamaron los indios Poyauhticatl; es sierra de muy gran altura, la cual se ve treinta leguas la mar adentro, de los que vienen navegando la carrera de España, y está apartada del mar más de veinte leguas, y es la primera tierra que se conoce, antes de las Sierras de San Martín; esta Sierra Nevada es muy más alta y monstruosa que la sierra nevada de Huejotzingo<sup>2</sup>, ni que el volcán que está junto a ella; suele echar humo por lo más alto de ella; y dice Muñoz que la conoció no humear por más de diez años, aunque los naturales de la tierra refieren en sus cantares antiguos, que cuando las sierras se encendiesen en fuego y echasen humo de sus cumbres, habría grandes mortandades y pestilencias, y así sucedió el año de mil quinientos y cuarenta y cinco, que fue el año de la gran pestilencia en esta tierra, como en otra parte decimos. Comenzó esta tierra de Maltrata o Poyauhticatl a echar humo y fuego en muy grandes llamaradas, y hasta entonces no fue tenido por volcán, y desde entonces duró el humear por tiempo de más de veinte años, y cesó y ha cesado por muchos años de hacer esta demostración del humo, sino rarísimas veces y apenas se conoce si es humo el que por su cumbre y boca sale. Dijeron indios principales entonces, de los más viejos y antiguos, que no habían oído a ninguno de sus antepasados decir que antes de este tiempo hubiese humeado la dicha sierra; pero que lo que les dejaron dicho fue que cuando las cumbres de las sierras echasen fuego, sería cerca el acabamiento del mundo y que habría grandes mortandades. Esto mismo certifica el*

<sup>1</sup> Antiguo nombre náhuatl del Pico de Orizaba o Citlaltépetl.

<sup>2</sup> Se refiere a la Sierra Nevada del Volcán Iztaccíhuatl.



*padre fray Toribio Motolinia acerca del humo de este volcán, diciendo que así lo averiguó de los pasados".*

Se sabe que más de 1,300 volcanes han entrado en erupción durante los últimos 10,000 años; aproximadamente la mitad de estos lo han hecho en tiempos históricos. Típicamente, unos 50 volcanes entran en erupción anualmente (Simkin et al, 1981). Peterson (1986), ha estimado que unos 360 millones de personas -aproximadamente el 10% de la población del planeta- viven sobre o cerca de volcanes potencialmente peligrosos. La población humana se incrementa aceleradamente y la frecuencia eruptiva se mantiene constante, sabemos que es imposible alejar a toda la gente de las zonas en que el riesgo volcánico es potencial. Es por estos hechos que los estudios vulcanológicos modernos son de gran importancia social y están enfocados a la vigilancia, la evaluación, la predicción y el control de las erupciones volcánicas ante posibles riesgos que afectan a las poblaciones aledañas a un volcán.

Para poder evaluar los peligros a los que está sujeta la sociedad en caso de un desastre natural, como podría ser una erupción volcánica, es necesario un estudio exhaustivo y multidisciplinario. Toda evaluación de riesgo debe estar sustentada en una base sólida de conocimiento científico, siendo fundamental: el mapeo geológico debidamente integrado, una caracterización petrológica y geoquímica de los productos eruptivos y, el fechamiento de muestras estratigráficamente bien controladas. Los resultados de estos estudios básicos, representan la base para descifrar el comportamiento eruptivo pasado del volcán, para comprender mejor el comportamiento presente y, por extrapolación, para intentar predecir el comportamiento futuro del volcán. Una vez más el pasado es la llave del futuro. Específicamente, el punto de partida para la mitigación de los peligros y riesgos volcánicos es una comprensión global de los fenómenos eruptivos y la frecuencia de las erupciones.

Este trabajo forma parte de un estudio detallado encaminado a la reconstrucción de la historia eruptiva del Citlaltépetl, a partir de la identificación de los productos emitidos, lo cual permitirá llevar a cabo una adecuada evaluación de los riesgos a los que está sujeta la población civil y sus

bienes materiales en caso de cualquier contingencia volcánica, ya sea directamente asociada a la actividad magmática o ajena a la misma.

A partir de la identificación de los eventos más peligrosos que han ocurrido en tiempos recientes asociados al volcán Citlaltépetl, se seleccionó para su estudio, uno que por su amplia distribución y sus características explosivas es considerado como representativo de la actividad explosiva que el volcán ha tenido durante el Holoceno.

La presente tesis, está particularmente enfocada al estudio de las características vulcanológicas que presenta un depósito piroclástico emitido por el Volcán Citlaltépetl hace aproximadamente 8,500 años y que representó una etapa eruptiva característica en la evolución del volcán. Conocer las características vulcanológicas de una erupción de este tipo, sienta las bases para entender que tipo de procesos eruptivos intervienen, que clase de productos volcánicos están asociados, qué fenomenología volcánica está involucrada y cuales son sus implicaciones en cuanto a su posible recurrencia en el tiempo geológico.

Los objetivos específicos de este trabajo son: conocer las características estructurales y granulométricas que presentan los depósitos piroclásticos jóvenes del volcán Citlaltépetl, sus condiciones de emplazamiento, las variaciones laterales y verticales (espacio-tiempo) y la comparación de las características de estos depósitos ignimbríticos con algunos reportados en la literatura. Se pretende, también, crear un modelo eruptivo para este tipo de depósitos y además conocer las condiciones de transporte y emplazamiento. Finalmente, los resultados de esta investigación aportarán conocimientos importantes que podrán ser aplicados en la mitigación del riesgo volcánico bajo condiciones similares.

## II. METODOLOGÍA DE TRABAJO.

### II.1. Trabajo de campo.

El trabajo de campo consistió en la localización de afloramientos en donde el depósito piroclástico, que de ahora en adelante nombraré como *Ignimbria Cúchitapal* (Carrasco-Núñez, 1993), fuera evidente. En cada afloramiento se realizaron, hasta donde fue posible, columnas estratigráficas y se describieron los diferentes tipos de unidades presentes. La descripción en campo siguió las siguientes características básicas:

- Color del depósito.
- Espesor de cada unidad diferenciable y de todo el conjunto.
- Tipo de contacto con otras unidades.
- Estructuras (estratificación, bandeamiento, laminación, etc).
- Gradación.
- Clasificación granulométrica.
- Redondez y esfericidad de fragmentos líticos, escorias y pómez.
- Composición de fragmentos y mineralogía.
- Máximo tamaño de pómez, escorias y líticos (promedio de los tres mayores).
- Tipo de matriz.
- Variaciones laterales y verticales.
- Tipo de depósito (Flujo piroclástico, tefra, lahar, avalancha, etc).

Una vez identificadas las características, fundamentales del afloramiento, se procedió a tomar las muestras de manera localizada en su posición estratigráfica. Es importante señalar que un flujo piroclástico se comporta de manera diferente en cada una de sus porciones al momento de su transporte y emplazamiento, es decir que las porciones superiores o cima del depósito tienden a tener características granulométricas distintas que las porciones basales (Sparks, 1976; Cas & Wright,

1987). Esta característica nos hace suponer diferentes dinámicas en el emplazamiento de cada porción del flujo. Por lo tanto, y con el fin de tener una mejor comprensión del mecanismo involucrado en el emplazamiento del depósito piroclástico, se procedió a tomar muestras de la zona basal, parte media y parte superior de los depósitos de flujo piroclástico.

La mayoría de las muestras tomadas corresponden a flujos piroclásticos, un porcentaje menor de muestras corresponden a depósitos de tefra o de caída libre y un mínimo de muestras fueron identificadas en campo como lahares y oleadas piroclásticas o *surges* (Tabla 1, ver apéndice II)

En total se recolectaron 93 muestras, entre depósitos de flujo piroclástico, tefra, oleadas piroclásticas y lahares, de diferentes localidades y posiciones estratigráficas relativas dentro de la *unidad eruptiva* denominada como *Ignimbrita Citlaltépetl* (Tabla 1, apéndice II).

La *Ignimbrita Citlaltépetl* es una unidad fácilmente reconocible en el campo, dada sus características petrográficas y estructurales. Sin embargo, es muy difícil tratar de localizar sus afloramientos en fotografías aéreas, debido a que en general forman rellenos discretos dentro de los valles de los ríos. En este sentido fue de gran utilidad el uso de cartas topográficas de la zona para tratar de determinar los distintos patrones de flujo.

El trabajo de campo fue realizado, en su mayor parte, por el Dr. Gerardo Carrasco-Núñez, y complementado por los estudiantes: Arturo Gómez Tuena, Claudia Galicia Buenrostro y Cynthia Miranda García; en una temporada de campo en el Volcán Citlaltépetl como trabajo de la materia de Geología de Campo Avanzada y como apoyo a las tesis de licenciatura de los estudiantes mencionados.

## II.2. Trabajo de Laboratorio y Procesamiento de Información.

El trabajo de laboratorio fue realizado en el Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geología de la UNAM, y consistió en la separación granulométrica de las muestras recolectadas en el campo a intervalos de  $1\phi$ , entre  $-5\phi$  y  $4\phi$  (64 mm y 1/16 mm). El material retenido en cada una de las mallas fue pesado en una balanza con una exactitud de 0.01 g.

Posteriormente se procedió a calcular el porcentaje individual de peso (Wt%, ver Tabla 2, Apéndice II) y el porcentaje acumulado de cada una de las clases de tamaño para todas las muestras separadas. Esto se consiguió mediante el uso del paquete de computadora Excel. Se construyeron histogramas de distribución granulométrica para cada una de las muestras (Apéndice I) y curvas acumulativas de frecuencia en papel de distribución probabilística (Figura 13, Cap. VII).

A partir de los datos obtenidos de porcentaje individual (Wt%) para cada muestra, se calcularon los parámetros de Inman (fundamentales para el análisis de piroclastos) utilizando las fórmulas siguientes (Ver Tabla 3, Apéndice II):

$$Md\phi = \phi_{50} \quad (\text{Mediana})$$

$$\sigma\phi = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 2 \quad (\text{Índice de clasificación o } \textit{sorting index})$$

Una de las bases fundamentales para el análisis de las muestras piroclásticas fue el uso del paquete de computadora Sizedata y Sizpop23, desarrollado por Sheridan y colaboradores de la Universidad de Arizona en 1988. El programa se alimenta con los datos de porcentaje individual (Wt%) para cada una de las clases  $\phi$  (phi) de las muestras recolectadas y separadas. La computadora calcula, automáticamente, los parámetros de Inman, despliega un histograma de distribución granulométrica común y almacena en el disco los datos calculados para su posterior análisis. Las características de este proceso serán descritas a mayor detalle en el capítulo VII (Interpretaciones vulcanológicas).

En la etapa de laboratorio se utilizó, también, un microscopio binocular para análisis de componentes separando pómez, líticos y cristales para cada clase de tamaños hasta 0.5 mm; frontera en la cual fue imposible distinguir entre los distintos componentes. Esto se hizo para determinar variaciones en el estilo eruptivo de las distintas *unidades de flujo* presentes en la *unidad eruptiva* que se ha denominado como *Ignimbrita Citlaltépetl*. Esto se realizó únicamente para la columna estratigráfica ideal denominada Excola (sección #145).

Por otro lado, se hicieron análisis de morfología de partículas en las muestras de la sección ideal (sección #145, Excola), utilizando microscopía electrónica para poder develar distintos mecanismos de fragmentación magnética, transporte y emplazamiento de los piroclásticos.

### II.3. Elaboración de Mapas y Columnas Estratigráficas.

Los mapas mostrados en esta tesis están basados en ilustraciones publicadas con anterioridad (localización, mapas topográficos de INEGI, ubicación fisiográfica, carta geológica de México, Mapa de Arturo Gómez, Claudia Galicia y Cynthia Miranda); figuras hechas por el Dr. Carrasco-Núñez y Dr. Claus Siebe para el Volcán Citlaltépetl; y mapas exclusivos hechos para la presente tesis.

Las secciones estratigráficas que corresponden a los afloramientos fundamentales de la *Ignimbrita Citlaltépetl* y que corresponden a trayectorias definidas que siguió el flujo piroclástico, fueron realizadas mediante el uso del paquete de computadora Corel Draw. Las secciones se encuentran localizadas mediante un número de localización en el mapa de distribución de depósitos (Figuras 9 y 10).

### III. GEOGRAFÍA.

#### III.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y FISIAGRÁFICA.

El volcán Citlaltépetl, mejor conocido como el "Pico de Orizaba", se encuentra localizado geográficamente entre los estados de Puebla y Veracruz. El cráter se encuentra en las siguientes coordenadas geográficas: 19° 01' 48.6" Latitud Norte y 97° 16' 3.7" longitud Oeste. Tiene una altitud de 5,675 m.s.n.m. y es, por lo tanto, la cumbre más alta de la República Mexicana y el estratovolcán de mayor altura en Norte América. Ocupa, además, el tercer lugar en altitud de los picos Norteamericanos, antecedido por el Mount Mckinley (6,240 msnm<sup>3</sup>) y el Mount Logan (5,955 msnm). Se levanta a 2,900 m. a partir del altiplano occidental y a 4,300 m. desde la llanura costera del Golfo de México. Su silueta es en forma de cono truncado, ligeramente elongado con un cráter de 400 m de diámetro y 300 m de profundidad. La cumbre se encuentra nevada durante todo el año en su porción septentrional.

Sus depósitos abarcan una extensión aproximada de 1,000 km<sup>2</sup>. Su gran estructura y los depósitos que de él se derivan, ocupan las cartas topográficas Orizaba, Huatusco, Coscomatepec, Cd. Serdán y San Salvador el Seco, del fraccionamiento 1:50,000 de la República Mexicana publicadas por INEGI.

El Volcán Citlaltépetl forma el límite oriental de lo que se ha denominado como la Provincia Fisiográfica de la Faja Volcánica Mexicana (FVM) [Demant, 1978; 1982] de orientación aproximada E-W, (Figura 1).

Junto con el estratovolcán de la Sierra Negra, forma parte de una cadena volcánica compleja de orientación aproximada N-S, formada por calderas parcialmente erosionadas (Cerro Desconocido,

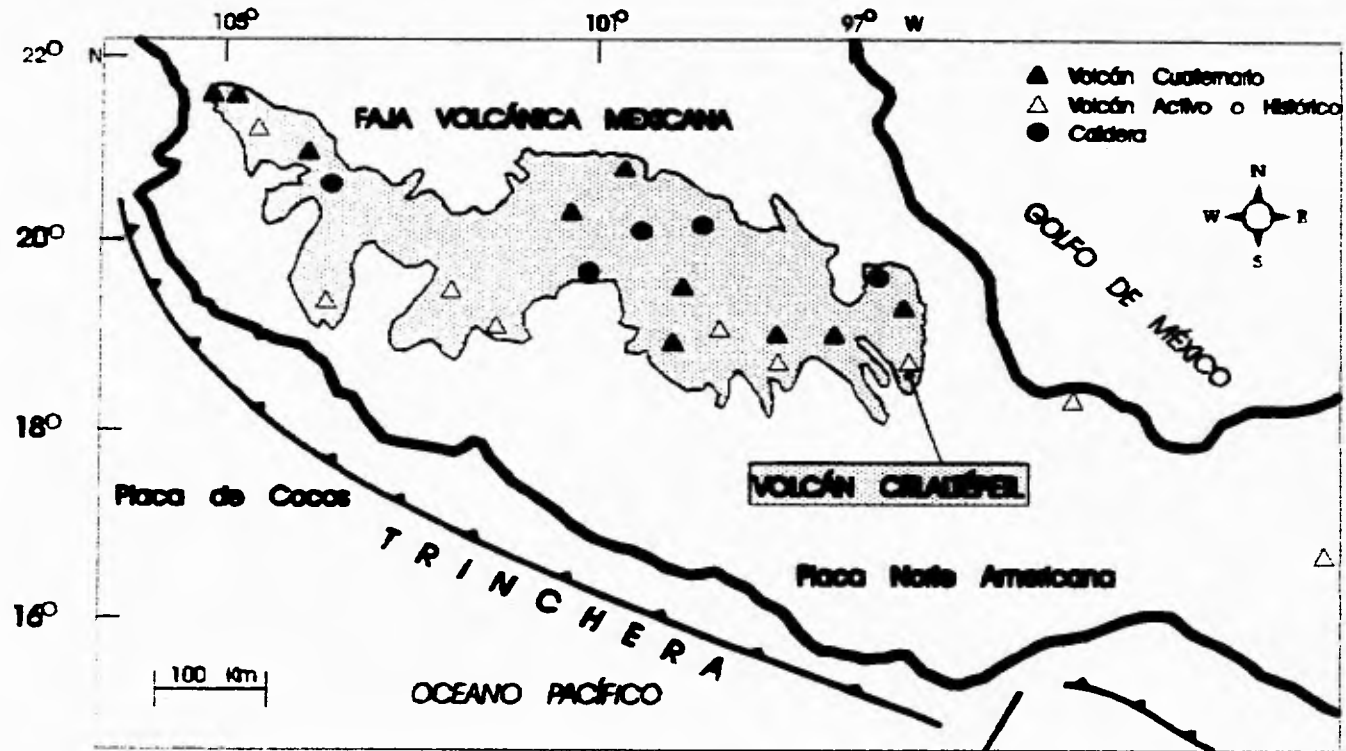
<sup>3</sup>Metros sobre el nivel del mar (msnm).

**Figura No. 1.**

**Figura de localización del Volcán Citlaltépetl dentro de la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Mexicana. Modificada de Carrasco-Núñez (1993).**



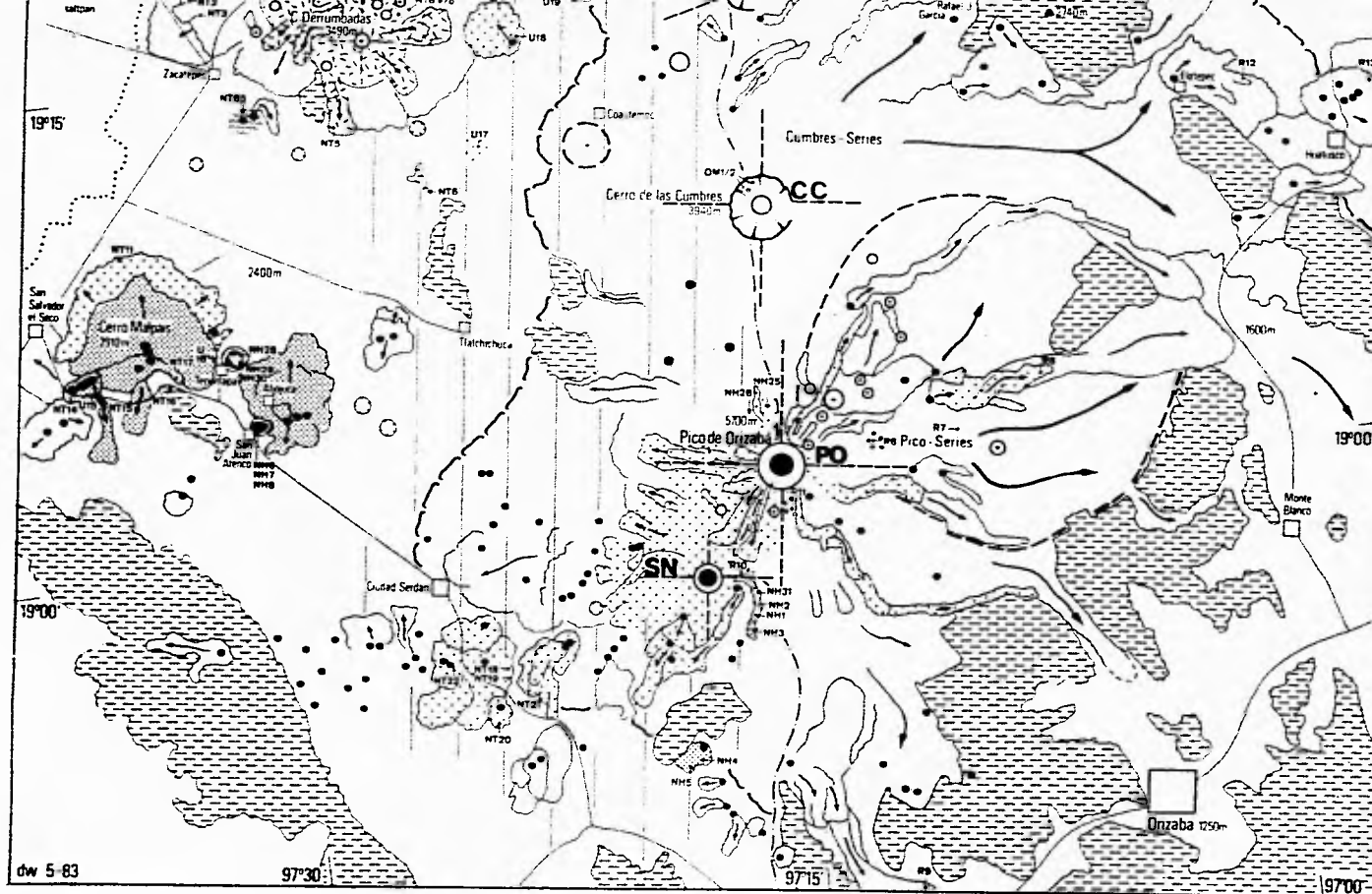
Mapa de Localización  
VOLCÁN CITLAUÉPEL, MÉXICO



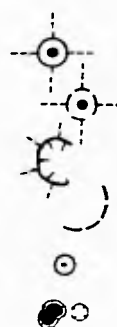
**Figura No. 2.**

Mapa geológico regional. Cuenca Oriental y secuencias de la Sierra Cofre de Perote - Citaltépeli (Pico de Orizaba). Se presentan los principales centros eruptivos que enmarcan la actividad volcánica de la zona de estudio a nivel regional. De Norte a Sur se señalan: SN, Volcán Sierra Negra; PO, Volcán Pico de Orizaba (Citaltépeli); CC, Caldera de las Cumbres; CT, Caldera Cerro Tecomales; CD, Caldera Cerro Desconocido; CP, Volcán Cofre de Perote. (Figura modificada de Negendank et al, 1985).





**Legend :**



Estratovolcán  
 Estratovolcán Erosionado  
 Caldera  
 Domo  
 Mar

— Drenaje Principal

••• Centros Erupivos Menores (Conos de ceniza, cineríficos)

— Flujo de Lava o Depósito Piroclástico

— Depósito de Pómez (Cuaternario-Recente)

— Basalto Alcalino

— Hawaíta

— Basalto

— Carretera

— Basalto Alcalino (Cuaternario-Recente)

— Andesita (Cuaternario-Recente)

— Dacita, Shoshonítica (Cuaternario-Recente)

— Dacita (Cuaternario-Recente)

— Riolita (Cuaternario-Recente)

— Roca Sedimentaria Cretácica

— Número de Muestra

Cerro Tecomales y Cerro las Cumbres), probablemente de edad Pliocénica. Hacia el Norte de esta cadena encontramos el estratovolcán del Cofre de Perote, con una altitud de 4,280 m.s.n.m. y cuya actividad empezó posiblemente hace 1.57 m.a. (Cantagrel y Robin, 1979) y, por lo tanto, el inicio de la actividad en esta zona puede ser situada a principios del Pleistoceno. Hacia el NW encontramos el domo riolítico de las Derrumbadas, de edad Pleistocénica media-tardía (Negendank et al., 1985) y los volcanes Cerro Pinto y Cerro Pizarro. Hacia el Occidente encontramos una gran cantidad de volcanes monogenéticos y cráteres de explosión (anillos de tobas, conos de tobas, maars con lago cratérico o sin el), que tuvieron actividad entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Negendank et al., 1985). Por último, hacia el SW, se encuentra el estratovolcán de la Sierra Negra, con una altitud de 4,650 msnm. En un principio se pensó que era un volcán parásito del Pico de Orizaba, pero que en estudios posteriores (Carrasco-Núñez, 1992; 1993) se llegó a la conclusión de que es una estructura con actividad magnética independiente (Figura 2).

### III. 2. HIDROGRAFÍA Y ACTIVIDAD GLACIAL.

El Volcán Citlaltépetl, presenta distintas formas de drenaje dependiendo de los gradientes de pendiente en los distintos flancos y del clima predominante en estos. Es importante señalar el marcado contraste climático que existe entre los flancos Oriental y Occidental. Mientras que hacia la porción Occidental el clima predominante es seco, el flanco Oriental presenta características mucho más tropicales con mayor precipitación pluvial.

En la porción Occidental, el volcán es drenado por arroyos efímeros y el desnivel que presenta con respecto a la cuenca es de 3,000 m. Hacia el Este y Sur está drenado por ríos en valles profundos y la diferencia de altitudes tiene más de 4,400 m. Las pendientes del Citlaltépetl, como en los demás estratovolcanes mexicanos, están disectadas por barrancas en patrón radial que descienden hacia la cuenca. Actualmente sólo el flanco norte tiene actividad glacial (Figura 3). Sin embargo, es importante destacar que la posición y extensión de los glaciares ha sido distinta durante la evolución del Citlaltépetl. Estudios realizados por Heine (1988), en base a fechamientos de  $^{14}\text{C}$  hechos en

### Figura No. 3.

Mapa Geomorfológico-Glacial de la zona proximal del Volcán Citlaltépetl. Modificado de Heine (1988).

Se observa la distribución del glaciar actual localizado, en su mayor parte, en el flanco Norte. Una pequeña porción se observa en el flanco SE.

La extensión de los hielos alcanza casi 2 km en el flanco Norte.

Simbología:

1. Glaciar y hielo fósil debajo de los sedimentos.
2. Morrena MV.
3. Morrena MTV.
4. Morrena MIII.
5. Morrena MIII.
6. Morrena MI.
7. Circo Glacial.
8. Valle en forma de U.
9. Roca aborregada<sup>1</sup> (*roches moutonnées*)
10. Dirección de movimiento del hielo.
11. Lengua de rocas<sup>1</sup> (*rock glacier*).
12. Morrena con bloques estriados.
13. Talud.
14. Depósito de flujo de detritos.
15. Hinchazón del Suelo<sup>1</sup> (*Thufur*).
16. Cráter.
17. Escarpe abrupto.
18. Flujo de lava.
19. Cresta.
20. Valle o barranca
21. Filo del valle.
22. Límite de la vegetación.
23. Manantial con arroyo.
24. Sendero.

<sup>1</sup> Traducción literal tomada de: Diccionario Geomorfológico; Lugo H., J. UNAM, 1989.

# PICO DE ORIZABA

0 0.5 1.0 2km



- |    |    |
|----|----|
| 1  | 13 |
| 2  | 14 |
| 3  | 15 |
| 4  | 16 |
| 5  | 17 |
| 6  | 18 |
| 7  | 19 |
| 8  | 20 |
| 9  | 21 |
| 10 | 22 |
| 11 | 23 |
| 12 | 24 |

W. MEINKE 1976. Escala 1:50,000

fragmentos de madera carbonizada encontrados dentro de depósitos piroclásticos asociados a tillitas y utilizando métodos de fechamiento relativos, proponen cuatro avances glaciares en el Citlaltépetl para el Cuaternario tardío:

MI. De 35,000 a >30,000 años.

MIII. De 11,000 años a 8,500

MIV. De 3,000 a 2,000 años.

MV. Hace aproximadamente 1,000 años.

La simbología (MI, MIII, MIV, MV) corresponde a los depósitos morrénicos encontrados por Heine en el Citlaltépetl (Figura 3). Es importante señalar que la intensidad de los avances glaciares en el Citlaltépetl han disminuido con el tiempo geológico. Mientras que para la época MI los hielos avanzaron hasta casi 10 km de distancia desde el cráter, los depósitos de la fase MV solamente alcanzaron cerca de los 4 km, sin embargo su distribución al rededor del cráter fue más amplia. Es evidente, por tanto, un retroceso en la actividad erosiva de los hielos desde los últimos 35,000; esto puede deberse a fluctuaciones globales en las condiciones climáticas (Heine, 1988).

Lorenzo (1959) propone que el área que cubre el glaciar actual del Citlaltépetl es de 9.5 km<sup>2</sup> y por lo tanto es la zona de hielos más grande de la República, y una de las más importantes de la zona tropical del Hemisferio Norte. Lo clasifica como un glaciar subpolar con una capa de hielo que alcanza profundidades variables entre los 10 y 20 metros (Lorenzo, 1959).



## **IV. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.**

### **IV. 1. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL.**

El volcán Citlaltépetl, como se ha mencionado anteriormente, se encuentra localizado en la intersección de dos provincias fisiográficas bien definidas: La Faja Volcánica Mexicana y la Sierra Madre Oriental. Estrictamente el Citlaltépetl, está localizado dentro de la Faja Volcánica Mexicana en su porción Oriental. Limita al Norte con la Sierra de Las Cumbres-Cofre de Perote que, a su vez, finaliza con lo que se ha denominado como Macizo de Teziutlán; hacia el Sur y Sureste se encuentran aflorando las rocas sedimentarias mesozoicas pertenecientes a la Sierra Madre Oriental; hacia el Este se presentan las rocas la planicie Costera del Golfo; y hacia el Occidente las rocas volcánicas de la llamada Cuenca de Libres Oriental (Ver figuras 1 y 2).

La Faja Volcánica Mexicana consiste en un gran número de conos cinéticos, maares, domos y estratovolcanes de edad Terciaria-Cuatemaria, que se encuentran distribuidos a lo largo de una franja de Orientación aproximada E-W; desde Puerto Vallarta en el Pacífico, hasta el Citlaltépetl hacia las costas del Golfo de México. La composición química y mineralógica de las rocas asociadas a la FVM pertenecen, principalmente, a la serie calcoalcalina (Verma, 1987).

Se han propuesto distintas teorías para el origen de las rocas ígneas de la FVM, la mayoría de los autores la relacionan con la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, (Negendank *et al.*, 1985; Cantagrel y Robin, 1979; Demant, 1982).

Aunque en el objetivo de esta tesis no está contemplado el estudio de las rocas sedimentarias, se presenta una estratigrafía correspondiente a las rocas que afloran en el área circundante al Citlaltépetl. En la figura 4 se muestra la columna estratigráfica sedimentaria. Es preciso señalar que no existe un mapa adecuado que muestre los afloramientos de cada formación en la zona. Será

**Figura No. 4.**

Columna estratigráfica de las rocas sedimentarias aflorantes en el área circundante al Volcán Citlaltépetl. La información de esta columna fue compilada y modificada de los trabajos hechos por Viniegra-Osorio (1965) y Yañez-García (1980).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA ROCAS SEDIMENTARIAS CIRCUNDANTES AL VOLCÁN CITLALTÉPETL*					
ERA	SISTEMA	EPO	FORMACIÓN	ROCA	DESCRIPCIÓN
MESOZOICO CRETÁCICO		Maastrichtiano	Attoyac		Calizas blancas, biógenas. Facies Arcocifal.
		Campaniano Sancosmiano	Necotla		Sedimentos arcillo-margosos con horizontes de caliza y brechas calizas en la base. Facies de Cuenca.
		Coniaciano Turoniano	Maltrata Guzmante		Sedimentos arcillosos y calizas con pedernal negro. Facies de cuenca. } Calcareonita Biógena Facies Plataforma
		Genomaniano Albiano	Orizaba		Calizas blancas biógenas y masivas. Facies arcocifal.
		Aptiano	Capolucan		Calizas negras con pedernal negro y horizontes oolíticos. Facies de cuenca arcifica.
		Neocomiano	Tixpanguillo		Calizas negras con pedernal. Facies de Cuenca.

\* Modificado de Viniéga-Osorio, 1965 y Yañez-García, 1980.

preciso, en un futuro, tratar de descifrar de manera detallada la localización geográfica de cada unidad sedimentaria.

## ***Rocas Sedimentarias.***

### **Formación Tuxpanguillo. (*Neocomiano*).**

Las rocas pertenecientes a la Formación Tuxpanguillo se encuentran aflorando en diversas localidades al Sur y Sureste del volcán Citlaltépetl.

Viniegra-Osorio en 1965, señala que "...estas rocas del Neocomiano se encuentran descansando transicionalmente sobre las secuencias Jurásicas, de manera que, de un cuerpo de pizarras pasa a una serie de calizas de estratificación delgada, con tendencia a hacerse laminares, de colores oscuros, conteniendo en su matriz nódulos o segregaciones de pedernal negro. La cima de esta formación está constituida por un cuerpo de calizas de color gris oscuro a negro, formando estratos que varían de 10 cm 3 metros de espesor, abundando el pedernal negro, que se manifiesta indistintamente como segregaciones, nódulos o lentes.

Las calizas son de textura microclástica con intercalaciones de lutitas y calizas arcillosas de color gris claro y gris oscuro, ocasionalmente se encuentran horizontes dolomitizados y líneas estiolíticas rellenas de material negro, posiblemente manganeso."

El paso del Neocomiano al piso inmediato superior, Aptiano (Formación Capolucan), es transicional, a tal grado que no se puede apreciar en el campo ningún cambio litológico notable, ya que su similitud con el Neocomiano (Formación Tuxpanguillo) es tan parecida que solamente se puede fijar su contacto por paleontología. El espesor aproximado de esta formación es de 500 metros; (Viniegra-Osorio, 1965).

**Formación Capolucan. (Aptiano).**

Esta formación se encuentra aflorando hacia el SE del volcán Citlaltépetl, fue descrita por Mena y Flores en 1961 y por Viniestra-Osorio en 1965 (Viniestra-Osorio, 1965). El primero la describe como un cuerpo de calizas negras, criptocristalinas, con segregaciones de y bandeamientos de pedernal negro, bien estratificadas en capas 20 cm a 1 metro y ocasionalmente estratos de caliza clástica de 4 a 5 metros de potencia, pseudo-estratificados. En algunas secciones se han presentado horizontes de caliza parcialmente dolomitizada y calizas oolíticas que se suceden a intervalos muy irregulares. Una de las particularidades de esta formación es que presenta, con cierta regularidad, horizontes de caliza microbrechoides, que pasan a formar brechas de tipo intraformacional de cementante gris más claro, que se acentúa hacia la base de estos estratos clásticos.

El paso de esta formación a la inmediata superior (Formación Orizaba) es igualmente transicional y comienza con la desaparición gradual de las calizas negras; cambiando su coloración de calizas gris oscuro a claro, para convertirse en calizas color crema calcareníticas, microcristalinas a cristalinas, en horizontes variables en potencia. No se conoce el espesor completo de esta secuencia.

**Formación Orizaba. (Albiano-Cenomaniano).**

La Formación Orizaba fue descrita originalmente como una unidad representativa de la llamada *serie Escamela* (Viniestra-Osorio, 1965), a raíz de la iniciación de los trabajos de Petróleos Mexicanos en la Cuenca de Veracruz. El nombre con que fue designado este cuerpo de calizas se debe al Cerro Escamela, ubicado en las cercanías de la Ciudad de Orizaba. Posteriormente recibe el nombre de Formación Orizaba, y es así como se menciona en los trabajos de exploración de Comisión Federal de Electricidad para la zona geotérmica de Los Humeros-Derrumbadas; (Yáñez-García, 1980).

La formación Orizaba aflora en algunas localidades que rodean al Volcán Citlaltépetl; tanto al Sur, cerca de la Ciudad de Orizaba como al Norte hacia la zona de los Humeros.

Para la región de Orizaba, esta formación se ha considerado de edad Albiano-Cenomaniano. Subyace a las calizas de la Formación Maltrata y sobreyace concordantemente a la formación Capolucan, de edad Aptiana. Esta potente formación, de más de 2,500 metros, fue sido descrita por Ríos en 1955 (Yañez-García, 1980); como un grupo potente de calizas de estratificación delgada y gruesa, de 40 cm a 2.5 metros de espesor, siendo más frecuentes los estratos gruesos en la parte inferior, comunmente dolomitizados. Hacia la parte media y superior del grupo la estratificación es más delgada, con abundantes microfósiles y algunas capas abundantes en microfósiles. Cerca de Orizaba, en la falda Oriental del Cerro Escamela, en el flanco poniente, se presenta en una serie de calizas gris claro en bancos de 20 a 30 cm de espesor, fosilíferas, casi verticales, descansando en contacto tectónico, sobre las "Pizarras Necoxtla". En el flanco Oriental del cerro se encuentran normalmente sobrepuestas a las calizas oscuras del Aptiano. El espesor expuesto en la falda occidental del Cerro Escamela es de 350 a 400 metros, en tanto que en la falda oriental escasamente llega a los 200 metros.

En el área de los Humeros-Derrumbadas las rocas que constituyen la formación Orizaba son calizas de tipo arrecifal con abundante fauna bentónica y corresponden a un cambio de facies con los sedimentos de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior (Yañez-García, 1980).

Por lo general la Formación Orizaba se presenta en forma masiva y unicamente en las zonas de transición o cambio de facies se halla estratificada; forma grandes bancos con abundantes fragmentos de megafósiles (caprinidos, gasterópodos, corales y fragmentos de pelectpodos); (Yañez-García, 1980).

**Formación Guzmanilla. (Turoniano-Coniaciano).**

La formación Guzmanilla (Viniestra-Osorio, 1965), está ampliamente distribuida en la zona de estudio, en las regiones de Orizaba, Córdoba, y a casi todo el frente sur oriental de la Sierra Madre Oriental, dentro de los estados de Oaxaca y Veracruz.

En la parte basal de esta formación, se asume la existencia de un cuerpo de dolomías. Este cuerpo, de más de 250 metros de espesor, lo constituyen calizas (dolomías) de tipo sacaroides, gris crema a gris pardo, con abundancia de pedernal color gris oscuro en la base, y calizas dolomíticas de estratificación gruesa en la cima. El cuerpo intermedio, lo constituye un grupo de calizas fosilíferas calcareníticas de más de 700 metros de espesor, donde alternan, dentro de los estratos de caliza, lentes de rudistas, corales y algas. En la cima, existen sedimentos generados en medios ambientes diferentes: (1) el basal llamado comúnmente "Facies de miliólidos", de 540 metros de espesor; (2) el horizonte de calizas con pedernal y fauna pelágica de 100 metros de potencia y (3) el nombrado "Facies oolítica", de 60 a 90 metros de espesor, (Viniestra-Osorio, 1965).

Yañez-García *op. cit.*, señala que para la región de Los Humeros-Derrumbadas "la formación Guzmanilla está representada por una calcarenita biógena pardo claro a crema, en capas potentes, alteradas por disolución, cubiertas por gruesas capas de caliche que la enmascaran en superficie; se encuentran parcialmente recristalizadas. Su clasificación de campo varía de "mudstone" a capas de "packstone" y "grainstone". El espesor de las capas es muy potente y varía de 0.40 m a 2.20 m. En algunas localidades se parecían capas de caliza clástica y conglomerática y algunos estratos con capitas y nódulos de pedernal".

**Formación Maltrata. (Turoniano-Coniaciano).**

Esta formación se encuentra ampliamente distribuida en el área de estudio, en el Valle de Acultzingo (Sur del Citlaltépetl), como un gran cuerpo de sedimentos calcareos, predominantemente

oscuros, que cubre el extremo noroccidental del sinclorium que nace en el extremo sureste de la Sierra, en las inmediaciones del Río Santo Domingo y se prolonga hacia el noroeste al pie del volcán Picc de Orizaba; (Viniestra-Osorio, 1965).

Su presencia es frecuente a lo largo y ancho de la Sierra Madre Oriental quedando discontinuada esporádicamente. Desde Santa Rosa, en el Valle de Orizaba hacia el Sur y al Oriente, descansa sobre las calizas de la Formación Orizaba y está en correlación directa con la Formación Guzmanlla en cambio de facies (Viniestra-Osorio, 1965).

Esta formación está constituida por calizas negras criptocristalinas o microcristalinas, arcillosas o margosas, formando estratos de 10 a 20 cm de espesor que contienen nódulos o bandeamientos de pedernal negro; (Viniestra-Osorio *op. cit.*).

Yáñez-García *op. cit.*, señala que para la zona de Los Humeros-Derrumbadas la Formación Maltrata está representada por una caliza arcillosa gris oscura y pardo clara, en capas delgadas a medianas que varían de 15 a 40 cm de espesor, con intercalaciones muy delgadas de margas y lutitas arenosas grises y gris verdosas; estas últimas con abundantes ramaleos de calcita y delgadas películas de arcilla roja.

#### **Formación Necoxtla. (Santoniano-Campaniano).**

Esta formación debe su nombre al pueblo de Necoxtla, que se encuentra en las inmediaciones del poblado de Santa Rosa, hacia el sur del volcán Citlaltépetl. Se trata de una serie de pizarras arcillosas, ocasionalmente margosas, de colores abigarrados con tendencia a ser rojizos u ocre al intemperismo. Las lutitas arcillosas o margas a veces presentan concreciones calcáreas o ferruginosas. Estas rocas cubren una gran extensión dentro de la Sierra Madre Oriental; (Viniestra-Osorio, *op. cit.*). Estas rocas también afloran en la región de Chocamán, subyaciendo por contacto tectónico a las rocas de la formación Maltrata (Turoniano-Santoniano).



En Santa Rosa estas rocas se encuentran sobreyaciendo a las calizas Maltrata y en contacto hacia el Oriente, por falla normal, con las calizas de la Formación Orizaba (Viniestra-Osorio, *op cit*).

#### **Formación Atoyac. ( Campaniano-Maastrichtiano ).**

A esta unidad litológica corresponde un cuerpo calcáreo biógeno, de más de 300 metros, que suprayace generalmente a las calizas de la unidad Guzmanilla en aparente concordancia. Ocasionalmente estas calizas suprayacen a sedimentos lutíticos de la formación Necoxtla, tal como sucede en diversas localidades al norte del poblado de Fortín de las Flores y al Oriente de Chocamán, en la carretera a Huatusco. (Viniestra-Osorio, *op cit*).

Al igual que las calizas del Turoniano, la unidad Atoyac contiene estratos de calcarenita, en horizontes de calizas claras, con abundantes fósiles. Su facies parece ser bentónica casi exclusivamente, aunque podría existir esporádicamente facies pelágicas. (Viniestra-Osorio, *op cit*).

## ***Rocas Ígneas.***

El estudio de las rocas ígneas a nivel regional para la zona del Citlaltépetl y sus alrededores ha sido estudiado por diversos autores con finalidades distintas. Son conocidos los trabajos de Cantagrel y Robin (1979), Cantagrel *et al.* (1984), Robin y Cantagrel (1982) sobre la evolución de la Faja Volcánica Mexicana, los estratovolcanes mexicanos y, en específico, sobre el Volcán Citlaltépetl. Los trabajos de Negendank *et al.* (1985), sobre la evolución geoquímica y tectónica de la porción Oriental de la Faja Volcánica Mexicana. Los estudios realizados por los geólogos de la Comisión Federal de Electricidad para la zona geotérmica de Los Humeros-Derrumbadas (Yáñez-García, 1980) e incluso

algunos trabajos de geología petrolera hechos por PEMEX (Viniegra-Osorio, 1965), en donde se incluye una pequeña descripción de los eventos volcánicos recientes.

Recientemente destacan los trabajos vulcanológicos de Carrasco-Núñez (1993), Carrasco-Núñez, et al. (1993); Siebe *et al.* (1993), y Haskuldsson y Robin (1993) sobre la evolución del Citlaltépetl y sobre algunos eventos volcánicos específicos que, de generarse actualmente, podrían significar un desastre para las poblaciones aledañas al volcán.

El Citlaltépetl forma el límite oriental de la FVM y se encuentra rodeado por distintos centros eruptivos con edades que varían entre el Oligoceno (31.0 +/- 3.7 años) y el Holoceno. La mayor actividad magmática para esta zona se registra durante el Pleistoceno, periodo en el cual entraron en erupción la mayoría de los centros emisores en los alrededores incluyendo el Citlaltépetl (Negendank *et al.*, 1985).

Todas las rocas volcánicas de esta zona, se encuentran sobreyaciendo a rocas sedimentarias Cretácicas intensamente plegadas y falladas por los efectos de la Orogenia Larámide. Después del levantamiento, durante el Terciario, fueron depositados sedimentos terrígenos y lacustres que se intercalaron con productos volcánicos en el inicio de la actividad magmática (Siebe y Verma, 1988; Siebe, 1986). Negendank *et al.* (1985) señalan que la actividad magmática se inició hace 31.0 +/- 3.7 años (por datos obtenidos en la sienita Cerro Pinto [ver figura 2]).

### ***GEOLOGÍA DE LA SIERRA COFRE DE PEROTE - CITALTÉPETL.***

Esta sierra volcánica, de orientación aproximada N-S, está formada por dos estratovolcanes: El Cofre de Perote (4280 m.s.n.m.) al Norte y el Citlaltépetl (5675 m.s.n.m.) al Sur. En medio de los dos grandes volcanes y de Norte a Sur, se encuentran tres calderas: Cerro Desconocido (3120 m.s.n.m), Cerro Tecomaes (3500 m.s.n.m) y el Cerro las Cumbres (3940 m.s.n.m) con un domo asociado en la cima; además se localizan diversos conos monogenéticos, conos de explosión y domos. (Figura 2).

Yáñez-García (1980) reporta una edad de 1.7(1.9) m.a. para la base del Cofre de Perote, de esta manera el inicio de la actividad volcánica en la zona puede ser situada a finales del Plioceno. Sin embargo Cantagrel y Robin (1979), señalan que el inicio del vulcanismo se localiza en 1.57 +/- 0.05 m.a. (Inicio del Pleistoceno). Las rocas que emitió el Cofre de Perote son principalmente andesitas y dacitas de carácter calcoalcalino (Negendank *et al.*, 1985).

Hacia el Sur del Cofre de Perote se encuentran dos calderas: Cerro Desconocido y Cerro Tecomales, ambas con emisiones de rocas andesíticas y de edad Pleistocénica media y tardía (Negendank *et al.*, 1985).

Al sur del Cerro Tecomales se localiza la caldera del Cerro las Cumbres, la cual presenta un domo en el centro de su estructura. Las rocas de esa estructura son de composición dacítica y andesítica ácida, y tienen una edad del Pleistoceno medio-tardío. Junto con esta caldera se asocian diversos domos de los alrededores (Negendank *et al.*, 1985). Estudios recientes en las Cumbres señalan fechas de actividad entre los 16,000 y 18,000 años (Rodríguez-Elizarraras, comunicación personal).

Hacia la porción Sur de la zona se encuentran dos estratovolcanes: el Citlaltépetl y el Sierra Negra, que se describirán a mayor detalle en el capítulo siguiente.

### ***GEOLOGÍA DE LA CUENCA ORIENTAL O AREA DEL ALTIPLANO.***

La Cuenca endorreica Oriental está caracterizada por numerosos centros eruptivos. Además se encuentran ocasionalmente afloramientos de calizas cretácicas fuertemente plegadas y falladas con una orientación preferencial NW-SE, producto de la orogenia Larámide (Negendank *et al.*, 1985).

Un ejemplo del vulcanismo de esta area se sitúa en los alrededores de Ciudad Serdán, en donde existen numerosos conos monogenéticos, con flujos de lava asociados de edad Pleistocénica temprana - Holocénica, de composición andesítica (Negendank *et al.*, 1985).

Destaca, también, el volcán escudo llamado Cerro Malpais y un complejo de conos de explosión que incluyen maars, anillos de tobas y conos de tobas, además de conos cineríticos con derrames lávicos asociados de edades que varían entre el Pleistoceno temprano hasta el Holoceno. Estos complejos tiene composiciones andesíticas a basáltico andesítico (Negendank *et al.*, 1985).

En la parte central de la Cuenca Oriental, se encuentran los domos riolíticos de las Derrumbadas y algunos conos monogenéticos asociados. El Cerro de las Derrumbadas está formado por dos domos gemelos, presenta actividad fumarólica y una extensa alteración hidrotermal en las rocas. Esta zona es de gran importancia por su potencial geotérmico (Siebe y Verma, 1988). La evidencia más reciente de vulcanismo en esta zona es un flujo viscoso de lava andesítica al E del Cerro de las Derrumbadas de edad Holocénica (Negendank *et al.*, 1985), además de que ha sufrido numerosos colapsos de su edificio que han dado lugar a depósitos de avalancha.

El volcán Cerro Pinto, al NW de las Derrumbadas, es también una estructura gemela de vulcanismo riolítico. Al Norte se presenta un anillo de tobas caracterizado por tener una caldera central y, hacia el Sur, se presenta un domo asociado. Esta estructura gemela se formo durante el Pleistoceno Temprano (Negendank *et al.*, 1985).

Hacia el Norte del complejo Cerro Pinto se encuentra una pequeña estructura dónica denominada como Cerro Pizarro, cuya actividad pudo haber comenzado a inicios del Pleistoceno (Negendank *et al.*, 1985).

El norte de la Cuenca Oriental, entre Los Humeros y Guadalupe Victoria, está dominada por numerosos campos lávicos. El más extenso de ellos es basáltico andesítico de edad Pleistocénica Temprana - Holocénica y está asociado directamente a la evolución de la Caldera de los Humeros.

Recapitulando los datos anteriores se resume, brevemente, que la zona de estudio, a nivel regional, presenta características vulcanológicas complejas que incluyen fases efusivas de composiciones variables, -desde lavas viscosas de composición riolítica en el emplazamiento de domos (Las Derrumbadas), hasta lavas muy fluidas de composición basáltica que dieron origen a la construcción de volcanes escudo (Cerro Malpais). Sin olvidar, por supuesto, la intensa actividad que dió origen a grandes estratovolcanes (Cofre de Perote y Citlaltépetl)-. También son conocidas las fases explosivas que dieron origen a grandes depósitos de piroclásticos que se encuentran a lo largo y ancho de la zona de estudio, incluyendo estructuras cuyo origen se asocia exclusivamente a la actividad explosiva (conos de explosión); además de la presencia de estructuras tipo caldera (Tecomales, Desconocido y Humeros).

Aunque son necesarios mayor cantidad de fechamientos para esta zona, es posible inferir que la actividad ígnea comenzó hacia finales del Plioceno en la parte Norte, siguiendo ésta hasta épocas recientes, como lo demuestran las crónicas de los conquistadores (ver introducción de esta tesis). Es posible pensar, en base a los fechamientos, que existe una tendencia migratoria del vulcanismo desde el Norte hacia el Sur. Sin embargo, y aunque esta teoría ha sido adoptada (Negendank *et al.*, 1985), son necesarios mayor cantidad de fechamientos pues los datos con los que se cuentan son insuficientes para poder asegurar una clara migración. La figura 5 es una recopilación de los fechamientos mencionados por algunos autores y los posibles rangos de tiempo en donde existió actividad volcánica.

La composición de las rocas emitidas en esta zona es, también, variable. Predominan los productos volcánicos calcoalcalinos representados en rocas que varían en su definición petrográfica desde basaltos hasta riolitas, con un mayor volumen de productos intermedios (andesitas y dacitas).

**Figura No. 5.**

**Estratigrafía volcánica de la Cuenca Oriental y Sierra Cofre de Perote - Citaltépetl. Las líneas representan los rangos de tiempo que abarca la actividad de determinado centro eruptivo, determinados en base a análisis radiométricos y correlaciones estratigráficas relativas. La simbología NH 4, NT 1, U 16, etc. Representan números de muestra localizables en el mapa, y a partir de las cuales se realizaron fechamientos. Modificado de Negendank (1985).**

EPOCA	M.A.	Volcan-Gentil, 1982 Cienca Oriental	CIENCA ORIENTAL	SIERRA COFRE DE PEROTE-CITUALTEPETL
Oligoceno		31.0 +/- 3.7 Sierrita E Cerro Pardo		
Mioceno	73.7			
Plioceno	5.3			
Pleistoceno	1.4	1.6 +/- 0.3 Cerro Pardo 1.7(1.9) Lava E	<p><u>0.82 Cerro Derrumbadas</u></p> <p><u>Evolución de Caldera Muñeros</u></p> <p>Complejo Ajoluján NH 1, 2</p> <p>S Co. Seco NT 21</p> <p>Complejo Ajojuca NH 6, 7, 8</p> <p>Maar de Tecuilapán NH 28, 19, 30</p> <p>Conos y maares El Seco NT 15, 14 (U15)</p> <p>C. Malpais U16, NH11, 17</p> <p><u>Maares y conos S Cerro Derrumbadas</u></p> <p>Conos E Cerro Derrumbadas U18 N17</p> <p>Cono W Cerro Derrumbadas NT1</p> <p>Cono E Cerro Finto NH37</p> <p><u>Cerro Derrumbadas</u> NT4, 2, 3, 5, 8a/b10</p> <p>Cerro Finto NT9 NH33</p> <p>Volcanes E Gpe. Victoria NT30 NH10-14 U119</p> <p><u>Cerro Izarra</u></p> <p><u>Complejo Cofre de Perote</u></p> <p><u>Cerro de las Cumbres</u> OM1, 2 (U17) (NH27)</p> <p><u>VOLCAN CITUALTEPETL</u></p> <p>Sierra Negra R10 NH31, 21</p>	
Holoceno	0.01	0.058 +/- 0.01 Lava NH / Lava E		

Toda información suministrada de  
Agosto de 1985  
Cienca Oriental / Sierra Cofre - Citualtepetl

Sin embargo, existen rocas que por su afinidad química han sido clasificadas como rocas alcalinas y subalcalinas y que petrográficamente reciben el nombre de "Hawaiitas"; estas rocas podrían representar una incompatibilidad con el modelo de subducción y arco magmático clásico de la tectónica de placas y, por lo tanto, será necesario un estudio más detallado tanto en el ámbito tectónico como en el petrológico-vulcanológico para explicar su origen.

#### IV. 2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.

En el volcán Citlaltépetl y áreas circundantes se han hecho algunos estudios de geología estructural y neotectónica que marcan entre sí algunas controversias. Destacan los trabajos hechos por Negendank *et al.* (1985), los estudios regionales hechos por Cantagrel y Robin (1979) y algunas menciones en trabajos de Siebe *et al.*, (1993) y por Haskuldsson y Robin (1992).

Como se ha señalado, el Citlaltépetl se encuentra sobreyaciendo a las secuencias sedimentarias Mesozoicas de la Sierra Madre Oriental. Estas rocas se encuentran fuertemente plegadas y falladas con una dirección predominante NW-SE, producto de los efectos de la Orogenia Laramide. Negendank *et al.* (1985), realiza estudios de lineamientos en base a imágenes de satélite en la porción Oriental de la Faja Volcánica Mexicana. Su trabajo pretende encontrar una dependencia directa entre los lineamientos y los centros eruptivos; sin embargo, no parece existir una clara relación entre ellos (Figura 6), aunque es evidente que algunos de estos rasgos siguen orientaciones preferenciales NNE-SSW y NW-SE (Negendank *et al.*, 1985; Siebe *et al.*, 1993). Aparentemente las estructuras de orientación NW-SE son las más antiguas ya que afectan a rocas Mesozoicas y no a Cuaternarias.

Cantagrel y Robin (1979) habían propuesto una tectónica distensiva tipo graben para la porción Oriental de la Faja Volcánica Mexicana, la que provocaría un sistema de fallamientos con dirección predominante N-S que podría correlacionarse con la dirección preferencial que presenta la Sierra Cofre de Perote - Citlaltépetl (NNE-SSW). Además, éste sistema de fallas normales separarían las tierras altas del altiplano mexicano con la llanura costera del Golfo de México. Sin embargo esta



hipótesis no ha sido probada y, de hecho, Negendank y colaboradores (1985) se oponen a esta teoría argumentando que no existe ningún lineamiento con dirección N-S.

En contraparte, Haskuldsen y Robin (1993) proponen que existe una importante falla transforme sinistral subyaciendo al sistema volcánico del Citlaltépetl. Sugiere que esta falla o sistema de fallas pudo ser generada debido a la fricción entre la placa que se hunde (Placa de Cocos) y la placa continental que cabalga (Placa Norteamericana). De esta manera se habría facilitado el ascenso de magma a través de una corteza ampliamente fracturada. Sin embargo, el estudio detallado de imágenes de satélite no muestra ningún rasgo que se asocia a la existencia de dicho lineamiento sinistral (Figura 6).

Es evidente que las teorías estructurales presentan ciertas discrepancias, no obstante es posible observar claramente que los lineamientos principales siguen una dirección preferencial NNE-SSW y NW-SE (figura 6) y es posible, como lo señala Siebe et al. (1993), que los centros eruptivos que forman la cadena volcánica Cofre de Perote - Citlaltépetl se encuentren localizados en zonas de debilidad cortical creadas por la intersección de éstas fallas.

Se ha mencionado, en múltiples ocasiones, que la actividad volcánica de la Faja Volcánica Mexicana ha migrado paulatinamente hacia el Sur (Luhr y Carmichael, 1985; Cantagrel y Robin, 1979). Aunque algunos autores han adaptado esta situación regional para el sistema volcánico Cofre de Perote-Citlaltépetl (Cantagrel y Robin, 1979; Haskuldsen y Robin, 1993), argumentando que la estructura más antigua (Cofre de Perote) se encuentra en el límite Norte y el Citlaltépetl (con erupciones históricas registradas) en el límite Sur. Tal migración no es aplicable en forma estricta para este sector ya que la estructura volcánica más meridional es el volcán Sierra Negra, que presenta una evolución independiente al Citlaltépetl. El rango de tiempo que abarca la actividad del Sierra Negra representa un estadio intermedio entre el emplazamiento del cono más antiguo del Citlaltépetl (volcán Torrecillas) y el cono actual (volcán Citlaltépetl). Son necesarios, por otro lado,

numerosos fechamientos a lo largo del sistema Cofre de Perote - Citlaltépetl para poder conformar una evolución cronológica confiable.

En este sentido, el vulcanismo de la zona Cofre de Perote - Citlaltépetl está conformado por una evolución geológico-estructural compleja que incluye el emplazamiento de centros eruptivos diversos (estratovolcanes, calderas, conos cineríticos, maares y domos), en zonas de debilidad cortical que propician el ascenso de magma hacia la superficie.

**Figura No. 6.**

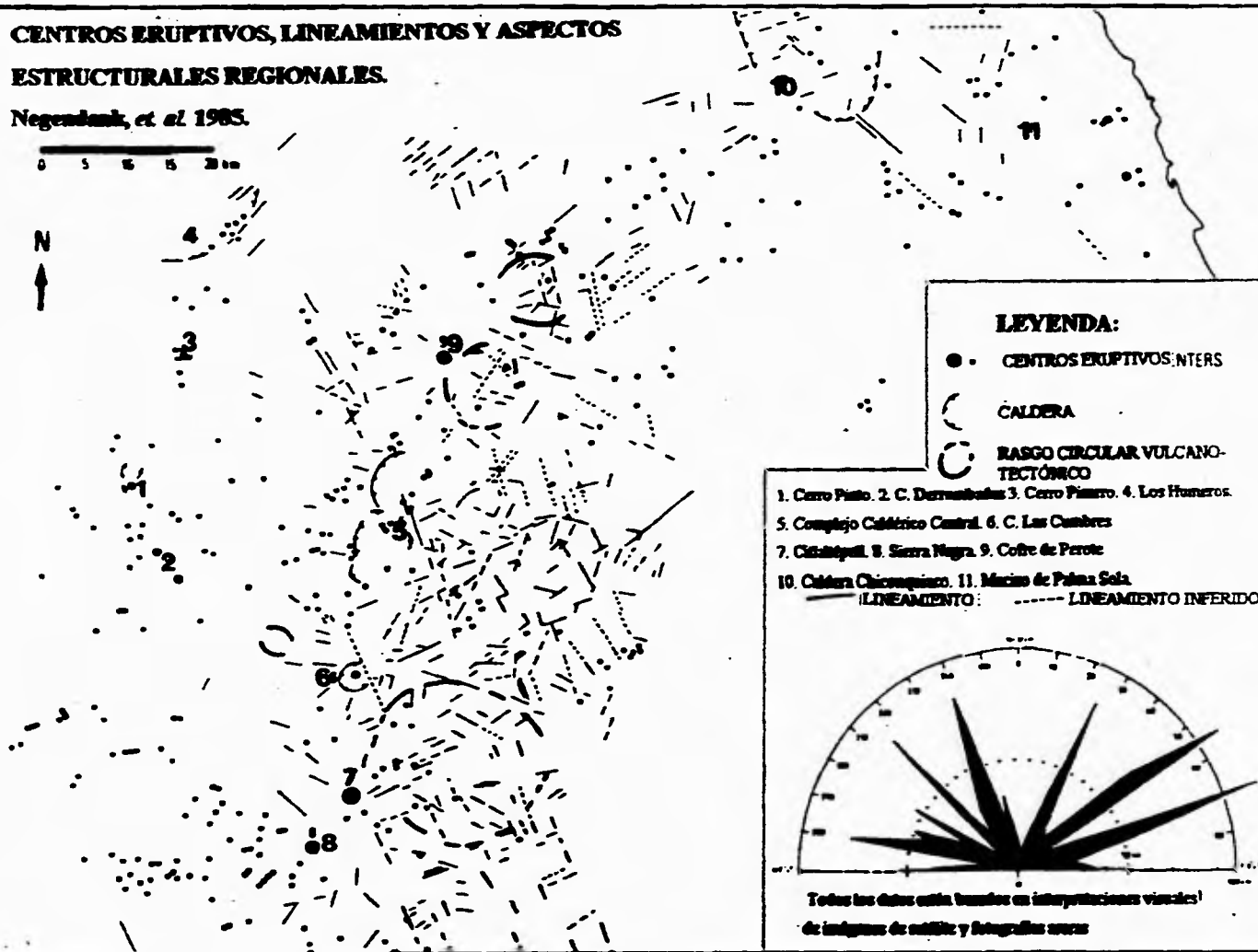
**Lineamientos estructurales y centros eruptivos para la zona del Citlaltépetl y áreas circundantes. Basados en la interpretación de imágenes de satélite y fotografías aéreas. Modificado de (Negendank *et al*, 1985).**

**CENTROS ERUPTIVOS, LINEAMIENTOS Y ASPECTOS  
ESTRUCTURALES REGIONALES.**

Negendank, et al 1965.

0 5 10 15 20 km

N  
↑

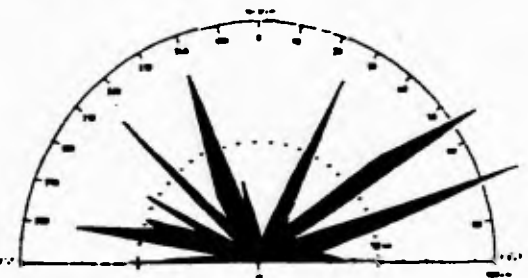


**LEYENDA:**

- CENTROS ERUPTIVOS: NTERS
- CALDERA
- BASSO CIRCULAR VULCANO-TECTÓNICO

1. Cerro Pinto. 2. C. Derrenbaldas. 3. Cerro Pinaro. 4. Los Hornos.
5. Complejo Caldrónico Central. 6. C. Las Cumbres
7. Ciudadpall. 8. Sierra Negra. 9. Cofre de Perote
10. Caldera Chicomquero. 11. Mucio de Palmas Sola

— LINEAMIENTO:      - - - - - LINEAMIENTO INFERIDO



Todos los datos están basados en interpretaciones visuales!  
de imágenes de satélite y fotografías aéreas

## V. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL.

### V.1. Antecedentes.

El volcán Citlaltépetl es una estructura compleja que incluye derrames lávicos, depósitos piroclásticos, vulcanoclásticos y domos. Su actividad comenzó hace aproximadamente 0.5 M.a. (Carrasco-Núñez, 1992; 1993) y sus depósitos cubren aproximadamente 1,000 km<sup>2</sup>. La última erupción reportada data de 1687 (Mooser *et al.* 1958).

Dada su actividad histórica, tamaño y extensión de los depósitos, el volcán Citlaltépetl representa un peligro potencial para la zona en que se encuentra emplazado. Por lo tanto es necesario conocer el comportamiento y fenomenología involucrada en la formación de su estructura. Sin embargo, no es sino hasta fechas muy recientes que se han desarrollado estudios más detallados.

Los trabajos que se han realizado a la fecha, incluyen estudios regionales (Yañez-García, 1982; Negendank, *et al.*, 1985) y algunos trabajos sobre la evolución general del Citlaltépetl (Cantagrel y Robin, 1979; Robin y Cantagrel, 1982; Carrasco-Núñez *et al.*, 1990; Carrasco-Núñez, 1992; 1993; Haskuldsson y Robin, 1993). El presente estudio se apoya en los trabajos citados anteriormente y, principalmente, en el desarrollado por el Dr. Carrasco-Núñez (1993).

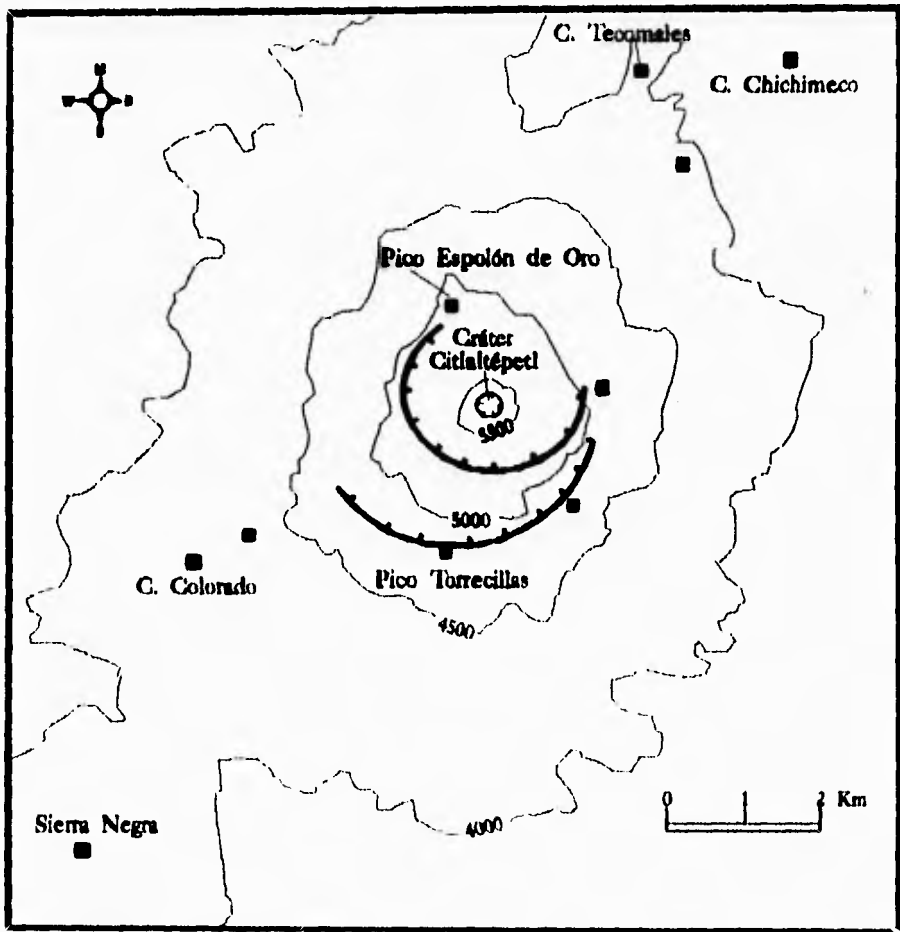
### V.2. Estructura volcánica y estratigrafía.

Muchos estratovolcanes presentan una historia eruptiva basada en la superimposición de conos, aunada a fases explosivas y/o etapas de colapso del edificio volcánico. Este proceso evolutivo es bastante común en los estratovolcanes mexicanos como el Colima o el Popocatepetl (Lahr y Carmichael, 1990; Robin y Cantagrel, 1982; Robin *et al.*, 1983; Carrasco-Núñez, 1985).

**Figura No. 7.**

Localización de los tres conos asociados a la evolución del edificio volcánico del Citlaltépetl. El cono Torrecillas y el Espolón de Oro son los conos antiguos y se encuentran parcialmente destruidos o incompletos. El cráter actual, denominado Citlaltépetl, es una estructura de 400 metros de diámetro y 300 metros de profundidad.

Figura modificada de Carrasco-Núñez (1993).



Carrasco-Núñez (1992; 1993), propone una historia evolutiva para el Citlaltépetl basada en la superposición de tres edificios volcánicos distintos, aunado al emplazamiento de diversos domos silíceos. La posición de los distintos volcanes, inferida a partir de la relaciones estructurales y sus rocas remanentes, están esquematizados en la figura 7. Los cráteres tienen un diámetro de 3-3.5, 2 y 0.4 km. y han sido denominados: Torrecillas, Espolón de Oro y Citlaltépetl, respectivamente. Si observamos la posición relativa de los tres cráteres señalados, se infiere que el magmatismo se enfocó principalmente en un sólo conducto y éste se ha mantenido estacionario desde su formación.

La figura No. 8 muestra los diferentes depósitos emitidos por los distintos volcanes y su posición geográfica, así como también la localización de los tres cráteres y del volcán Sierra Negra. La tabla No. 4 (Carrasco-Núñez, 1993) muestra las características fundamentales de las estructuras volcánicas mencionadas:

**Tabla No. 4.**  
**Características de las Estructuras Volcánicas asociadas al Citlaltépetl.**

Estructura	Tipo	Composición Dominante	Morfología	Volumen Emitido (km <sup>3</sup> )	Diámetro del Cráter (km)
Citlaltépetl	Estratovolcán	Dacítica	Cono truncado con un cráter en la cima	25	0.45
Espolón de Oro	Estratovolcán incompleto	Andesítico-Dacítico	Cráter parcialmente destruido	50	2
Torrecillas	Estratovolcán	Andesítica	Remanentes de una caldera.	270	3-3.5
Sierra Negra	Estratovolcán	Andesítica	Cono erosionado, sin cráter (Estructura de herradura)	70	-
Colorado	Domo endógeno	Dacítica	Estructura de herradura	5	-
Chichimeco	Domo endógeno	Dacítica	Diversos puntos de emisión	10	-



Estructura	Tipo	Composición Dominante	Morfología	Volumen Emitido (km <sup>3</sup> )	Diámetro del Cráter (km)
Chichihualte	Domo exógeno	Dacítica	Anfiteatro, con superficie suave	10	-
Sillatepec	Domo	Dacítica	Domo erosionado con avalancha asociada	5	-
Tecomale	Domo exógeno	Riolítica	Plana, con flujos elongados	5	-

Aunque la estructura de mayores dimensiones es el volcán Torrecillas, sólo algunos remanentes de su estructura original están expuestos en el flanco sur, a una altitud de 4,800 msnm. Estos afloramientos están constituidos por brechas volcánicas, piroclásticos y flujos de lava. Las rocas presentan una intensa alteración hidrotermal. El volcán Torrecillas no tiene expresión alguna hacia el flanco Norte; esto se debe a que, posiblemente, existió un colapso del antiguo edificio. Si nos basamos en las elevaciones relativas de varios afloramientos de calizas Cretácicas en el área de estudio, podemos inferir que las lavas emitidas por el volcán Torrecillas descansan directamente sobre las calizas a una elevación aproximada de 2,500 m.s.n.m. De esta forma, el volcán Torrecillaas creció al menos 2,300 m desde su base y pudo tener un volumen de 270 km<sup>3</sup>.

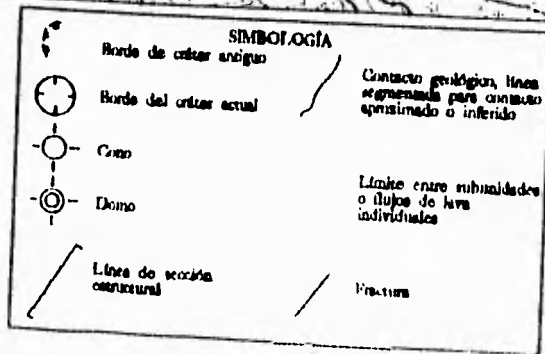
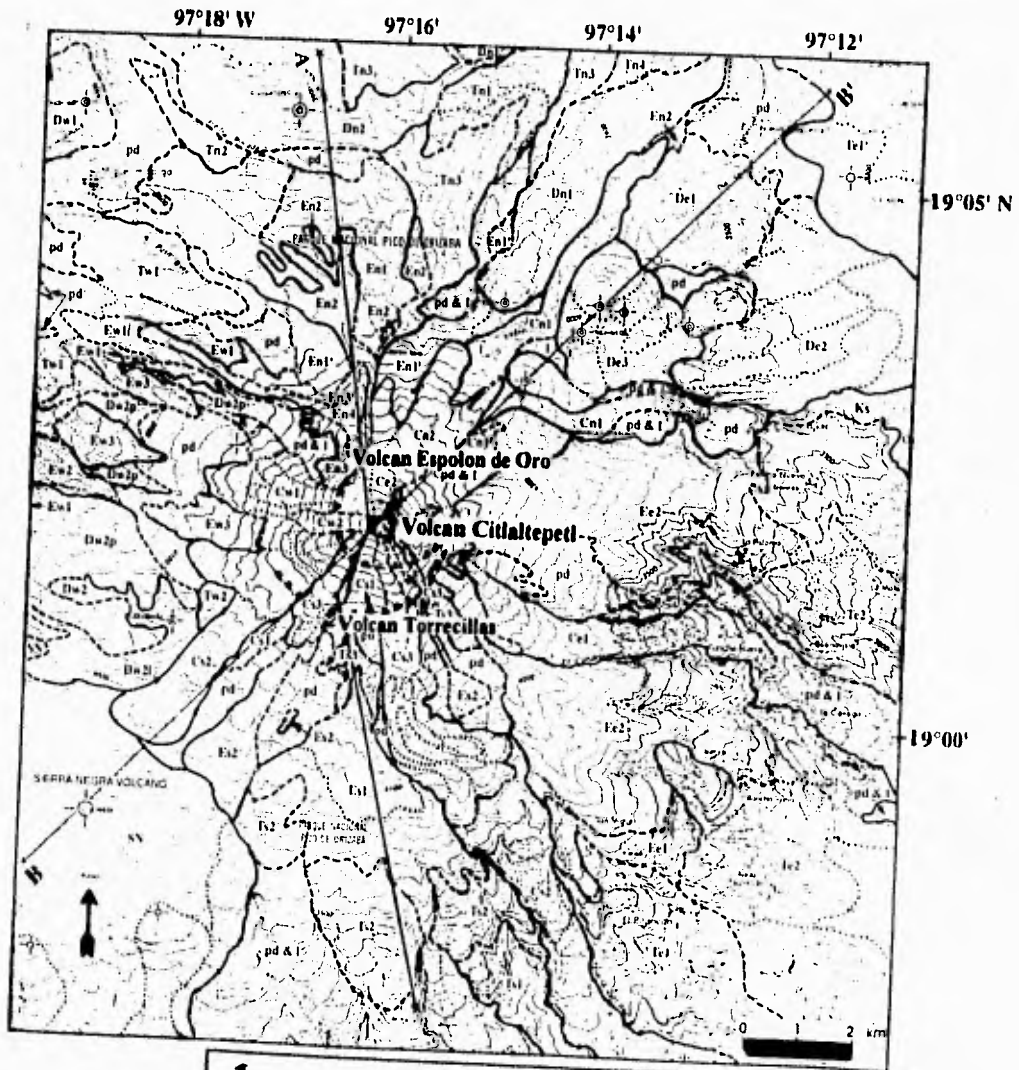
El estratovolcán Sierra Negra, principalmente emitió lavas a través de un conducto central; sin embargo, algunas lavas fueron extruidas por centros eruptivos periféricos, localizados en la zona sur. Este volcán se encuentra localizado, estratigráficamente, en un periodo intermedio entre la construcción del volcán Torrecillas y el volcán Espolón de Oro.

El antiguo cono del volcán Espolón de Oro, se encuentra expuesto en el flanco norte de la estructura en dos picos (Figura No. 7), a una altitud de 5,150 msnm y a 4,900 msnm (unidades E<sub>n4</sub> y E<sub>e2</sub>, figura 8). La porción de cráter faltante entre estos dos picos está asociada a un importante colapso que dió origen a un enorme depósito de lahar inducido por la formación de una avalancha (Carrasco-Núñez, 1993). La actividad volcánica del Espolón de Oro fue encauzada principalmente a

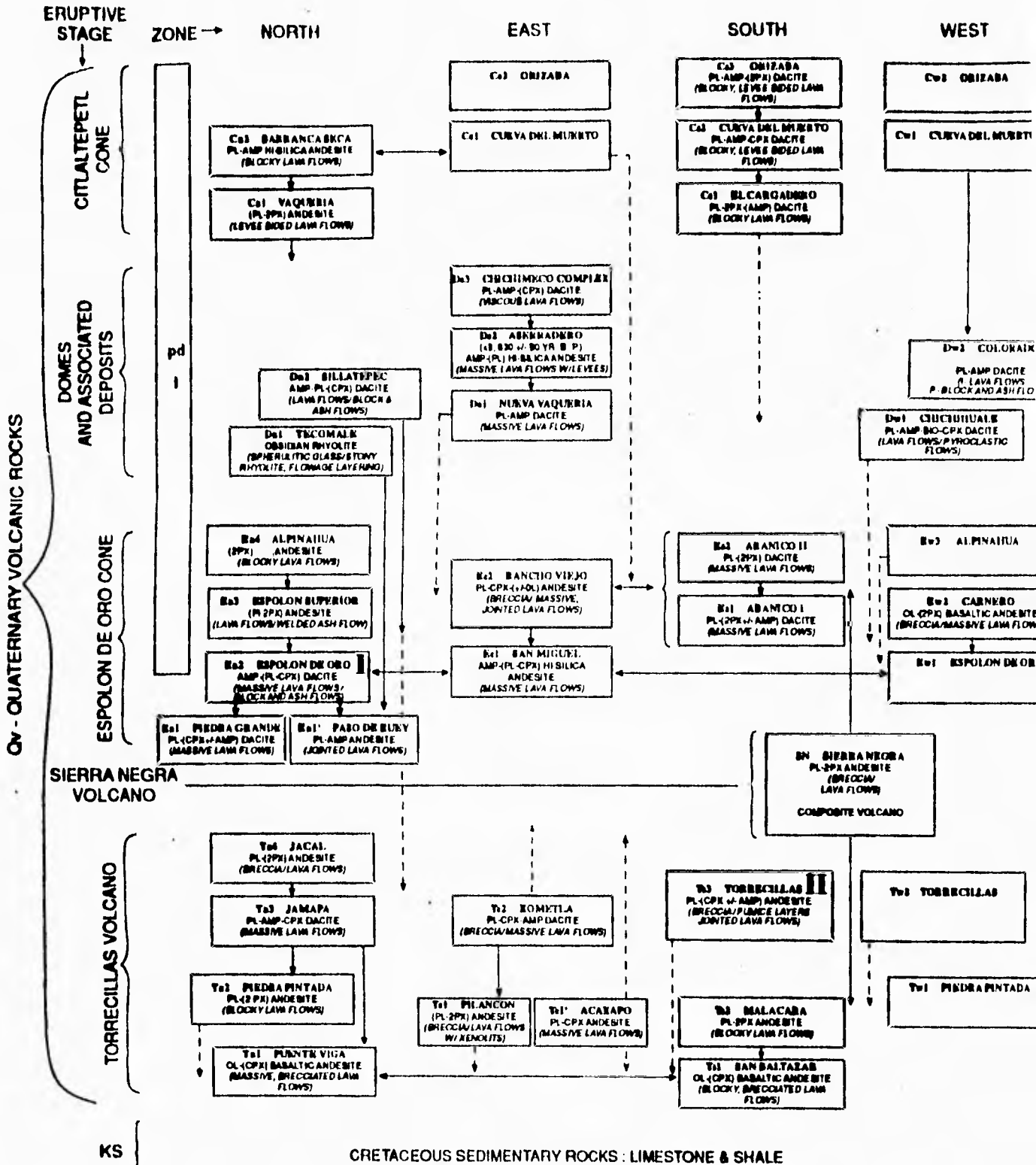
**Figura No. 8.**

Mapa geológico del volcán Citlaltépetl. Se observan los distintos depósitos emitidos por los tres volcanes involucrados en la construcción del edificio volcánico actual. Las unidades son nombradas con una referencia geográfica específica y etiquetada por dos letras claves y un número para cada fase, en donde: T= volcán Torrecillas, E= volcán espolón de Oro y C= Citlaltépetl. La posición geográfica: n= Norte, s= Sur, e= Este y w= Oeste, pd= depósito piroclástico no diferenciado. La edad relativa: 1 el más antiguo, 2, 3 o 4 el más joven). La figura contigua al mapa de depósitos representa la simbología aplicable.

Figura tomada de Carrasco-Núñez (1993).



# LEGEND



Rocks dated by K/Ar I 0.21 +/- 0.04 Ma II 0.29 +/- 0.05 Ma

**pd** UNDIFFERENTIATED PYROCLASTIC DEPOSITS INCLUDING: FLOW AND FALL DEPOSITS AGE IS VARIABLE, MOST DEPOSITS ARE YOUNGER THAN 13,000 YR B.P., BUT SOME ARE OLDER THAN 40,000 YR B.P.

**I** UNDIFFERENTIATED DEBRIS FLOWS INCLUDING MUDFLOWS AND LAHARS AGE FOR LAHARS IS UNCERTAIN BUT PERHAPS YOUNGER THAN 20,000 YR B.P.

**pd & I** UNDIFFERENTIATED SEQUENCES OF BOTH PYROCLASTIC DEPOSITS AND LAHARS

KEY FOR MINERALS REFERRED IN LEGEND:

OL-OLIVINE PX-PYROXENE CPX-CLINOPYROXENE PL-PLAGIOCLASE AMP-AMPHIBOLE (HORNBLÉNDE) BIO-BIOTITE

través de un conducto central, pero algunas de sus lavas fueron extruidas a través de un sistema de fisuras que atravesaron el volcán Torrecillas en su porción meridional. Es posible que el cono Espolón de Oro haya alcanzado una altura de 1,000 m por encima de los remanentes del antiguo volcán Torrecillas, emitiendo un volumen de 50 km<sup>3</sup> de material (Carrasco-Núñez, 1993).

Los domos asociados a la estructura del volcán Citlaltépetl tienen una amplia distribución alrededor del edificio volcánico, cada uno de ellos presenta una morfología característica reflejada en su edad relativa. El domo Chichimeco (unidad De3, Fig. 8) es aparentemente más joven. En cambio los domos Colorado (Dw2), Chichihuale (Dw1), Tecomale (Dn1) y Sillatepec (Dn2) muestran un grado mayor de disección y son considerados, por lo tanto, más antiguos. El Chichimeco (NE) es un complejo de domos formado por al menos 4 domos asociados con 400 m de elevación; este domo tiene varios flujos de lava asociados (De1, De2; Fig. 8). En el domo Colorado se observan al menos dos anfiteatros que se formaron, probablemente, por un colapso repetitivo de la estructura generando depósitos de *flujo de bloques y ceniza*. El domo Chichihuale presenta un anfiteatro y una superficie suave; a esta estructura se asocian algunos depósitos piroclásticos (*flujos y caldas*). El domo Tecomale (NE) está formado por una serie de flujos de obsidiana riolítica. El Sillatepec es un domo erosionado irregularmente con depósitos de *flujo de bloques y ceniza* asociados (Carrasco-Núñez, 1993).

El cono Citlaltépetl está formado principalmente por flujos de lavas en bloques con bordes laterales (*levees*) [Cn1; Figura No. 8]. La distancia máxima que alcanzan las lavas del Citlaltépetl es alrededor de 13 km hacia el Sur. Se estima que este cono tiene una altura de 800 metros y un volumen de 25 km<sup>3</sup>, aproximadamente (Carrasco-Núñez, 1993).

#### **Estratigrafía del Volcán Torrecillas.**

Los remanentes del volcán Torrecillas, localizados en los picos Torrecillas al sur del cráter Citlaltépetl (Figuras 7 y 8), representan la secuencia más completa de este volcán. Los depósitos más

característicos consisten en lavas andesíticas con dos piroxenos. Sin embargo, las rocas que marcan el inicio de la actividad volcánica del Torrecillas están representadas por andesitas basálticas con olivino (Tn1 y Ts1; Fig. 8), siendo estas rocas las más máficas de esta fase; mientras que los últimos episodios volcánicos emitieron andesitas y dacitas con o sin anfíboles.

#### **Volcán Sierra Negra.**

Las rocas emitidas por el Sierra Negra consisten, principalmente, en flujos de lava andesítica porfídica en estado masivo, que en ocasiones se encuentran intercaladas con brechas volcánicas.

#### **Estratigrafía del volcán Espolón de Oro.**

La secuencia más completa de eventos asociados a la construcción del volcán Espolón de Oro se encuentra expuesta en el flanco Norte, particularmente en lo que se ha denominado como "Pico Espolón de Oro" (Figuras 7 y 8). La actividad más antigua del volcán Torrecillas está representada por dos unidades (En1 y En1'), similares en composición mineral pero con distinta textura. En1 es una dacita masiva con pequeños fenocristales de plagioclasa, mientras que En1' es una andesita fuertemente fracturada con fenocristales de plagioclasa y anfíboles. Las rocas que sobreyacen a estas secuencias son, principalmente, andesitas (Ew2, Ee2, En3, En4) con algunos flujos dacíticos (En2, Es2).

#### **Domos y actividad asociada.**

La formación de domos en la estructura del edificio volcánico no fue un evento sincrónico. Basándose en la morfología y en las relaciones de campo, Carrasco-Núñez (1993), propone que algunos domos fueron emplazados durante la construcción del Volcán Espolón de Oro (Tecomale, Dn1; Sillatepec, Dn2; Chchihuale, Dw1; Colorado Dw2); sin embargo, otros domos hicieron erupción durante el Holoceno (complejo Chichimeco, De3).

### **Estratigrafía del Citlaltépetl.**

Las lavas que se derivan del cono actual consisten, principalmente, en flujos en bloques de lava dacítica con prominentes bordes laterales (*leeves*). Sin embargo, las lavas que se emplazaron durante el inicio de la actividad en el cono Citlaltépetl fueron apreciablemente más fluidas ya que viajaron mayores distancias (Cn1, Cs1), aunque fueron controladas por la topografía preexistente.

El último episodio effusivo del Citlaltépetl estuvo concentrado en los flancos Este, Sur y Oeste (Dacita Orizaba, Cs3, Ce2 y Cw2). Estas rocas sobreyacen a depósitos heterolíticos tipo lahar y a depósitos de *flujos de bloques y ceniza* que han sido fechados en 4,130 +/- 70 años (Carrasco-Núñez, 1993). Las lavas dacíticas emplazadas en los flancos Este y Oeste son de estructura masiva y mucho más viscosas, pues solo viajaron 1 km a partir del cráter. Las lavas que se emplazaron hacia el Oeste (Cw2) posiblemente fueron erupcionadas durante tiempos históricos (Carrasco-Núñez, 1993).

### **V.3. Historia Geológica del Volcán Citlaltépetl.**

Carrasco-Núñez (1993) propone que la evolución del volcán Citlaltépetl puede ser resumida en cuatro etapas:

- 1. Inicio de la actividad magmática con el emplazamiento y crecimiento de un gran estratovolcán durante el Pleistoceno medio (volcán Torrecillas), aproximadamente hace 0.5 Ma. El volcán Torrecillas presenta una actividad basada, casi exclusivamente, en emisiones lávicas de composición andesítica. Su actividad finaliza con el colapso parcial de su estructura y la formación de una caldera, ocurrida entre los 0.3 y los 0.2 Ma.

- Un estadio intermedio entre 1 y 2 ó, posiblemente, contemporaneo al estadio 2 fue la formación del Volcán Sierra Negra. El Sierra Negra emitió lavas andesíticas, andesítico basálticas y numerosos flujos piroclásticos.
  
- 2. Construcción de un volcán nuevo (volcán Espolón de Oro), con erupciones de lava andesítica y dacítica, dentro de los remanentes del volcán Torrecillas. El volcán Espolón de Oro presenta etapas explosivas alternadas con etapas efusivas. El final de esta etapa volcánica lo marca el colapso del edificio, formando un depósito de lahar inducido por una avalancha, hace aproximadamente 20,000 años (Carrasco-Núñez *et al.*, 1993).
  
- 3. El emplazamiento de domos silíceos y eventos asociados en la periferia del cráter ocurrió en varias etapas, algunos contemporaneos al emplazamiento de las últimas lavas del Espolón de Oro, y otros en forma posterior. Durante el Pleistoceno tardío (13, 000 años) y Holoceno temprano (8, 500 - 9, 000), existieron distintos eventos plinianos que generaron depósitos de flujo piroclástico (*Ignimbrita Citlaltépetl*); (Robin y Cantagrel, 1982; Robin *et al.*, 1983; Carrasco-Núñez, 1993; ésta tesis). Además, existieron importantes eventos tipo *Merapi* que generaron grandes depósitos de *flujo de bloques y cenizas*, producto de la erupción del domo Colorado.
  
- 4. Construcción del cono actual (Citlaltépetl), iniciada a principios del Holoceno. Este estadio comenzó, posiblemente, de manera simultanea o un poco antes al emplazamiento del domo más reciente (4, 000 años). La actividad fue principalmente en forma de flujos de lava dacítica.



## **VI. CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS RECIENTES DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL.**

### **VI. 1. Introducción.**

A lo largo de su historia evolutiva, el Citlaltépetl, ha tenido distintos estilos eruptivos: desde emanaciones lávicas intensas que alcanzan varios kilómetros desde el cráter y flujos de lava viscosa que sólo viajan poca distancia; hasta erupciones francamente explosivas, de naturaleza pliniana o peleana, que generan potentes depósitos de tefra y flujo piroclástico. Mooser *et al.* (1958) señala que existió una intensa actividad efusiva y explosiva durante los siglos XVI y XVII, y actividad fumarólica durante los últimos 300 años (Angermann, 1904; Crausaz, 1986). Aunque hay una mayor abundancia de emanaciones lávicas en la evolución del Citlaltépetl, existen evidencias de una gran actividad explosiva durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno que generó, en forma predominante, numerosos flujos piroclásticos (Carrasco-Núñez, 1993).

En trabajos previos sobre los depósitos de flujo piroclásticos emitidos por el volcán Citlaltépetl, se ha sugerido la existencia de varios periodos repetitivos de actividad explosiva a intervalos de 1,000 y 1,500 años (Robin *et al.*, 1983; Cantagrel *et al.*, 1984). Sin embargo, Carrasco-Núñez (1993) descarta esta teoría argumentando que algunos de los depósitos de flujo piroclástico encontrados por Robin y Cantagrel, representan un solo evento eruptivo ocurrido hace 8,500 - 9,000 años, lo cual indica que no existe tal recurrencia.

### **VI. 2. Características de los depósitos de flujo piroclástico recientes.**

La mayoría de los depósitos de flujo piroclástico recientes del Citlaltépetl muestran características similares en composición, estructura y posición estratigráfica relativa en todos los flancos del volcán. Después de un análisis exhaustivo de sus características petrográficas, estructurales y deposicionales, se llega a la conclusión que éstos depósitos pueden ser

correlacionables y que representan una sola etapa eruptiva (Carrasco-Núñez, 1993). Dichas correlaciones fueron corroboradas por los fechamientos obtenidos por el método de  $^{14}\text{C}$  (en madera carbonizada) para esos depósitos, lo cual permite asociarlos a una sola etapa eruptiva que duró algunos cientos de años (8,500 - 9,000). La tabla No. 5 muestra los fechamientos obtenidos en la *Ignimbrita Cúllaképetl*.

**Tabla No. 5.**  
**Fechamientos de  $^{14}\text{C}$  en la *Ignimbrita Cúllaképetl***

No. Muestra	Miembro	Fechamiento en años	Depósito	Localización	Referencia
HV-14320	Superior	8,455 ± 90	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 07.3' W 19° 03.6' N	Heine (1992)
PO-27	Superior	8,580 ± 80	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 07.3' W 19° 03.6' N	Carrasco-Núñez (1993)
HV-14367	Superior	8,595 ± 85	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 09' W 19° 03.5' N	Heine (1992)
PO-133	Superior	8,630 ± 90	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 09' W 19° 03.5' N	Carrasco-Núñez (1993)
PO-101c	Superior	8,660 ± 80	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 14.9' W 18° 55.2' N	Carrasco-Núñez (1993)
PO-133*	Inferior	8,690 ± 50	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 08.8' W 19° 03.3' N	Carrasco-Núñez (1993)
PO-101b'	Inferior	8,760 ± 70	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 14.9' W 18° 55.2' N	Carrasco-Núñez (1993)
PO-93	Inferior	8,770 ± 90	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 09.6' W 19° 03.3' N	Carrasco-Núñez (1993)
PO-145	Inferior	8,860 ± 60	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 08.2' W 19° 08.1' N	Carrasco-Núñez (1993)

No. Muestra	Miembro	Fecha en años	Depósito	Localización	Referencia
PO-78	Inferior	8,980 ± 80	Flujo de escorias pómez y ceniza	97° 13.8' W 18° 48.8' N	Carrasco-Núñez (1993)

El depósito está constituido por una serie sucesiva de unidades de flujo piroclástico de composición homogénea que, aparentemente, se emplazaron en un intervalo de tiempo corto. Esta serie de unidades de flujo conforman lo que se ha denominado una *unidad eruptiva* (Freundt y Schmincke, 1985). En la clasificación de Walker et al. (1980) el depósito se encuentra dentro de las ignimbritas de bajo grado, debido a su característica de no presentar soldamiento en ninguna de sus partes. Los depósitos generalmente presentan una superficie plana o suavemente ondulada y, en ocasiones, pueden observarse depósitos inclinados, dependiendo de las condiciones topográficas existentes al momento de su emplazamiento. Sin embargo, la fuerza de transporte no tuvo la capacidad de remontar barreras topográficas considerables; sino que, en cambio, estos fueron canalizados dentro de los valles de los ríos y depresiones preexistentes.

Macroscópicamente el depósito se puede definir como un agregado granular, no consolidado, de color variable pardo-amarillento; que contiene fragmentos de escoria negra, la cual frecuentemente presenta xenolitos dacíticos; fragmentos de pómez blanca, negra, gris y bandeada; y pocos fragmentos líticos, no juveniles, de composición andesítica. El depósito presenta, en general, una mala clasificación en la distribución de los tamaños de grano y, en ocasiones, una vaga gradación inversa. Los fragmentos juveniles son, frecuentemente redondeados, subredondeados y subangulosos; pero los fragmentos líticos siempre son angulosos. El tipo de matriz es variable, desde lapilli hasta ceniza.

El volumen total extravasado durante esta fase explosiva, fue calculado haciendo la sumatoria de los volúmenes en cada uno de los afloramientos. El volumen total se ha estimado en 0.26 km<sup>3</sup> de material extruido.

Carrasco-Núñez (1993) denominó en un principio a este depósito como un "*depósito de flujo de escorias-pómez y cenizas*", porque está constituido de proporciones variables de escoria andesítica y pómez de distintas composiciones, pero con una ligera mayor abundancia de escorias, siguiendo la clasificación de Wright *et al.*, (1980). A fin de evitar problemas de nomenclatura y para fines prácticos se ha optado por rebautizar a este depósito con el nombre de *Ignimbrita Cihlaképetl* debido a que cumple con las características de ignimbrita de bajo grado como lo señala la definición de Walker *et al.*, (1980):

"Una ignimbrita es un cuerpo de roca constituido, predominantemente, de pómez y fragmentos de vidrio; que puede estar o no consolidado, y que tiene características de haberse emplazado como un flujo caliente de partículas concentradas. Por concentrado se entiende que el cociente partícula / gas durante el movimiento fue relativamente alto. De esta forma se usa la palabra ignimbrita en un sentido genético".

La *Ignimbrita Cihlaképetl* está dividida en dos miembros fundamentales (superior e inferior). Aunque ambos miembros tienen características composicionales similares, presentan diferencias en su estructura interna, distribución y número de unidades de flujo. Además, las dos unidades se encuentran separadas por un depósito distintivo *de caída libre* que representa un cambio en el estilo eruptivo de las secuencias de flujo piroclástico. Cada uno de los miembros presenta variaciones particulares en el tiempo y en el espacio.

La tabla No. 6, muestra las características fundamentales de los dos miembros que forman la *Ignimbrita Cihlaképetl*.

**Tabla No. 6**  
**Tabla de Características Fundamentales de los miembros de la**  
***Ignimbrita Citlaltépetl***

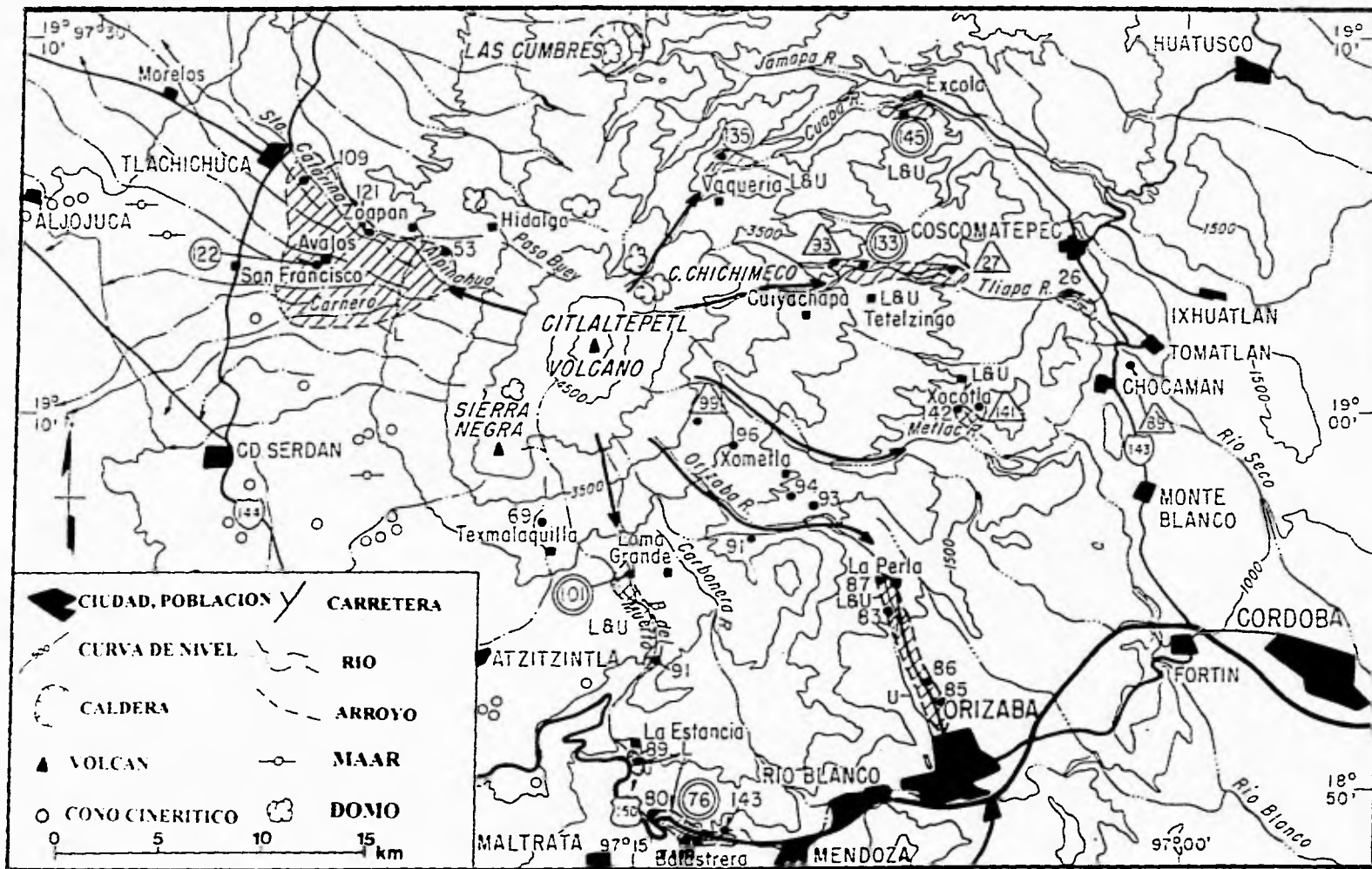
CARACTERÍSTICA	MIEMBRO INFERIOR	MIEMBRO SUPERIOR
Definición	Múltiples unidades de flujo	Una sola unidad de flujo
Estratigrafía General	Dos flujos de escoria-pómez y ceniza	Un depósito de calda precursor.
	Depósito de lahar	Un solo flujo de escoria-pómez y ceniza.
	Dos flujos de escoria-pómez y ceniza	
Estructuras:		
-Conductos degasificación.	-Abundantes en la cima del flujo	-Escasos.
-Lentes de Pomez.	-Comunes en zonas proximales.	-En la base del flujo (distal).
-lentes de líticos.	-Comunes en zonas proximales.	-No se observan.
Espesores en secciones:	Máximo = 13 m. Mínimo = 2.7 m.	Máximo = 10 m. Mínimo = 2.4 m.
Distribución:		
-Proximal (<-13km)	-En todas direcciones (Varios Flujos)	-En todas direcciones excepto al W.
-Distal (>-13 km)	-En todas direcciones.	-Solamente al NE, E y SE
Edad Promedio (años)	8,835 +/- 70	8,557 +/- 100

### VI. 3. Distribución del depósito.

La *Ignimbrita Citlaltépetl* se encuentra irregularmente distribuida alrededor del cráter del volcán. El depósito forma rellenos discretos que se encuentran principalmente confinados a los valles de los ríos; a excepción del flanco Oeste, en donde forma una especie de abanico aluvial (Figura 9). Se pudieron localizar al menos seis patrones distintos de flujo (Fig. 9). El material extruido fue canalizado, fundamentalmente, hacia las porciones Sur y Oriental del volcán; debido a que es en estos flancos en donde se presenta una mayor discción del relieve en comparación con el flanco Oeste. El flujo piroclástico dejó depósitos de espesores irregulares, ya sea en forma de "lenguas" o

**Figura No. 9.**

Mapa de distribución de depósitos de la Ignimbrita Citlaltépetl (ashurada). Las flechas en negro señalan los distintos patrones de flujo que siguió el evento piroclástico (al menos se reconocen seis de ellos). Los números encerrados en círculos representan las zonas en donde se midieron secciones y se tomaron muestras de roca. Los números encerrados en doble círculo representan el lugar en donde se midieron secciones y se obtuvieron las fechas de  $^{14}\text{C}$ .



pequeñas terrazas, sobre los valles de los ríos. En ocasiones, los espesores se vuelven más potentes conforme nos alejamos del cráter.

#### **VI.4. Descripción de Campo de la *Ignimbrita Cúlahépetl*.**

##### ***MIEMBRO INFERIOR.***

El miembro inferior de la *Ignimbrita Cúlahépetl* alcanza una distancia máxima de 25 km desde el cráter. Presenta una estratigrafía compleja, conformada por varias unidades de flujo, que es evidente en aquellos afloramientos cercanos al cráter como: Vaquería, 10.7 km al NE (sección No. 135; Figuras 9 y 10), Loma Grande, 12 km al Sur (sección No. 101; Figuras 9 y 10) y Excola 18 km al NE (sección No. 145, Figuras 9 y 10). Hacia el flanco Oeste (sección Avalos No. 122; Figuras 9 y 10) y zonas distales en el flanco Sur (sección Maltrata No. 78; Figuras 9 y 10), el miembro inferior, presenta solamente la unidad de flujo basal.

La sección No. 145 (Excola) presenta la estratigrafía más completa para el miembro inferior de la *Ignimbrita Cúlahépetl*. Se observan dos unidades de flujo de escorias-pómez y ceniza en la parte basal, seguidas de un pequeño depósito heterolítico, tipo lahar, con un desarrollo de suelo incipiente en la cima. La secuencia termina con otro depósito de flujo de escorias-pómez y cenizas. Este afloramiento será descrito a mayor detalle posteriormente debido a que representa la columna estratigráfica más completa para la *Ignimbrita Cúlahépetl*.

En el flanco Occidental y en la porción distal del flanco Sur, el depósito está compuesto por una sola unidad de flujo (secciones Avalos y Maltrata). Este depósito consiste en un depósito de oleada piroclástica en la base, seguido por una unidad de flujo principal y, finalizando de manera transicional, se presenta un depósito de nube de cenizas. Este afloramiento es comparable directamente con el esquema ideal de flujo piroclástico propuesto por Sparks *et al.* (1973) horizontes 1, 2 y 3 respectivamente (Figura 11).



El flujo principal del afloramiento Maltrata hacia la parte superior (sección No. 78, Figuras 9 y 10), correspondiente al horizonte 2 de Sparks *et al* (1973), presenta un color amarillento producto de alteración termal, que contrasta con la parte basal que es de color pardo rojizo. El depósito presenta una vaga gradación inversa en escorias y pómez, mientras que los fragmentos líticos están localizados, preferentemente, hacia la parte basal del depósito con un espesor de 0.45-3 m. La parte superior del depósito (de color pardo-rojizo) presenta numerosas estructuras de degasificación que, en otras localidades, son cortadas por flujos piroclásticos subsecuentes, sugiriendo un emplazamiento continuo de flujos piroclásticos.

El depósito de oleada piroclástica, comparable con el horizonte 1 de Sparks, sólo se observa en la localidad Maltrata (Sección No. 78; Figuras 9 y 10). Este horizonte consiste en dos subunidades: una basal consistente en un depósito bien clasificado de pómez amarilla con un espesor de 5 a 10 cm (tipo tefra) y una superior, de 3 a 4 cm de espesor, con laminación, cuyos fragmentos son pómez y líticos de tamaño limo-arenoso.

En otras localidades se observan algunas características particulares del miembro inferior. En la localidad Loma Grande (Sección No. 101; Figuras 9 y 10) se presentan dos unidades de flujo: La unidad superior presenta una zona rica en pómez y, posiblemente, representa el frente del flujo en su parte terminal. En el afloramiento Vaquería (Sección No. 135; Figuras 9 y 10) se presentan las mismas unidades de flujo encontrados en Excola, pero presentándose una mayor concentración de fragmentos líticos; además de lentes distintivos con altas concentraciones de líticos y pómez. Algunos lentes de pómez de sotavento (*lee-side pumice lenses*) se encuentran en zonas aguas arriba de la localidad Maltrata, asociados a pequeños obstáculos topográficos librados por el flujo piroclástico.

## **MIEMBRO SUPERIOR**

### **Depósito de Tefra o pómez de caída libre.**

El miembro superior de la *Iguimbrita Citaltepetl* se inicia con un depósito de pómez de caída libre, que marca una etapa distintiva en el estilo eruptivo (fundamentalmente tipo flujo piroclástico). Este depósito está formado por fragmentos de pómez amarillos tamaño lapilli, bien clasificadas en su distribución granulométrica y con pocos fragmentos líticos asociados. En ocasiones este depósito muestra una gradación particular: partículas tamaño ceniza en la parte media, graduando hacia partículas de mayor tamaño hacia la base y cima del depósito. El espesor de esta unidad varía considerablemente; presenta 14 a 25 cm cuando se encuentra asociado a flujos piroclásticos y alcanza hasta 73 cm cuando se encuentra solo (es decir en ausencia de depósitos de flujo piroclástico) a una distancia de 6.5 km SE del cráter. Es importante señalar la ausencia de este depósito hacia el W y N del cráter (Figura 12).

El mapa de isopacas, construido para este depósito (Carrasco-Núñez, 1993), sugiere que la dirección de los vientos al momento de esta erupción fue rumbo al SE (Figura 12).

### **Unidad Superior de Flujo Piroclástico.**

Sobreyaciendo al depósito de caída libre se presenta una sola unidad de flujo piroclástico que, en ocasiones, presenta hacia la cima un horizonte asociado de nube de ceniza. Típicamente se presenta sin gradación, sin estratificación y soportado por la matriz limo-arenosa, aunque algunas veces está soportado por los clastos. Está constituido por escorias negras, pómez negra, pómez parda y pocas pómez bandeadas (blanco y negro ó pardo y blanco), también se presentan en pequeñas cantidades pómez parda clara y blanca-amarillenta. Además se observan algunos fragmentos líticos angulosos. La mayoría de las partículas son de tamaño lapilli, pero en ocasiones se presentan bloques distribuidos preferentemente en las partes basales y superiores. Esto demuestra una gradación normal

e inversa de partículas mayores, pero dominando la gradación inversa. El mayor tamaño de pómez encontrado fue de 40 cm de diámetro. El espesor de esta unidad varía entre 10 m (sección Excola No. 145; Fig. 10) y 2 m (sección Tetelzingo No. 133; Figura 10).

La mayoría de las escorias oscuras encontradas son redondeadas o subredondeadas, generalmente con poca o nula vesicularidad; sin embargo los fragmentos de escoria son visiblemente más densos que las pómez. Los fragmentos contienen algunos cristales de hornblenda dentro de una matriz vítrea, además de xenolitos angulosos, gris claro, de composición dacítica. La pómez de color claro aparece, comúnmente, en la cima del depósito; sin embargo se concentra también en la parte basal, formando un horizonte de pómez con ausencia de finos (sección Excola No. 145, Fig 10) que podría ser equivalente a aquel encontrado por Wilson y Walker (1982); y Walker y Wilson (1983) en la Ignimbrita Taupo y que representa condiciones de velocidad de flujo muy altas. Los líticos son angulares y de distintas composiciones, y se concentran hacia la base del depósito. Es frecuente encontrar fragmentos de madera carbonizada cercanos a la base del depósito y, en ocasiones, presentan conductos de degasificación.

La capa basal (correspondiente al "*basal layer*" u horizonte 2a de Sparks *et al.*, [1973]) no es tan evidente en la mayoría de los afloramientos. En la localidad denominada Tetelzingo (sección No. 133; Figuras 11 y 12) la capa 2a tiene un espesor de 30 cm, consistente en un horizonte soportado por la matriz con escasos líticos.

#### VI. 5. Sección Tipo para la *Ignimbrita Cúlatépetl*. Excola.

Se ha seleccionado como la sección tipo de la *Ignimbrita Cúlatépetl* a un afloramiento que se encuentra a 18 km al NE del cráter, sobre el valle que forma el río Cuapa, y que lleva el nombre de la población más cercana: Excola (sección No. 145, Figuras 9 y 10). La sección Excola, aunque no presenta las diferenciaciones en capas de Sparks *et al.* (1973), muestra la estratigrafía más completa encontrada para la *Ignimbrita Cúlatépetl* (Figura 10 sección No. 145. Excola).

### **Miembro Inferior.**

La secuencia inicia con un depósito ignimbrítico de 2.5 m de espesor, sin estratificación y con una vaga gradación inversa para las pómez y escorias. Contiene, en orden de abundancia: escoria, pómez y líticos. Los clastos de escoria son densos, de color negro, subredondeados y fundamentalmente de tamaño bloque (el clasto más grande tiene un diámetro de 70 cm). Las partículas de pómez (bloques y lapilli) son redondeadas y tienen distintas composiciones incluyendo pómez blancas y bandeadas. La pómez se encuentra altamente vesiculada y el máximo tamaño de grano es de 40 cm. Los clastos de pómez bandeada son redondeados y su tamaño varía entre bloques y el lapilli (máximo tamaño de grano es 30 cm); contienen, además, capas pequeñas con distintas proporciones de escoria negra graduando a pómez negra, pómez blanca y capas mezcladas de colores grises y pardos. La porción superior de la unidad tiene una distribución de tamaños más gruesos que la porción basal.

Encima de el depósito anterior, en contacto casi planar, se presenta otro depósito ignimbrítico con un espesor variable entre 1.80 y 2.0 m. La pómez es similar al depósito basal pero, en contraste con el anterior, se presenta un depósito con poco soldamiento y los clastos son más pequeños (el clasto más grande es de 20 cm); además presenta una menor proporción de fragmentos de escoria y pómez y mayor proporción de líticos tamaño lapilli. La escoria es más abundante que la pómez bandeada. Los líticos se concentran en la parte basal de la unidad, formando una capa delgada (6 cm de espesor), lateralmente discontinua, formada casi exclusivamente de líticos.

Encima del depósito anterior se presenta una sucesión de depósitos tipo lahar y fluviales, con un espesor de 4.2 m. El depósito se encuentra estratificado y los fragmentos re TRABAJADOS son líticos tanto angulosos como subredondeados. Encima de este depósito se observa un desarrollo incipiente de suelo, con un espesor de 15 cm.

Al final de la secuencia del miembro inferior, se presenta otro depósito ignimbrítico con un espesor de 3.3 m. El depósito contiene madera carbonizada en abundancia y son evidentes algunas estructuras de degasificación. Esta madera se ha fechado por el método de  $^{14}\text{C}$ , dando una fecha de 8,860 +/- 60 años (Carrasco-Núñez, 1993). El depósito presenta características composicionales y abundancia relativa de fragmentos similares a las observadas en el depósito basal.

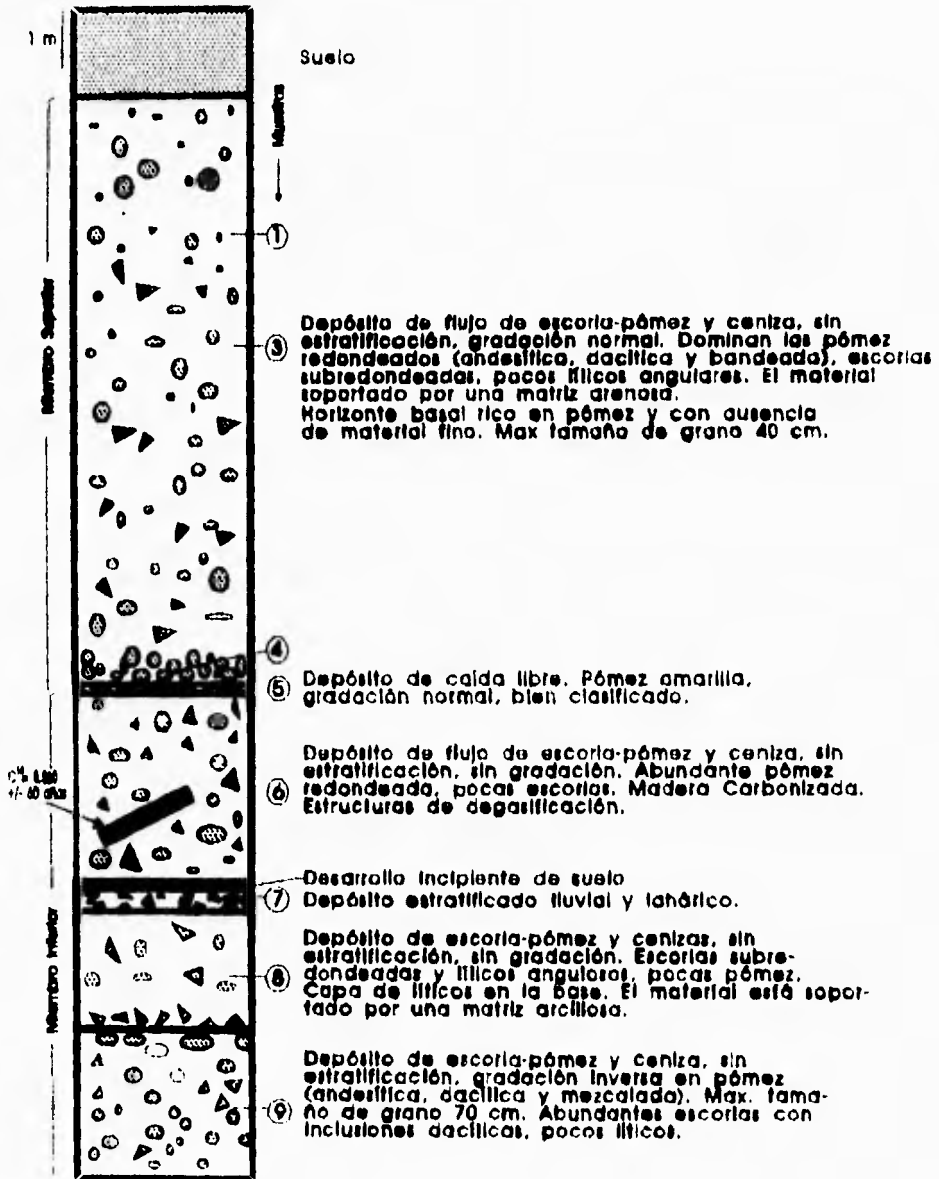
#### **Miembro Superior.**

El miembro superior inicia con un depósito delgado (10-15 cm) de calda libre. Este depósito está formado por clastos de pómez amarilla, bien clasificados y con una evidente gradación normal. Encima de éste se presenta un potente depósito de flujo de escoria-pómez y ceniza (10 m), sin estratificación y con cierta gradación normal. Los clastos dominantes son de pómez redondeada de composición andesítica, dacítica y bandeada; existen algunos clastos de escoria subredondeada y pocos líticos angulares. El máximo tamaño de grano es de 40 cm. Hacia la base de esta unidad se presenta un horizonte rico en pómez, sin partículas finas, que evidencia condiciones locales de turbulencia en el flujo.

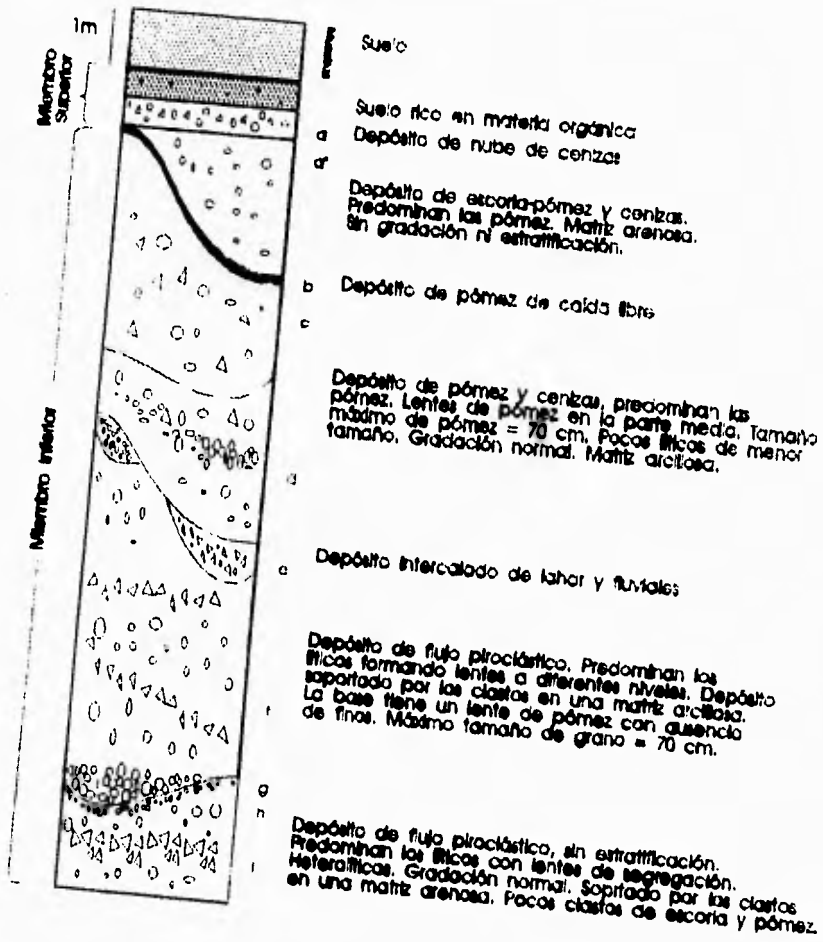
**Figura No. 10.**

Secciones estratigráficas analizadas mostrando la descripción en campo y la posición estratigráfica de las muestras colectadas. Las localidades pueden ser encontradas en el mapa de distribución de la *Ignimbrita Citlaltépetl* (Figura 9).

Sección No. 145 Excola



Sección No. 136. Vaquería.

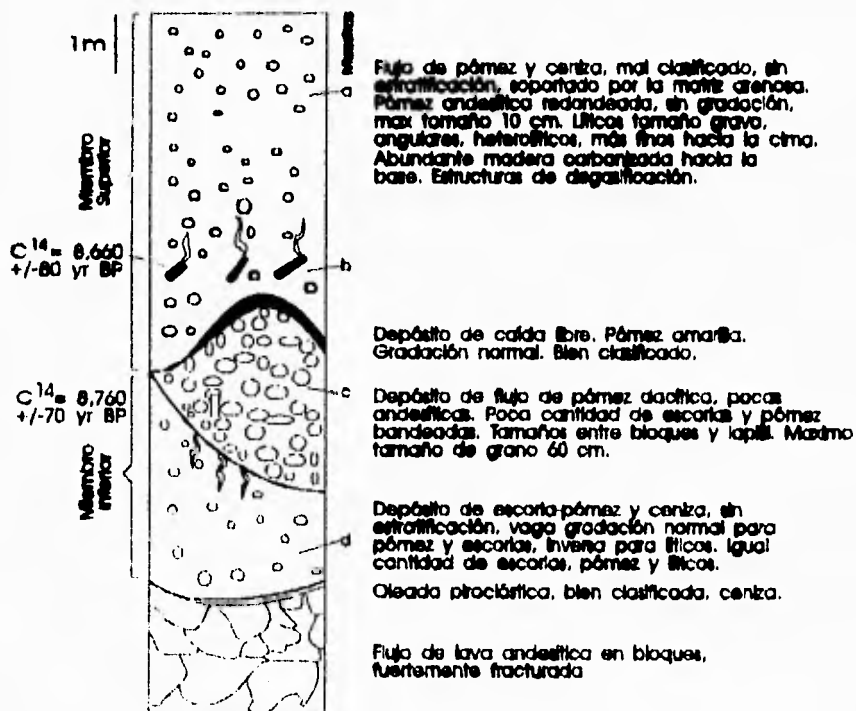




**TESIS SIN PAGINACION**

**COMPLETA LA INFORMACION**

Sección No. 101 Loma Grande



Sección No. 122. Avalas



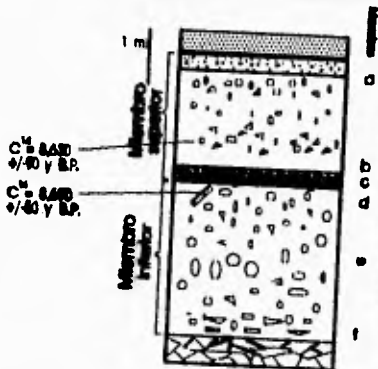
Suelo

Depósito fluvial, gravas redondeadas

Depósito de bloques y cenizas, clastos subangulosos, monofásico (andesita porfídica con anfiboles), tapada por clastos, presenta madera carbonizada. Fechado en 4.080 +/- 80 años (Siebe y Abrams, 1993).

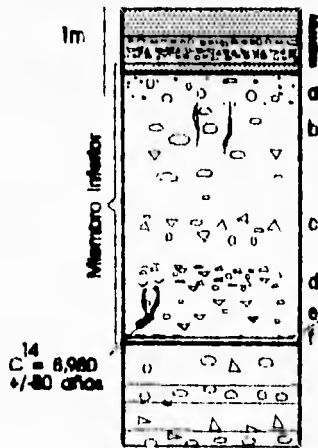
Depósito de escoria-pómez y ceniza, sin estratificación, sin gradación, separado por la matriz, mayor abundancia de escoria andesítica que de pómez. Mayor abundancia de lílcos en la base. La parte superior presenta un color amarillo de alteración y un color rojo ferral en la parte principal del flujo.

Sección No. 133, Tefelingo



- Suelo
- a Depósito de nube de ceniza.
- b Depósito de escoria-pómez y ceniza, en estratificación. Pómez redondeadas de composición dacítica, andesítica y bandedada. Escorias subredondeadas tamaño lapilli. Incipiente gradación inversa. Concentración de lílitas en la parte media inferior.
- c Depósito apoyado por las olitas en una matriz arcillosa. La capa basal está constituida por ceniza.
- d Depósito de pómez de calda libre, bien clasificado.
- e Depósito de escoria-pómez y ceniza, en estratificación. Incipiente gradación inversa para pómez y normal para lílitas. Fragmentos redondeados de pómez y escorias dacíticas, andesíticas y bandedadas. Lílitas angulares y heterométricas.
- f Depósito apoyado por una matriz areno-arcillosa.
- Rujo de lava andesítica con homblenda.

Sección No. 78. Mañra.



Suelo

Depósito fluvial, estratificado, fragmentos redondeados

Depósito de nube de ceniza (ash cloud deposit)

Depósito de escoria pómez y ceniza, sin estratificación, incipiente gradación inversa en pómez. Hacia la cima dominan las pómez y escorias andesíticas. Tamaño máximo de grano = 25 cm. Concentración de lílcos hacia las partes basales, son angulosos y heterotípicos. La parte superior es amarilla (desecada) y la parte principal del flujo es roja (color fresco). Presenta abundantes conductos de degradación en la cima. Se presenta madera carbonizada en la base.

Contacto abrupto, ondulante.

Depósito de oleada piroclástica basal. Capa 1. Pómez y lílcos

Depósito conglomerático fluvial, estratificado. Fragmentos redondeados de caliza y andesita.

**Figura No. 11.**

Esquema ideal para depósitos de flujos piroclásticos (Sparks et al., 1973). Se muestran las distintas capas en la columna ideal, comparables con el afloramiento denominado Maltrata (sección No. 78; Figuras 9 y 10) de la *Ignimbrita Citlaltépetl*.

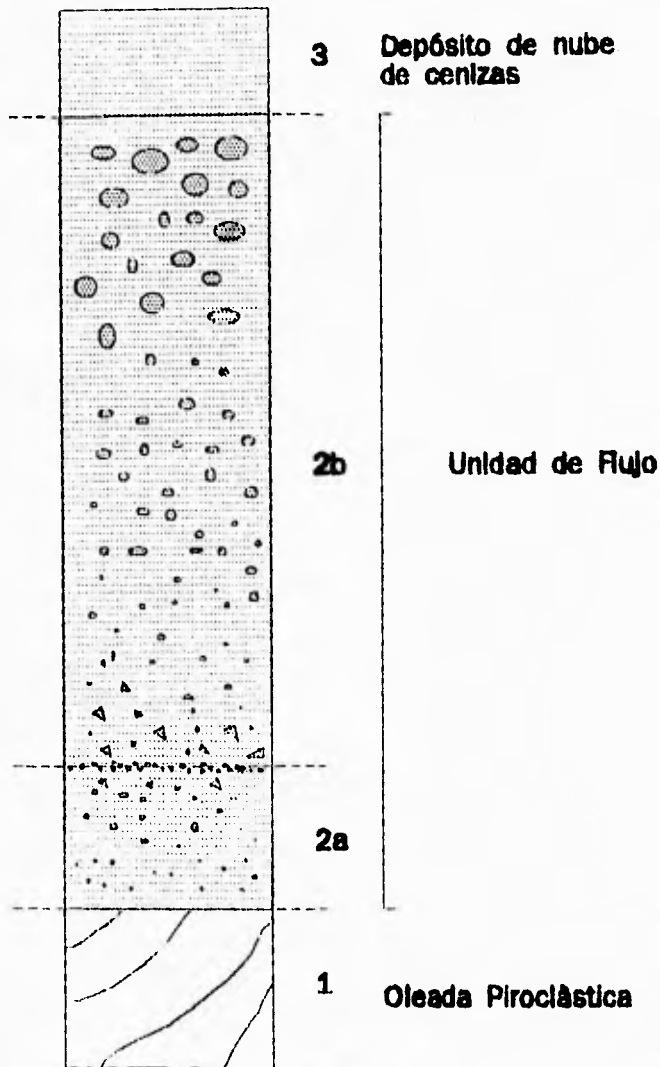


Diagrama esquemático de la "ignimbrita estándar" según Sparks (1973).

Triángulos = líticos, círculos = pómez, puntos = matriz.

1. Horizonte de oleada piroclástica.

2a. Horizonte basal del flujo, puede presentar gradación inversa.

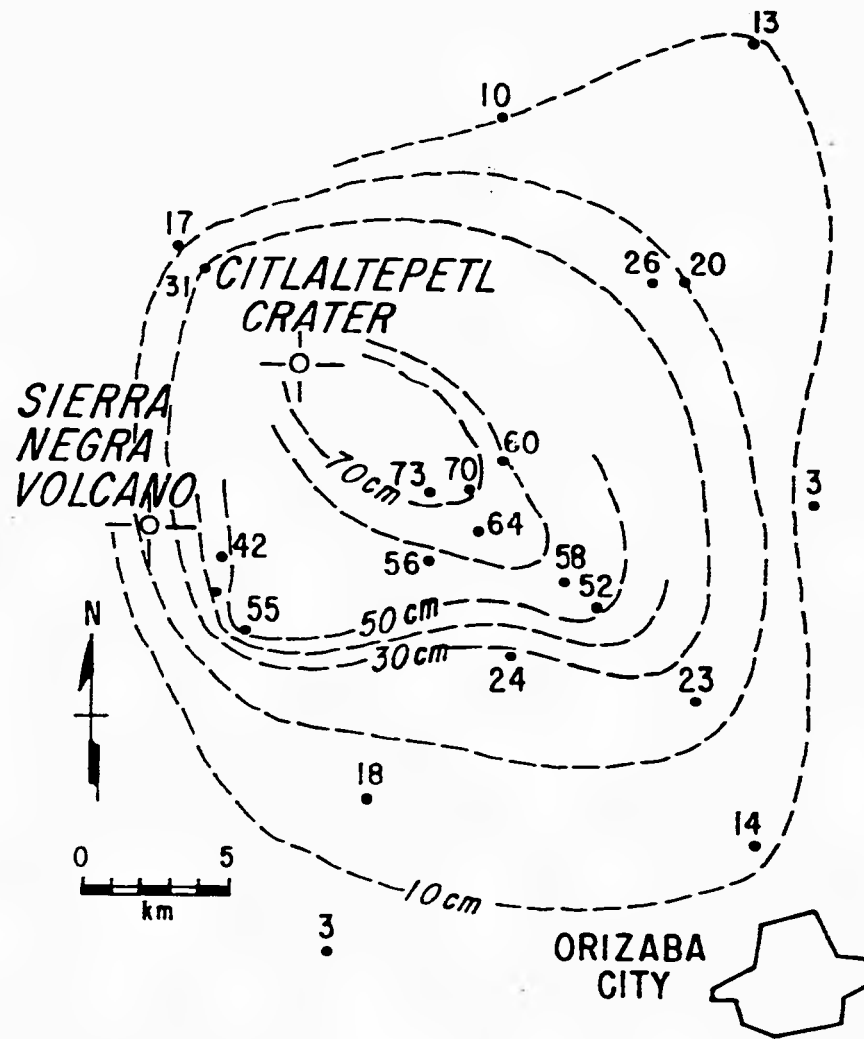
2b. Parte principal del flujo piroclástico. Presenta gradación normal en líticos e inversa en pómez.

3. Depósito de ceniza fina, derivada de una nube que acompaña al flujo principal.

**Figura No. 12.**

**Mapa de isopacas para el depósito de caída libre, evento precursor del miembro superior en la *Ignimbrita Citlaltépetl*. Las líneas muestran una dirección preferencial del viento hacia el SE al momento de la erupción pliniana.**





## VII. INTERPRETACIONES VULCANOLÓGICAS.

### VII. 1. Análisis Granulométricos.

#### *Metodología y Marco Teórico.*

En el capítulo II se mencionó, brevemente, que las interpretaciones vulcanológicas de este trabajo estaban basadas en separaciones granulométricas de muestras perfectamente localizadas en tiempo y espacio. La tabla No. 1 (Apéndice II) incluye el número de muestras recolectadas, la localización geográfica de estas muestras por medio de un número localizable en el mapa de la figura 9, y la distancia desde el cráter al punto de muestreo. Después de las separaciones granulométricas a intervalos de  $1\phi$ , entre  $-5\phi$  y  $4\phi$ , se calculó el porcentaje individual en peso para cada clase de tamaños en cada muestra, y se construyeron histogramas simples de distribución granulométrica (Apéndice I), y curvas acumulativas de frecuencia en un papel de escala probabilística (Figura 13). Con estos datos se calcularon los parámetros de Inman con las fórmulas siguientes:

$$Md\phi = \phi_{50} \quad (\text{Mediana})$$

$$\sigma\phi = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 2 \quad (\text{Índice de clasificación o sorting index})$$

También se mencionó en el capítulo II, que una de las bases fundamentales de este trabajo fue el procesamiento de información mediante el uso de los programas de computadora *Sizedata* y *Stzpop23* (Sheridan et al., 1987). En el cual la computadora es alimentada con los valores de porcentaje individual obtenidos en cada muestra. Automáticamente la computadora despliegan los valores de la  $Md\phi$  y  $\sigma\phi$ , haciendo más sencillo el procesamiento de la información.

La figura No. 13 muestra las curvas acumulativas de frecuencia para las muestras tomadas en el afloramiento denominado Excola (muestras 145, ver figuras 9 y 10). La Tabla No. 7 muestra los datos obtenidos mediante el método gráfico clásico, es decir localizando en un papel de distribución

**Figura No. 13.**

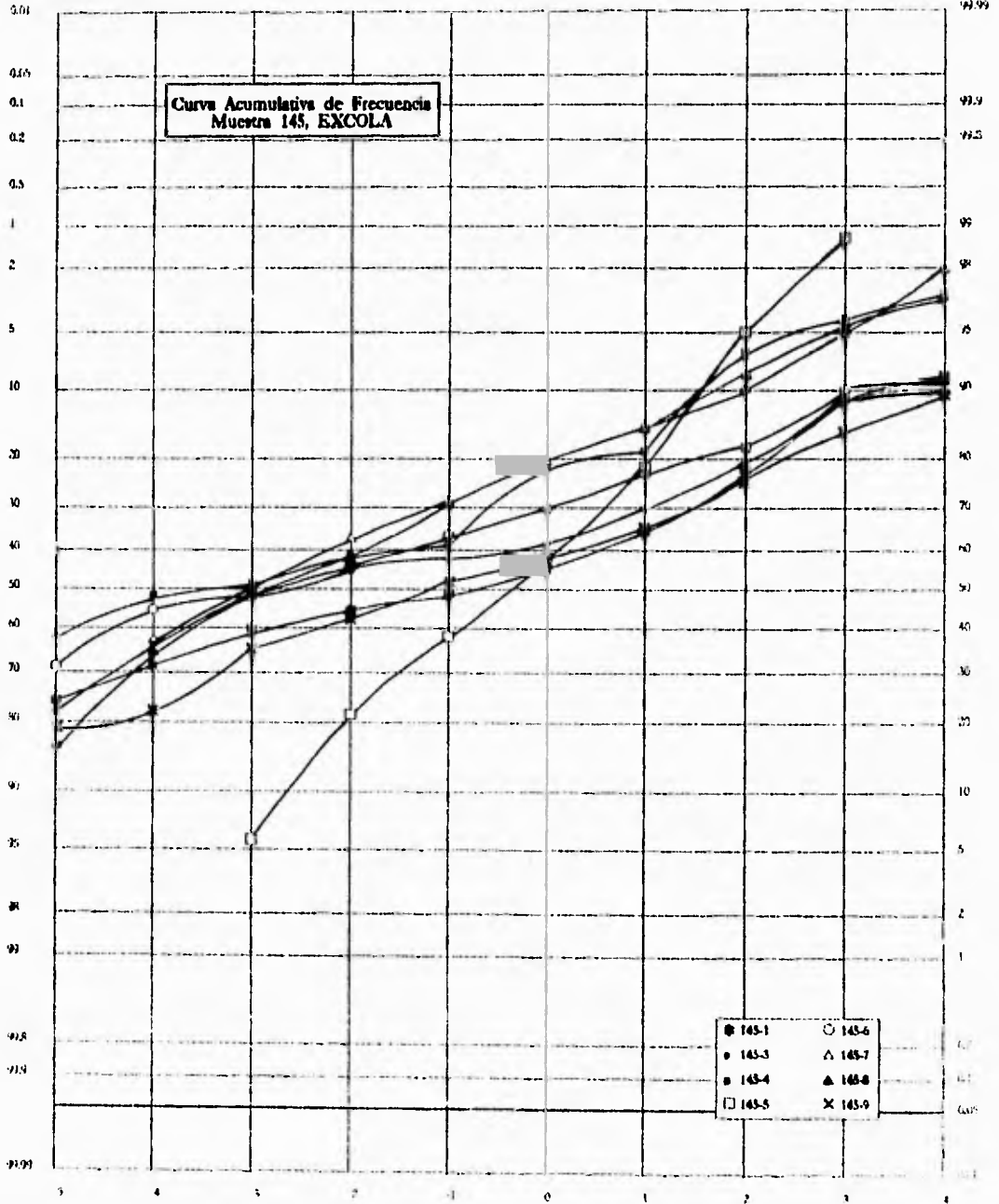
**Curvas Acumulativas de Frecuencia para las muestras tomadas de la localidad denominada EXCOLA. Muestra 145.**

**Las curvas 145-1, 145-3, 145-4, 145-6, 145-7, 145-8 y 145-9 representan depósitos de flujo piroclástico.**

**La Curva 145-5 representa un depósito de caída libre o *tefra*.**

**Se puede observar el contraste de las curvas granulométricas entre los depósitos de flujo piroclástico y el depósito de *tefra*. Los flujos piroclásticos abarcan un rango de tamaños de grano mayor que las *tefras* y por lo tanto están pobremente clasificados.**

% ACUMULADO



DIAMETRO PHI

probabilística (como el de la figura 13) los valores de los percentiles correspondientes a 84, 16 y 50 en cada una de las curvas y, posteriormente, calcular los parámetros de Inman con estos valores. Además se muestran los valores obtenidos mediante el uso del programa *Sizpop23*.

**Tabla No. 7.**

**Tabla comparativa de los valores calculados mediante curvas acumulativas de frecuencia y el programa de computadora *Sizpop23*.**

<b>No. Muestra.</b>	<b><i>Mdφ gráfico</i></b>	<b><i>Mdφ Sizpop23</i></b>	<b><i>σφ gráfico</i></b>	<b><i>σφ Sizpop23</i></b>
145-1	-0.85	0.15	3.98	3.70
145-3	-2.8	-1.6	3.98	3.82
145-4	-3.5	-1.3	3.5	3.53
145-5	-0.4	-0.45	1.7	1.8
145-6	-2.8	-1.75	3.75	3.78
145-7	-3.0	-3.35	2.8	2.78
145-8	-1.5	-0.95	4.25	4.22
145-9	-1.3	-0.55	4.08	3.65

Se puede observar en la tabla anterior (Tabla No. 7) que existen ciertas diferencias para los valores de la mediana obtenidos por ambos métodos, esto se debe a la escala que se tomó para calcular los valores por el método gráfico. Los datos que se utilizaron en esta tesis fueron los resultados obtenidos utilizando el programa de computadora *Sizpop23*, pues este paquete fue desarrollado específicamente para análisis granulométricos de muestras piroclásticas, por lo tanto se asume que los datos arrojados por el programa son más adecuados y confiables. Los valores de  $\sigma\phi$ , por otro lado, son prácticamente consistentes para los dos métodos.

Sin embargo, el trabajo analítico del programa de computadora no termina ahí. Es conocido que las muestras de flujos piroclásticos en muchos ejemplos mundiales (Sparks, 1976; Sheridan, 1987,

Wobletz et al, 1989), presentan un carácter polimodal; es decir, que los histogramas de distribución granulométrica presentan dos o más picos gráficos (ver histogramas, apéndice I). Por lo tanto resulta inadecuado tratar de caracterizar una muestra de este tipo mediante parámetros que asumen una distribución de partículas logarítmico normal. En otras palabras, los datos que calculamos típicamente para distribuciones de tamaños de grano, asumen que nuestra distribución es similar o se acerca a una distribución gaussiana (unimodal); sin embargo vemos que las distribuciones granulométricas para depósitos de flujos piroclásticos son evidentemente polimodales y, por lo tanto, es incongruente asumir una sola distribución gaussiana a toda el espectro granulométrico de la muestra.

En base a estos principios, el programa Sizpop23 adecua distribuciones diferentes a cada una de las modas presentes en la distribución granulométrica original (Figura 14). De esta manera, en lugar de obtener un solo dato de  $Md\phi$  y  $\sigma\phi$ , se obtienen datos particulares, de mediana y desviación estándar, para cada una de las modas.

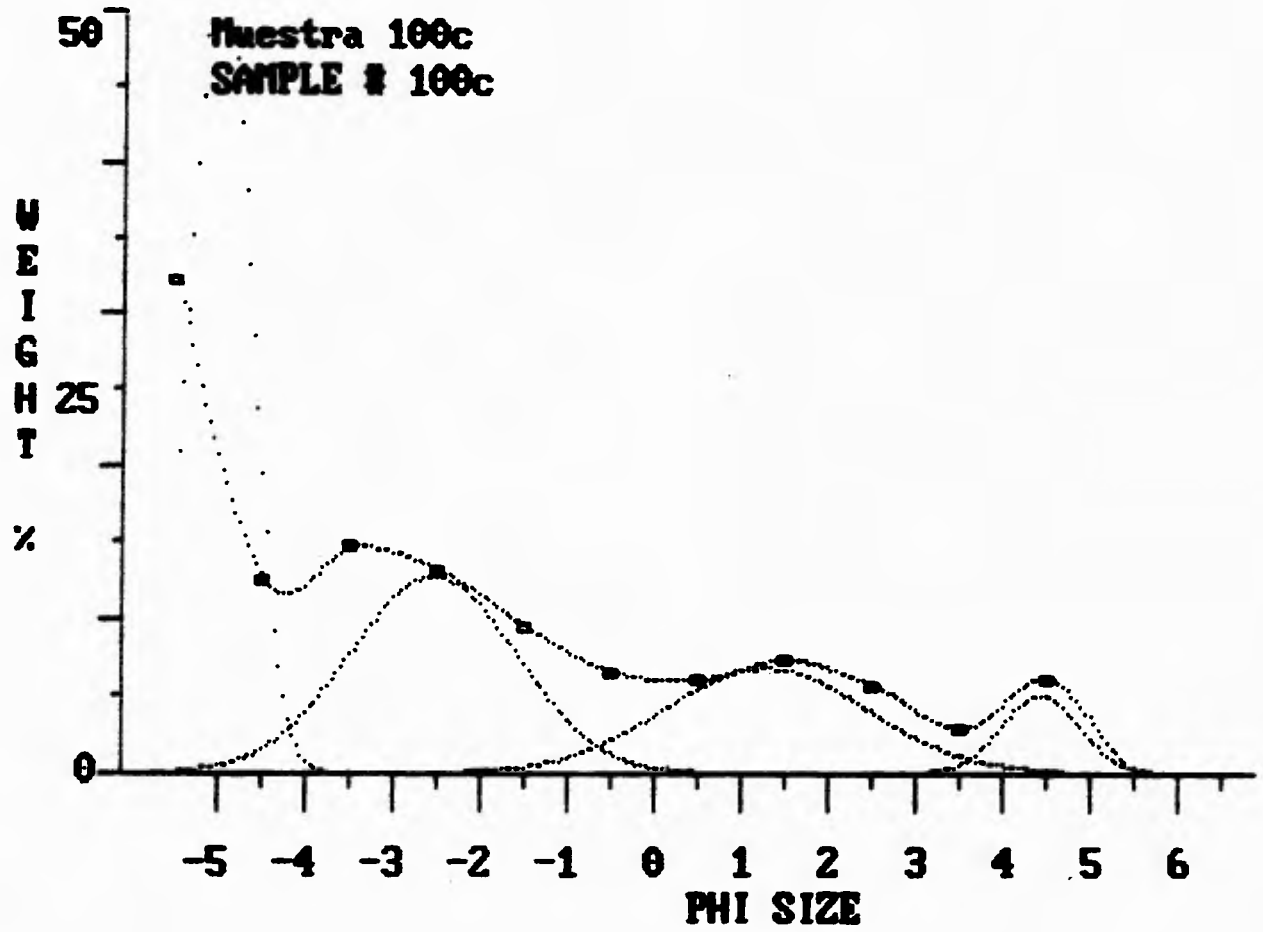
#### ***Aplicaciones en la Igneómbrita Chikilápeti.***

En el campo es posible identificar y clasificar cada uno de los depósitos observados y muestreados dividiéndolos según su origen en: flujos piroclásticos, lahares, avalanchas, tefras o depósitos de caída, oleadas piroclásticas o "surges", etc. La identificación, *a priori*, de los procesos involucrados en cada uno de los depósitos nos hace posible una interpretación más confiable de los análisis granulométricos. Los análisis en esta tesis se hicieron con la finalidad de poder observar variaciones laterales y verticales, variaciones en el estilo eruptivo, y entender los procesos físicos involucrados en el transporte y emplazamiento de los depósitos de flujo piroclástico y de caída libre. Los histogramas simples realizados a partir de los análisis granulométricos se muestran en el apéndice I (Histogramas).

**Figura No. 14.**

**Ejemplo del funcionamiento del programa de computadora *Sizpop23*, en donde se observa la manera en que se adecuan subpoblaciones (distribuciones individuales) a cada una de las modas presentes en la distribución granulométrica original.**

**La línea con los símbolos □ (datos) representa la distribución original. Las curvas que se encuentran debajo son distribuciones gaussianas simples asociadas a cada una de las modas presentes en la curva original. De esta manera se obtienen valores de mediana y desviación estándar para cada una de las subpoblaciones asociadas.**





En la tabla No. 2 (Apéndice II) se observan los porcentajes individuales calculados para cada una de las muestras recolectadas y separadas a intervalos de  $1\phi$  (estos son los datos con los que se alimenta la computadora en el programa Sizedata y con los que se realizan los histogramas simples). No se muestran los porcentajes acumulados pues estos fueron calculados automáticamente usando el programa de computadora sizpop23, como se explicó anteriormente.

La tabla No. 3 (apéndice II) presenta los valores de la mediana ( $Md\phi$ ) y el índice de clasificación o *Inman sorting* ( $\sigma\phi$ ) para cada una de las muestras, según los parámetros de Inman. La mediana representa la tendencia central de la distribución granulométrica y el índice de clasificación indica una medida de la dispersión de los valores en la distribución granulométrica. Así se considera un depósito piroclástico bien clasificado cuando su  $\sigma\phi$  es menor o cercano a 2 y mal clasificado cuando es mayor a 2 (Cas & Wright, 1987)<sup>4</sup>.

Es preciso señalar que para depósitos piroclásticos, las características de clasificación (*sorting*) son un poco diferentes que cuando se manejan depósitos sedimentarios. Muchos estudios granulométricos han arrojado evidencias de que los depósitos de tefra o calda libre son relativamente bien clasificados ( $\sigma\phi < 2$ ), mientras que los depósitos de flujo piroclástico tienden a ser mal clasificados ( $\sigma\phi > 2$ ); (Sparks, 1976; Cas & Wright, 1987). Algunos autores han señalado que la génesis de un depósito piroclástico puede ser determinada exclusivamente por sus características granulométricas (Sheridan, 1971). Esta aseveración podría ser cuestionable dada la extrema variación que existe en el transporte y emplazamiento de un depósito piroclástico, en donde intervienen factores que dependen de la velocidad, la fluidización del sistema, la topografía preexistente, densidad, viscosidad, temperatura, composición, etc. Sin embargo es evidente que el análisis granulométrico de

<sup>4</sup>En otras palabras, la  $Md\phi$  (mediana) representa el tamaño medio (una aproximación al promedio) de todo el espectro de tamaños de grano encontrados en una muestra. La  $\sigma\phi$  (Índice de clasificación) es una medida de la variación entre los tamaños de grano. De esta manera una muestra que sólo presenta granos de un tamaño específico (digamos de 1 cm) tendrá, necesariamente, una excelente clasificación. Por el contrario, si los granos de esta muestra tienen todos los tamaños imaginables su clasificación será extremadamente mala.

un depósito arroja datos importantes que pueden ser atribuidos directamente a su génesis, aunado a otras características.

Los histogramas de distribución granulométrica (ver apéndice I, Histogramas) y los datos de los parámetros de Inman ( $Md\phi$  y  $\sigma\phi$ ), muestran una clara tendencia que corrobora los estudios previos y lo mencionado anteriormente: las muestras de los depósitos de caída libre tienen una mejor clasificación y sus histogramas presentan tendencias unimodales, es decir que sus distribuciones granulométricas típicas presentan una gráfica similar a lo que sería una campana "gaussiana". En cambio, las muestras de flujo piroclástico presentan un carácter polimodal en sus histogramas (dos o más picos gráficos) y por lo tanto su clasificación (*Inman sorting*) es menor.

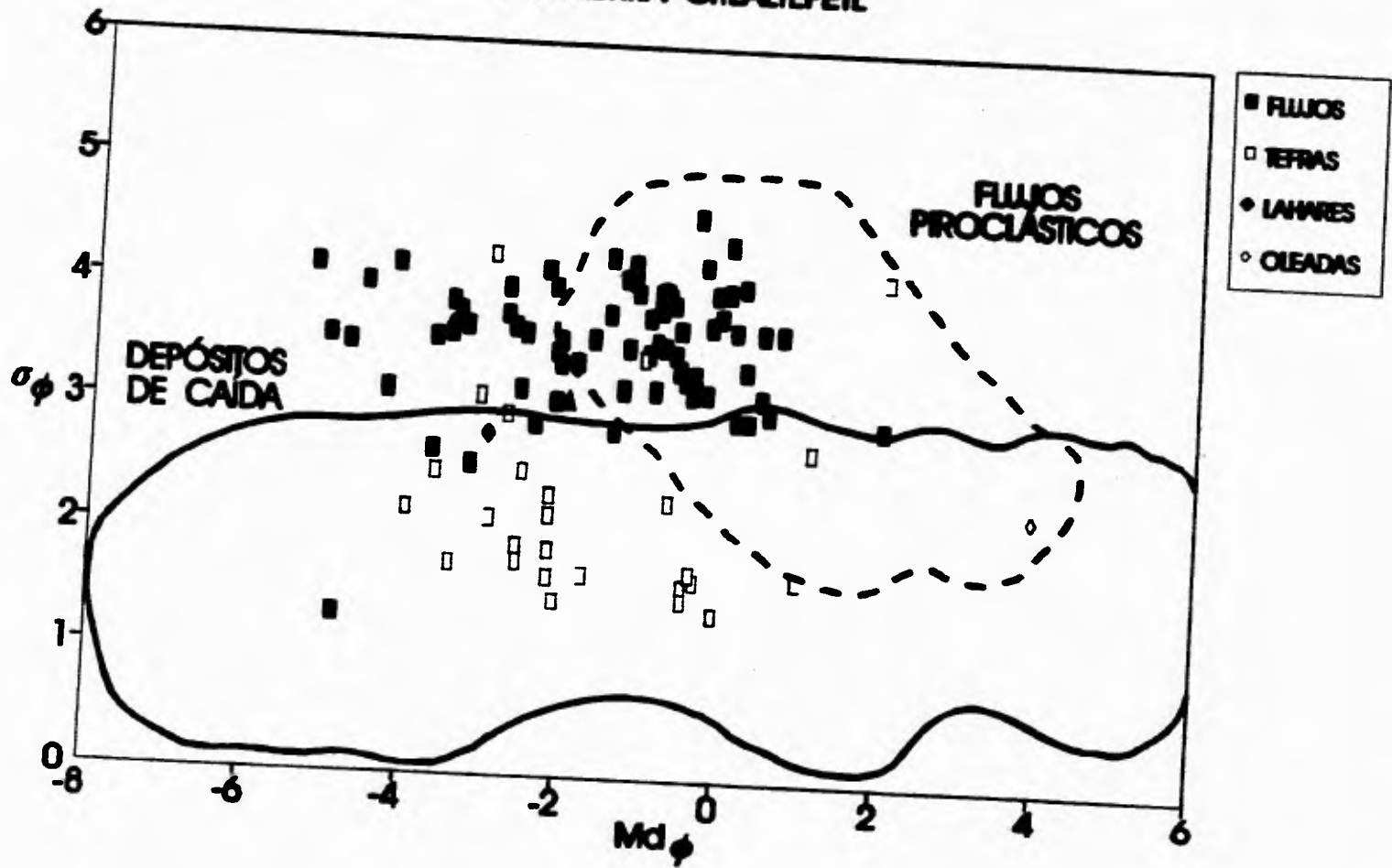
La gráfica clásica de  $Md\phi$  vs  $\sigma\phi$  (Figura 15) (Walker, 1971) muestra los diferentes campos de distribución para los depósitos de caída libre y para los flujos piroclásticos. Como se observa en esta figura, las muestras de tefra presentan una buena clasificación granulométrica con rangos de  $\sigma\phi$  entre 2.5 $\phi$  y 1 $\phi$ , además el rango de distribución de las medianas se ve localizado entre -4 $\phi$  y 2 $\phi$ , con lo que es evidente un campo de poca variación para las muestras de tefra de la *Igneobrita Chichitápui*. Los depósitos de flujo piroclástico presentan una mala clasificación granulométrica, con valores de  $\sigma\phi$  entre 2.6 y 4.6; los datos de la mediana, en cambio, varían entre -5.2 y 2, pero concentrándose principalmente entre -2 y 1. En la figura se observa, también, que existen muestras que no se adecuan a ningún campo específico, éstas representan distribuciones de tamaño de grano con asimetrías tendientes a hacia los tamaños gruesos y son depósitos que se localizan en las zonas proximales al cráter del volcán.

La figura 15 muestra también ciertas tendencias específicas, que han sido previamente reportadas en depósitos piroclásticos (Sparks, 1976; Cas & Wright, 1987; Walker, 1971): Las muestras de flujo piroclástico muestran una tendencia general para los parámetros  $Md\phi$  y  $\sigma\phi$ , en donde el índice de clasificación tiende a disminuir cuando la mediana disminuye. Esto se traduce a

**Figura No. 15.**

**Gráfica de  $Md\phi$  (mediana) vs  $\phi$  (índice de clasificación) para todas las muestras recolectadas de la *Ignimbria Citlaltépetl* (Modificada de Walker, 1971; Walker y Wilson, 1983; Sparks, 1976 y Cas y Wright, 1987). Los valores que se grafican son aquellos listados en la figura 17. La línea segmentada representa el campo de los flujos piroclásticos, la línea continua representa el campo de los depósitos de caída.**

# ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS IGNIMBRITA CITLALTÉPETL



decir que los flujos piroclásticos que tienen tamaños de grano menores tienen, también, una mejor clasificación en sus distribuciones granulométricas.

Se graficaron, a su vez, las muestras correspondientes a depósitos de oleadas piroclásticas del terreno ("ground surge"). Las cuales se encuentran siempre en la parte basal de los flujos de la *Igneobris Chikilapat*. Presentan una distribución característica, tendiente a desplazarse a la granulometría fina ( $Md\phi > 2$ ) y una buena clasificación en sus distribuciones ( $\sigma\phi < 2$ ), sus histogramas presentan una asimetría hacia los tamaños finos.

También son graficadas algunas muestras cuyo origen son Lahares que se encuentran asociados a los depósitos de la *Igneobris Chikilapat*. Los lahares presentan una distribución granulométrica tendiente hacia los tamaños gruesos ( $Md < -2$ ) y una mala clasificación. Aunque son pocas las muestras de lahares, se observa una tendencia asimétrica hacia los tamaños gruesos.

## VII.2. Análisis Subpoblacional.

Es común encontrar que los métodos clásicos para caracterizar depósitos clásticos se basan en adecuar los porcentajes en peso (wt%) para cada clase de tamaño en una escala  $\phi$  a una distribución tipo gaussiana (Inman, 1952). De la misma forma se utilizan gráficas de porcentajes acumulativos, en papel de distribución probabilística, para determinar los valores de los percentiles y calcular los valores de la mediana, desviación estándar, sesgo y asimetría (Folk y Ward, 1957).

Los investigadores en vulcanología utilizan, generalmente, la mediana gráfica ( $Md\phi$ ) y el índice de clasificación ( $\sigma\phi$ ) de toda la distribución granulométrica para caracterizar la muestra, estos parámetros son utilizados dada la facilidad de los cálculos y porque se ha demostrado que son más adecuados para el manejo de piroclastos (Cas & Wright, 1987).

Sheridan (1971; 1987) señala que una distribución gaussiana simple no describe adecuadamente la mayoría de los materiales piroclásticos. Algunas muestras presentan un carácter polimodal debido a que los complejos procesos que se involucran en el transporte y emplazamiento de un flujo piroclástico, remueven y concentran algunas fracciones granulométricas en distintas zonas del depósito. Por lo tanto, es erróneo caracterizar una muestra, en base a una distribución gaussiana simple, cuando esta presenta un carácter polimodal. En este sentido, la información cuantitativa de la mediana y el índice de clasificación para cada muestra, debe ser analizado aunado a la identificación de cada subpoblación presente en la distribución original.

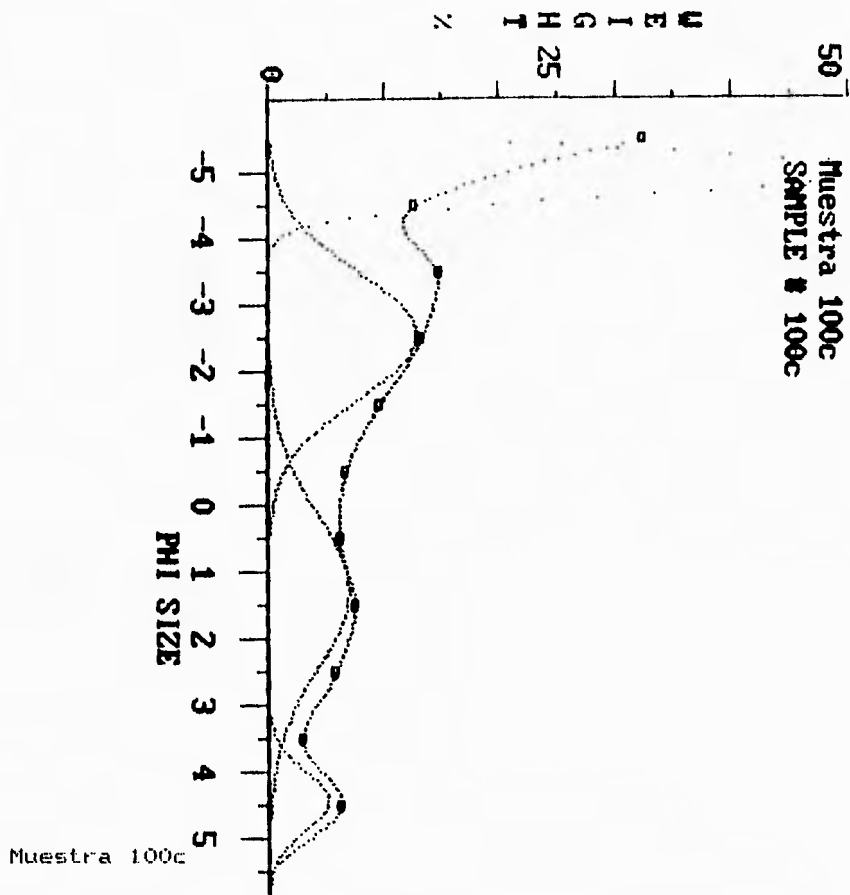
Las muestras que se analizan en la presente tesis corroboran lo mencionado anteriormente: los flujos piroclásticos de la *Igümbrita Cútlaképal* presentan una carácter polimodal consistente en dos o más picos gráficos (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez; 1993; 1994). De esta manera se analizaron las subpoblaciones presentes en las distribuciones granulométricas originales siguiendo el proceso descrito a continuación:

1. Se utilizaron los programas de computadora Sizedata y Sizpop23 para caracterizar las muestras y dividir las en subpoblaciones para cada pico gráfico de la distribución original. El programa Sizedata sirve para alimentar a la computadora con los datos de porcentaje individual, obtenidos previamente (Tabla 2, Apéndice II), y desplegar un histograma simple de distribución granulométrica (ver histogramas del apéndice I).
2. El programa sizpop23 utiliza el archivo generado en el programa anterior y despliega la gráfica de una curva que une los puntos de wt% originales, de manera que se observan mejor las distintas modas de la distribución original (Figura 16).
3. Posteriormente se procede a asociar subpoblaciones a cada moda en la distribución original, alimentando a la computadora con la moda observable en cada pico gráfico (Fig. 16)

**Figura No. 16.**

La figura muestra un ejemplo de la forma en que se adecuan distribuciones gaussianas simples a cada una de las modas de la distribución granulométrica original. La línea con los  $\square$  representa la distribución original, y las campanas inferiores son las subpoblaciones asociadas.

La parte inferior de la figura muestra los datos que se obtuvieron para la mediana y desviación estándar de cada una de las cuatro subpoblaciones encontradas, la fracción de peso que ocupa cada subpoblación y los valores de los parámetros de Inman para toda la distribución granulométrica.



SAMPLE # 100c

FILE : C:100c.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

SUM OF SQUARED RESIDUALS = 111.03

RESIDUAL = 24.70 %

The distribution type is Gaussian

SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-5.03	0.34	0.00	0.43
2	-2.58	0.96	0.00	0.31
3	1.24	1.18	0.00	0.21
4	4.39	0.45	0.00	0.06
AVE.	-2.44	0.71	0.00	1.00

Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -1.57 (-2.45)  
 Standard Deviation (Inman Sorting) = 2.99 (3.30)



4. Se calculan, automáticamente, los valores de media y desviación estándar para cada una de las subpoblaciones presentes (Figura 16, Tabla No. 8).

El procedimiento se repitió para todas las muestras de la *Ignimbrita Citlaltépet* con el fin de observar si existe algún patrón de repetición en las subpoblaciones asociadas a cada distribución granulométrica o si las subpoblaciones siguen un patrón aleatorio. Los valores de media y desviación estándar se ordenaron en una hoja de cálculo para observar las tendencias de la manera siguiente:

**Tabla No. 8. Subpoblaciones.**  
(Muestras 135 y 145, Vaquería y Excola respectivamente)

<b>Muestra</b>	<b>Md 1</b>	<b>Md 2</b>	<b>Md 3</b>	<b>Md 4</b>	<b>Md 5</b>	<b>Dv 1</b>	<b>Dv 2</b>	<b>Dv 3</b>	<b>Dv 4</b>	<b>Dv 5</b>
145-1	-5	-2.74		1.33	4.43	0.36	0.93		1.31	0.43
145-2			-0.38		4.53			1.45		0.1
145-3	-5.4		1.02	2.64	4.37	1.73		1.32	0.49	0.41
145-4	-5.37	-2.82	-0.43	1.88	4.26	0.54	0.8	0.53	0.87	0.43
145-5			-0.44					1.82		
145-6	-5.23		-1.72	1.83	4.38	0.52		1.27	1.25	0.45
145-7	-4.29	-2.29		1.38	4.33	0.46	0.97		1.26	0.37
145-8	-4.92	-2.6	-0.73	2.1	4.4	0.71	0.61	0.88	1.06	0.45
145-9	-5	-2.8		1.43	4.23	0.31	1.37		1.17	0.51
<b>Prom</b>	<b>-5.03</b>	<b>-2.65</b>	<b>-0.4467</b>	<b>1.79857</b>	<b>4.36625</b>	<b>0.66143</b>	<b>0.75</b>	<b>1.212</b>	<b>0.87143</b>	<b>0.39375</b>
135-a	-4.19			1.11	4.49	1.04			1.39	0.39
135-a'		-3.57		0.97	4.32		0.94		1.87	0.29
135-b		-2.54		0.42	4.32		0.89		1.05	0.4
<b>Muestra</b>	<b>Md 1</b>	<b>Md 2</b>	<b>Md 3</b>	<b>Md 4</b>	<b>Md 5</b>	<b>Dv 1</b>	<b>Dv 2</b>	<b>Dv 3</b>	<b>Dv 4</b>	<b>Dv 5</b>
135-c	-5.25	-2.22		1.58	4.37	0.83	0.91		1.23	0.46
135-d	-4			1.47	4.43	0.79			1.94	0.51
135-e	-5.4			1.54	4.44	1.97			1.57	0.17
135-e'	NO	HAY	MODAS							
135-f	-5.04	-3.39	-1.79	1.57	4.33	0.38	0.44	0.94	1.06	0.47
135-g	-4.03		-1.31	1.8	4.37	0.63		1.02	0.94	0.46
135-h	-4.04		-1.55	1.64	4.33	0.67		0.86	1.01	0.47
135-i	-5.25			1.65	4.46	0.46			1.95	0.14
135-j	-5.4			1.3	3.95	2.29			0.94	0.61
<b>Prom</b>	<b>-4.7333</b>	<b>-2.93</b>	<b>-1.55</b>	<b>1.36818</b>	<b>4.34636</b>	<b>1.00667</b>	<b>0.795</b>	<b>0.94</b>	<b>1.35909</b>	<b>0.39727</b>

La tabla No. 8 muestra los valores de la  $Md\phi$  y la desviación estándar ( $Dv$ ) para cada subpoblación asociada a la distribución original de las muestras correspondientes a Excola y Vaquería (secciones 145 y 135, respectivamente). De esta forma la muestra 145-1, que corresponde a Excola (ver sección No. 145), presenta cuatro subpoblaciones distintas en su distribución granulométrica, con valores de media y desviación estándar para cada una de ellas. La simbología  $Md 1$  y  $Dv 1$ , por ejemplo, significa el valor para la media y desviación estándar de la subpoblación 1.

La Figura 17 representa gráficamente los datos en la tabla anterior (media vs desviación estándar). Al comparar las subpoblaciones observadas para un buen número de muestras (alrededor de 60) se comprobó que estas se repiten consistentemente en la mayoría de los análisis. Fue posible separar estas subpoblaciones en base a los valores de la media que permanecía consistente en todos los casos, de manera que las subpoblaciones encontradas se dividen como sigue:

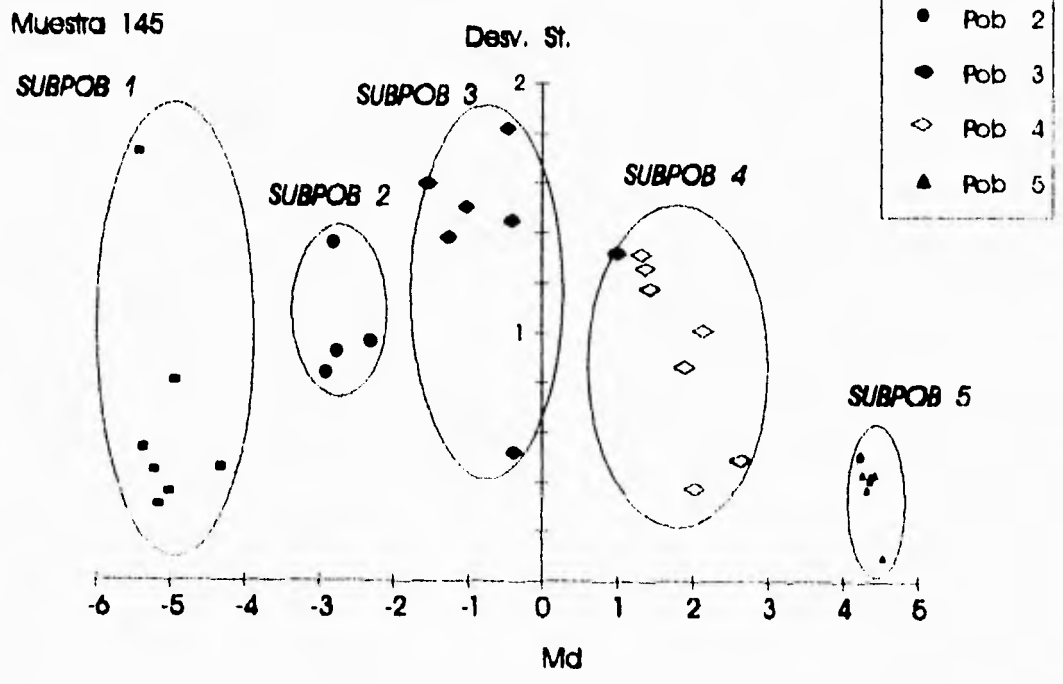
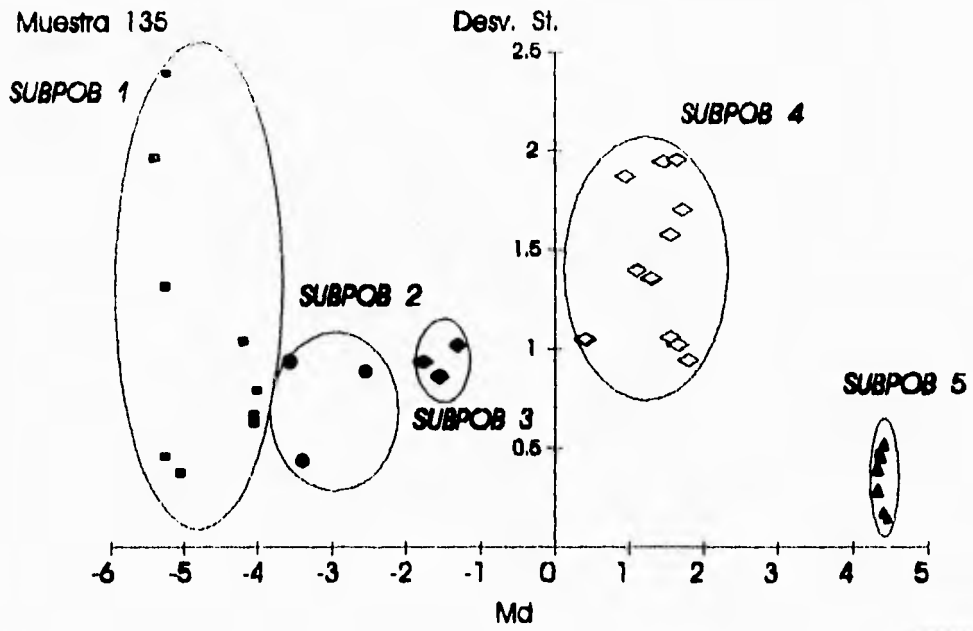
1. Subpoblación 1:  $Md\phi$  entre  $-6\phi$  y  $-4\phi$ .
2. Subpoblación 2:  $Md\phi$  entre  $-4\phi$  y  $-2\phi$ .
3. Subpoblación 3:  $Md\phi$  entre  $-2\phi$  y  $0\phi$ .
4. Subpoblación 4:  $Md\phi$  entre  $0\phi$  y  $3\phi$ .
5. Subpoblación 5:  $Md\phi$  entre  $4\phi$  y  $5\phi$ .

La figura 18 muestra los promedios de los datos obtenidos mediante el análisis subpoblacional para las muestras recogidas en las localidades: Excola No. 145, Vaquería No. 135, Loma Grande No. 101, Toluca No. 91, La Estancia No. 89, Maltrata-2 No. 80 y Maltrata No. 78. Con estos datos se corrobora la existencia de las subpoblaciones mencionadas en las distribuciones granulométricas de *la Igúmbrita Cúchitápeli*.

En la figura 18 se observan, también, ciertas tendencias particulares de las subpoblaciones encontradas: Las subpoblaciones 1 y 5, presentan una menor dispersión en los valores de la

**Figura No. 17.**

**Gráfica de media vs desviación estándar para las subpoblaciones encontradas en las muestras No. 135 y No. 145 (Vaquería y Excola). Se muestran los campos asociados para cada subpoblación encontrada.**



**Figura No. 18.**

**Gráficas de las medias vs desviaciones estandard (promedio) para las muestras recogidas en las localidades señaladas en la leyenda.**



desviación estandar; de hecho la subpoblación 5 (con  $Md$  entre  $4\phi$  y  $5\phi$ ) se encuentra localizada, también, para los valores de la desviación estandar entre 0.4 y 0.6 y, además, permanece prácticamente constante en todas las subpoblaciones. Se observa, también, cierta tendencia de incremento para los valores de la desviación estandar, desde la subpoblación 1 hasta la subpoblación 4 y un decremento abrupto para la subpoblación 5.

### VII. 3. Análisis SFT (Fragmentación-transporte secuencial).

Como se mencionó en el apartado anterior el análisis subpoblacional de las distribuciones granulométricas es un método apropiado para manejar distribuciones de carácter polimodal. Además, es aceptado que la existencia de estas subpoblaciones puede ser asociado a características genéticas y a distintos modos de transporte y emplazamiento (Wohletz *et al.*, 1989).

Sheridan *et al* (1987) y Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez (1993; 1994), discuten el carácter polimodal de los depósitos piroclásticos y un método para descomponer las distribuciones granulométricas en subpoblaciones gaussianas simples, antes de la caracterización de los procesos que intervienen en la formación, transporte y emplazamiento de estos depósitos (apartado VII. 2. de esta tesis). Sin embargo, la separación y caracterización de manera empírica de estas subpoblaciones no asume directamente las características físicas de los distintos procesos que intervienen en la formación, transporte y emplazamiento de un depósito piroclástico como la *Ignimbria Cúlaképel*. De hecho, la asociación de subpoblaciones gaussianas simples a la distribución original, únicamente nos proporciona datos cuantitativos que nos corroboran la existencia de fenómenos complejos en la formación, transporte y emplazamiento de un flujo piroclástico, pero no nos proporcionan datos que sean asociados directamente a procesos físicos en la génesis del depósito como podrían ser: fragmentación inicial y tipo de transporte (ballístico, saltación, rodamiento o suspensión).

En este capítulo se empleará un nuevo método basado en la teoría denominada "*teoría de la fragmentación-transporte secuencial*" (Brown, 1986; 1989) y en los trabajos de Wohletz *et al.*,

(1989), para develar un modelo físico aceptable para la formación, transporte y depósito de la *Ignimbrita Citaltepetl*. Brown (1986; 1989), muestra que esta teoría es aplicable para sistemas en las que intervienen procesos de trituración continua, en tanto que Wohletz *et al.*, (1989) adecua esta teoría a sistemas geológicos y en especial para procesos volcánicos.

Existen diversas consideraciones importantes que deben ser asumidas antes de utilizar este método en las muestras de la *Ignimbrita Citaltepetl*, y en general para su aplicación en cualquier sistema geológico:

1. *Implicaciones en la técnica de muestreo*: Normalmente se asume que una muestra de material fragmentario representa una colección estadística representativa de partículas de un depósito cualquiera.
2. *Limitaciones en la medición del tamaño de grano*: Es de común acuerdo que las mediciones de los tamaños de partícula se hagan mediante un tamizado a escalas estandarizadas (por ejemplo la escala  $\phi$  utilizada en esta tesis), con lo que se asume una forma de partícula normalizada. Típicamente, los datos que se obtienen mediante el tamizado son representados por histogramas de distribución granulométrica, que representan la frecuencia (wt %) de diferentes tamaños de grano (escala  $\phi$ ).
3. *Generalización de los procesos físicos responsables de la producción de proclastos y su transporte hasta el punto de muestreo*: Se asume que una distribución granulométrica es una representación única de los procesos que intervienen en la formación de un depósito.

La validez de las aseveraciones anteriores han sido corroboradas por distintos autores en estudios basados en muestreos de campo (Walker, 1971; Sheridan, 1971; Sheridan, et al 1987; Carey, 1991).



Una vez asumidas estas consideraciones se puede proceder a exponer la teoría de *fragmentación-transporte secuencial* para cenizas volcánicas y en especial para la *Ignimbrita Cúicatépetl*, la cual describe las características del tamaño de grano en una distribución de partículas que sufren, en primera instancia, una fragmentación y, posteriormente, fricción, selección y clasificación durante el transporte en un medio gaseoso o líquido.

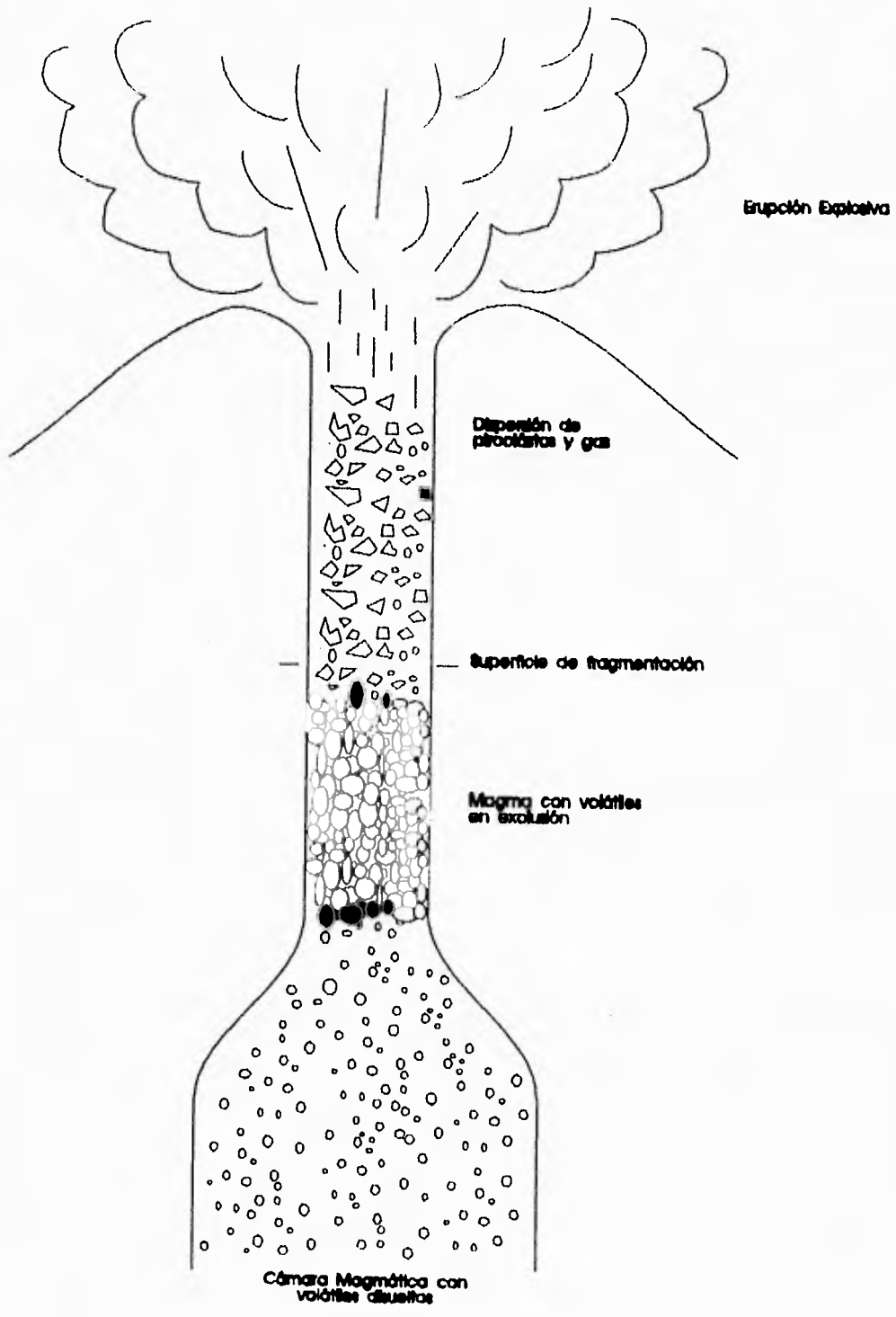
El término *fragmentación* se refiere al rompimiento del magma original en su ascenso desde la cámara magmática, hasta la superficie. Es conocido que este rompimiento o *fragmentación* inicial se lleva a cabo a medida que el magma asciende hacia la superficie, provocando una *despresurización* y por lo tanto la *exclusión* de volátiles; creando de ésta manera un estado *supersaturado* de burbujas que se traduce en una mezcla "polvosa" de gas y partículas (Houghton, 1993), (Figura 19). En este sentido el proceso de *fragmentación*, en parte significativa, es el responsable de la creación de las partículas encontradas en un depósito piroclástico como la *Ignimbrita Cúicatépetl*. Este mecanismo se denomina *fragmentación magmática*, a comparación del mecanismo de *fragmentación hidrovulcánica* en donde se asume que el contacto entre el magma y un cuerpo de agua provoca la formación de fragmentos de manera explosiva. En ambos casos, el número de fragmentos que se producen de un tamaño determinado será, necesariamente, indirectamente proporcional a la masa de estos fragmentos (Wohletz *et al*, 1989). De manera más simple se acota que: mientras más fragmentos haya de un tamaño determinado menor será la masa de estos y, por el lado contrario, mientras menos fragmentos haya mayor será su masa.

Es importante señalar que si bien el proceso de *fragmentación* inicial es el proceso más importante en la formación de partículas en un depósito piroclástico, también existe otro proceso de *fragmentación* debido al transporte. Al momento de la erupción explosiva la columna eruptiva presenta comúnmente un colapso, debido a la diferencia de densidades entre el aire y el sistema extruido; esto puede inducir a la formación de flujos hiperconcentrados de partículas (flujos piroclásticos) que viajan en las depresiones preexistentes del volcán por acción de la gravedad. Debido a que el cociente *partícula / gas* es muy alto, es común que las partículas choquen con el

**Figura No. 19.**

Modelo que muestra la separación de volátiles del magma y la consecuente fragmentación del material. El magma a profundidad es una mezcla homogénea con volátiles disueltos (1-3 % en peso para andesitas y 2-6 % en riolitas). Conforme asciende hacia la superficie el magma se convierte en una mezcla líquida con burbujas, luego pasa a tener una consistencia hiperconcentrada de burbujas, posteriormente se convierte en suspensión de gases y partículas, hasta que finalmente el material es eructado hacia la superficie.

Esquema modificado de Houghton (1993).



sustrato y entre sí, generando de ésta manera nuevas partículas que son incorporadas al flujo. Sin embargo pudiera ocurrir, también, que la cantidad de volátiles en el sistema fuera lo suficientemente alta como para desarrollar una especie de "colchón intraparticular" impidiendo, por lo tanto, una fuerte abrasión entre las partículas; lo anterior es comúnmente asociado a una sistema de fluidización expandido (Cas & Wright, 1987).

### *Fragmentación Secuencial*

La teoría de fragmentación secuencial (Brown, 1986), de manera simple, está basada en el principio de la conservación de la masa mediante la siguiente ecuación:

$$n(m) = C_1 \int n(m') f(m' \rightarrow m) dm'$$

En donde  $n(m)$  representa el número de partículas de masa  $m \rightarrow m + dm$ ;  $n(m')$  es el número de partículas de masa  $m'$  antes de la fragmentación;  $f(m' \rightarrow m)$  es una función que describe la distribución de masa resultado de la fragmentación de una partícula de masa  $m'$ ; y  $C_1$  es una constante. La  $\int$  representa una integral.

La ecuación, en términos más sencillos, representa la sumatoria de las masas de los fragmentos de masa  $m'$  hacia la población de masa  $m$ . Es decir, por el principio de conservación de la masa, que la sumatoria de las masas de todos los fragmentos producidos, mediante el proceso de fragmentación, deben igualar a la masa original de la cual se derivaron, como se muestra en la figura 20 A. Podemos imaginarnos un fragmento de masa  $m'$  rompiéndose en un ensamble de partículas más pequeñas cuya sumatoria sea igual a  $m'$ , luego cada una de estas partículas se rompen dando lugar a nuevos ensambles. Integrando sobre  $dm'$  para todo el proceso, el mecanismo de cascada es análogo a una reacción en cadena.

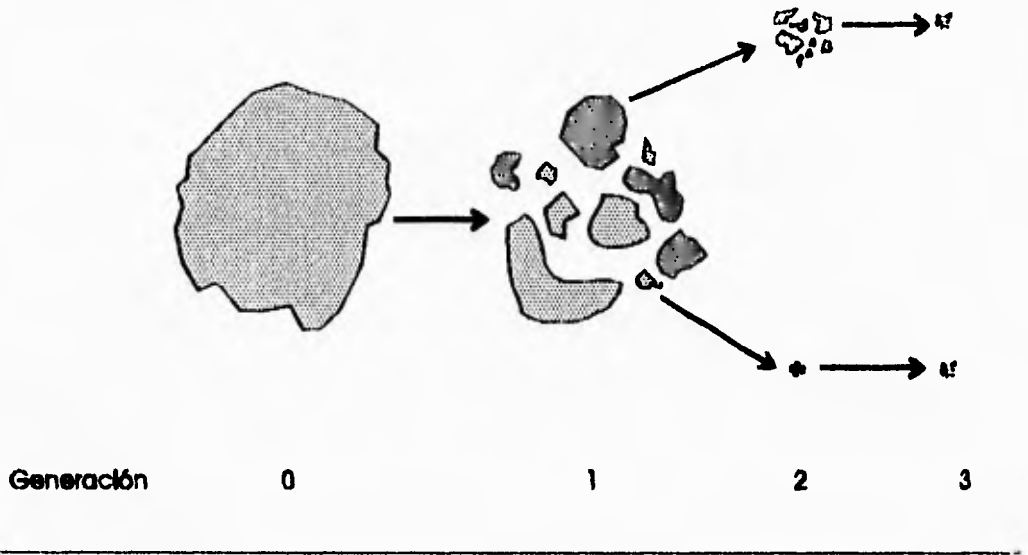
**Figura 20. A y B ( Superior e inferior, respectivamente).**

**A. Ilustración del modelo físico de la ecuación en el texto (fragmentación secuencial). Se observa que cada generación es un ensemble de partículas o fragmentos, que pueden variar en tamaño desde los más pequeños hasta algunos que pueden ser casi igual de grandes que el original en la generación previa. Tal trituración continua produce una cascada de fragmentos similar a una reacción en cadena.**

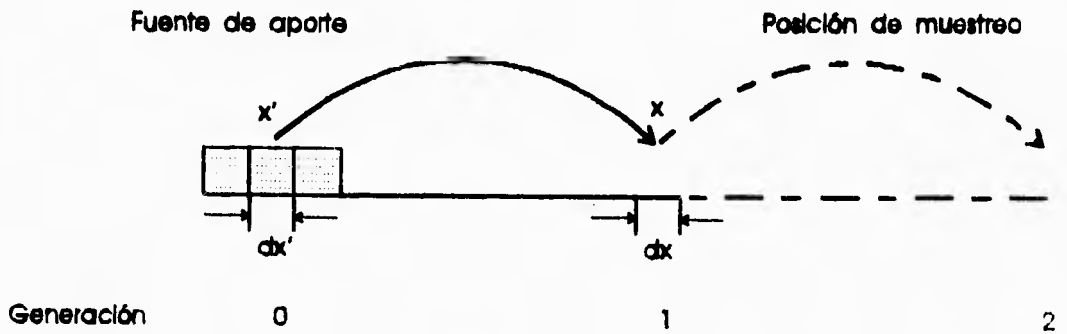
**B. Ilustración del modelo físico de la transportación secuencial. Notese que cada generación sucesiva encontrada en la localidad  $x$  tiene el mismo ensemble de partículas existentes en la localidad  $x'$  (y posiblemente durante el tránsito). A la izquierda de la figura está la pila de material original a partir de la cual el sistema transporta partículas hacia la derecha.**

**Figura modificada de Wohletz, et. al., (1989).**

*Esquema de fragmentación secuencial*



*Esquema de transportación secuencial*



Brown (1986), basado en métodos experimentales, propone que la función  $f(m' \rightarrow m)$  sea igual a:

$$f(m' \rightarrow m) = (m / m_f)^\gamma, \text{ donde}$$

$m_f$  = es una masa relacionada con el promedio de las masas

$m$  = masa de una partícula

$\gamma$  = parámetro libre y es  $\geq -1$

El parámetro libre  $\gamma$  es distinto para cada proceso de fragmentación y está relacionado explícitamente con la masa. El parámetro  $\gamma$ , en términos prácticos, es un valor inherente a la asimetría y kurtosis de las subpoblaciones asociadas a una distribución original. En esta tesis es utilizado, de manera simple, como una herramienta útil para develar procesos de transporte y emplazamiento dentro de un sistema fluidizado como lo es un flujo piroclástico. La argumentación teórico-matemática de este parámetro puede ser encontrada en Brown (1986; 1989) y en Wohletz *et al.*, (1989).

Es de común acuerdo que la fragmentación magmática es, fundamentalmente, función de la presencia de vesículas en el sistema magmático. Sparks (1978) señala que cuando el crecimiento de vesículas en el magma excede un límite de volumen estimado, el magma se rompe en los lugares en donde las vesículas se intersectan. También Sparks y Brazier (1982), proponen que la distribución polimodal en los tamaños de las vesículas puede ser traducido a una distribución polimodal en los tamaños de grano después de la fragmentación. En este sentido, Wohletz *et al.*, (1989) propone de manera experimental y con base a ejemplos bien conocidos en donde se involucran distintos procesos de fragmentación magmática que, el parámetro  $\gamma$  tendrá un valor que variará entre  $-1/3$  y  $-2/3$  para una fragmentación magmática completamente desarrollada. Haciéndose notar que si la fragmentación magmática no está completamente desarrollada, el valor de  $\gamma$  se mantendrá cerca de  $-1$ .

### *Transporte Secuencial.*

La teoría de transporte secuencial trata de las modificaciones en la distribución de tamaños (clasificación o *sorting*) causada por el transporte. La figura 20 B muestra un esquema del sistema coordinado en base a la teoría de la fragmentación secuencial. A la izquierda de la figura está la pila de material original a partir del cual el sistema transporta partículas hacia la posición derecha. En términos matemáticos esta teoría es exactamente paralela a la anterior, y se representa como la suma de todas las partículas de la pila original ( $x'$ ) que contribuyen a la población subsecuente ( $x$ ). Por lo tanto se asume que la cantidad de partículas presentes en una localidad está en función de la fragmentación resultante de un material original y, que la distribución de los tamaños de grano (clasificación o *sorting index*) está en función de los mecanismos de transporte que haya sufrido el ensamble de partículas.

El transporte de productos volcánicos puede ser de dos maneras fundamentales: la caída libre y el flujo lateral de partículas que interactúan con el substrato. Para la caída libre son operantes los procesos de suspensión y trayectorias balísticas; en cambio, para los flujos laterales se presenta una forma más compleja que incluye la saltación y el rodamiento o tracción de fondo, además de la suspensión. Wohletz et al. (1989) propone una serie de rangos, para el parámetro  $\gamma$ , que deben tener las cenizas volcánicas para los distintos procesos que se involucran en el transporte de un flujo piroclástico como sigue:

1. Transporte Balístico o en caída libre:  $-0.9 \leq \gamma \leq -0.6$
2. Transporte en suspensión:  $-0.66 < \gamma < -0.1$
3. Transporte en saltación:  $-0.7 < \gamma < 0.3$
4. Transporte en tracción o rodamiento:  $-0.7 < \gamma < -0.5$

Es evidente que los rangos señalados anteriormente presentan un traslape y que no existe un rango específico en donde se puedan marcar fronteras confiables. Lo anterior, sin embargo, es



bastante lógico si tomamos en cuenta que los resultados obtenidos por Wohletz et al. (1989) representan rangos basados en la experimentación y extrapolaciones matemáticas de un número limitado de muestras, y no de la totalidad de ejemplos mundiales. En este sentido la *Igneobrita Citlaltépetl*, como una entidad vulcanológica no considerada, puede ser analizada en función de la base teórica y experimental de los trabajos previos.

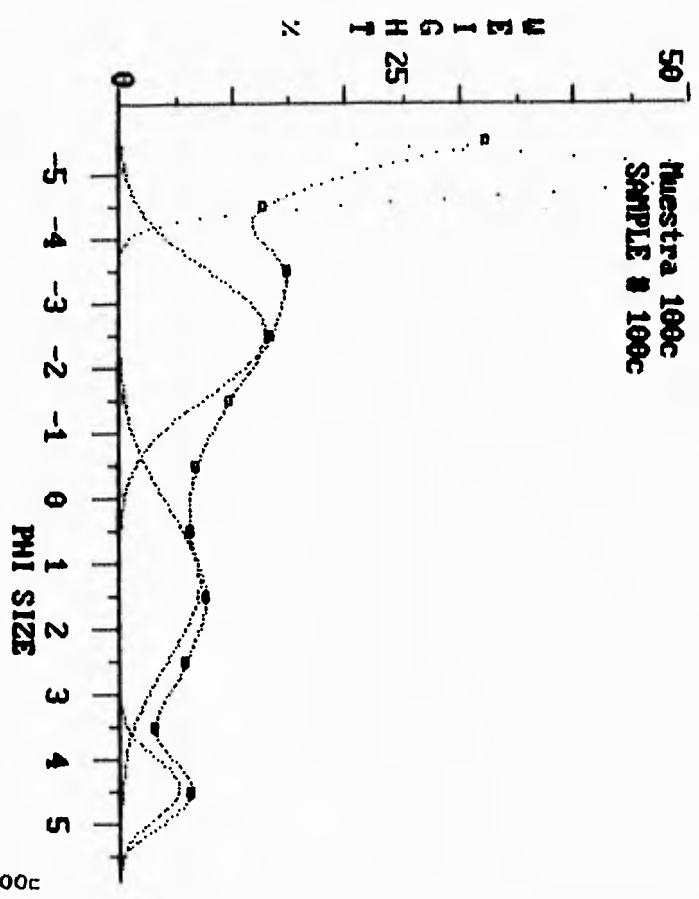
#### ***Subpoblaciones asociadas por el método SFT.***

Hasta ahora se han manejado las distribuciones granulométricas como representaciones gráficas del tamaño de grano ( $\phi$ ) contra el porcentaje individual en peso (wt %). Además se ha descrito que es posible asociar distribuciones gaussianas simples a cada moda presente en la distribución granulométrica original (capítulo VII.2). En este sentido, la teoría SFT (*fragmentación-transporte secuenciales*) asocia subpoblaciones similares a las gaussianas, pero con una variación en la asimetría y la kurtosis de la subpoblación basado en el parámetro  $\gamma$ . Esto se debe a que los ensambles de partículas producidas en erupciones volcánicas tienden a producir una mayor cantidad de partículas finas que los procesos sedimentarios (Wohletz et al, 1989). La figura 21 muestra las distribuciones asociadas por el método SFT a la muestra 100c en comparación con el método de subpoblaciones gaussianas, además se muestran los datos que arroja el programa para cada tipo de distribución (gausiana y sft). Es notable que cuando el parámetro  $\gamma$  es cercano a -1, la distribución es muy amplia y esencialmente plana (figura 21); la distribución no está definida para el valor  $\gamma = -1$ . Un incremento en el valor de  $\gamma$  refleja un incremento en la trituración por el mecanismo de fragmentación y/o un incremento en la clasificación (*sorting index*) por el transporte (Wohletz et al, 1989). Nótese que las distribuciones asociadas por el método sft se adecuan de mejor manera que aquellas mencionadas en el capítulo anterior.

**Figura No. 21 a y b.**

Comparación de los métodos de separación granulométrica en subpoblaciones para la muestra 100c. La figura 21a muestra la separación granulométrica en subpoblaciones gaussianas y los datos que arroja el programa de computadora para cada subpoblación como se mencionó en el apartado VI. 5. La figura 21b muestra la asociación de subpoblaciones por el método sift y los datos asociados, los datos en la columna etiquetada como DISPERSION corresponde a los valores del parámetro  $\gamma$  y la columna correspondiente a la etiqueta FRACT. corresponde a la proporción de cada subpoblación. La parte inferior de ambas tablas de datos muestra los valores de los parámetros de Inman para la muestra 100c (notese que son idénticos).

21a



Muestra 100c

SAMPLE # 100c                      FILE : C:100c.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

SUM OF SQUARED RESIDUALS = 111.03

RESIDUAL = 24.70 %

The distribution type is Gaussian

---

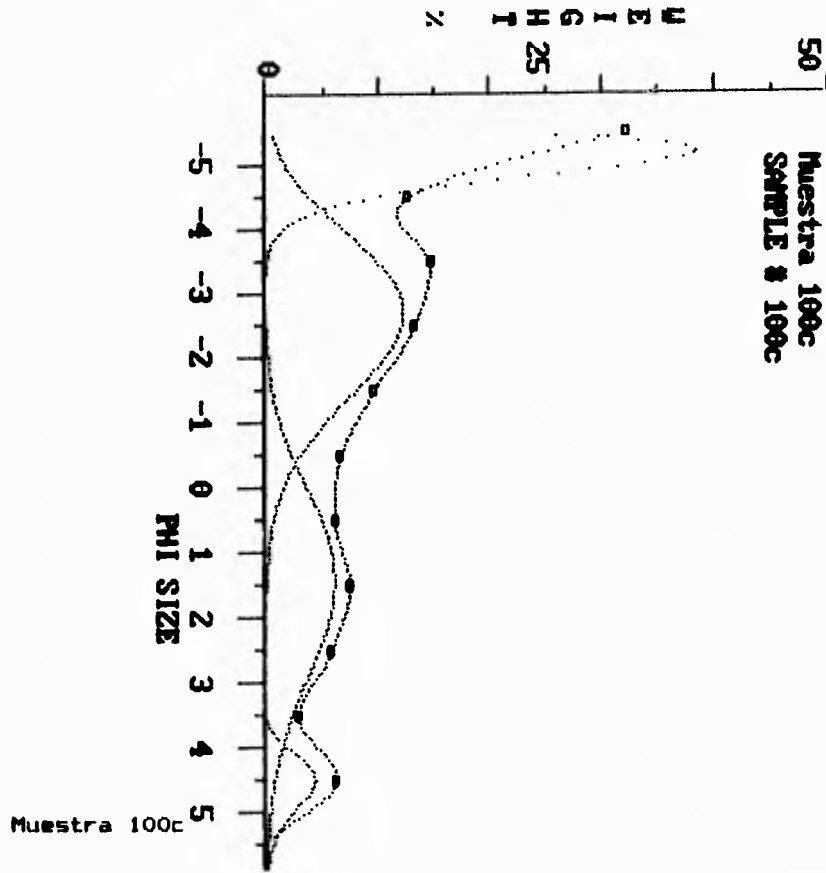
SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-5.03	0.34	0.00	0.43
2	-2.58	0.96	0.00	0.31
3	1.24	1.18	0.00	0.21
4	4.39	0.45	0.00	0.06
AVE.	-2.44	0.71	0.00	1.00

---

Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -1.67 (-2.45)

Standard Deviation (Inman Sorting) = 2.99 (3.38)



SAMPLE # 100c

FILE : C:100c.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

SUM OF SQUARED RESIDUALS = 11.93  
 RESIDUAL = 8.49 %

The distribution type is Sequential Transportation

-----  
 SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-5.23	0.01	0.33	0.30
2	-2.73	-0.93	4.55	0.38
3	1.39	-0.95	6.26	0.23
4	4.45	-0.38	0.54	0.05
AVE.	-2.09	-0.58	3.28	0.96

-----  
 Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -1.67 (-2.45)  
 Standard Deviation (Inman Sorting) = 2.99 ( 3.38)

### *Aplicación del método SFT para la Ignimbrita Citalaképetl.*

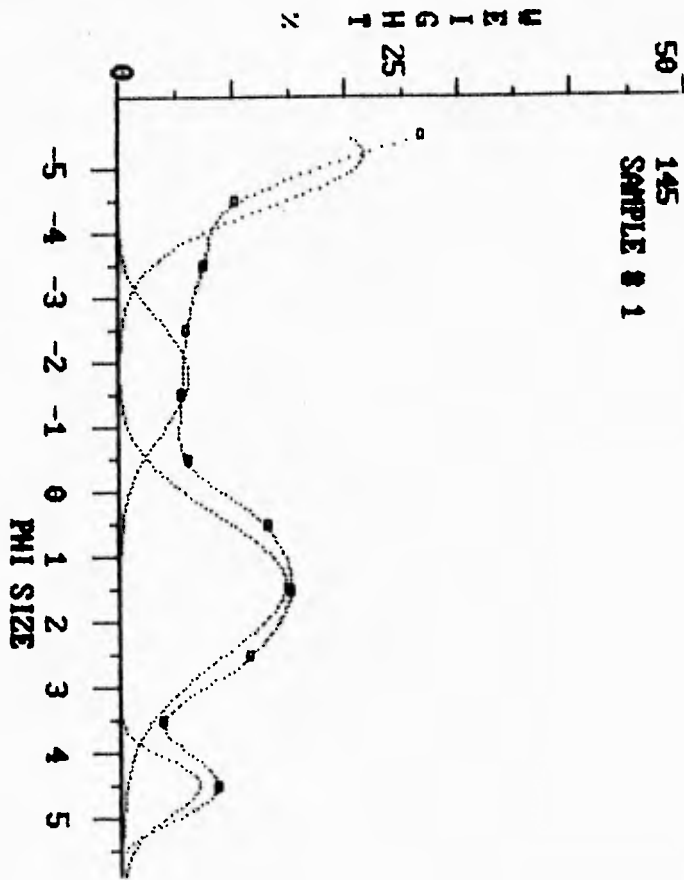
Es de común acuerdo (Wohletz et al., 1989) que las muestras tomadas de depósitos piroclásticos generalmente no representan la distribución granulométrica original formada por el mecanismo de fragmentación. Las muestras que obtenemos en el campo han sido afectadas por el transporte, desde el cráter hasta el punto de depósito, por un conjunto de mecanismos interrelacionados que incluyen: proyecciones balísticas, mecanismos de caída libre, suspensión turbulenta, saltación y flujo de tracción. Todos estos procesos inducen a una clasificación (*sorting*) en la distribución granulométrica original y dictan la aplicación del proceso de *transportación secuencial*, en donde el parámetro  $\gamma$ , como se ha mencionado, variará dependiendo del modo de transporte dominante en las subpoblaciones.

El método utilizado en esta parte de la tesis es análogo al empleado en el capítulo anterior en donde se asociaron subpoblaciones gaussianas simples a la distribución granulométrica original. En este capítulo se adecuaron distribuciones SFT a cada moda presente. La caracterización por computadora provee al usuario de los siguientes datos: 1) moda para cada subpoblación, 2) el parámetro  $\gamma$  y 3) la proporción de cada subpoblación (figura 21). La figura 22 muestra las distribuciones granulométricas, las subpoblaciones SFT y los datos asociados para las muestras recolectadas en la localidad #145 (Excola). Es importante notar que todas las muestras representan flujos piroclásticos, a excepción de la muestra 145-5 que es un depósito de caída libre, que presenta una distribución evidentemente distinta que los demás. Esto demuestra la aseveración original en donde se señala que distintos procesos de transporte generan distribuciones granulométricas y subpoblaciones asociadas distintas.

Las figuras 23 y 24 son representaciones gráficas de los análisis SFT de las muestras de flujo piroclástico correspondientes al afloramiento #145, Excola (figuras 23a y 24a) y para la totalidad de las muestras recolectadas de la *Ignimbrita Citalaképetl* (figuras 23b y 24b). Estas gráficas enseñan la comparación de los parámetros obtenidos por el método SFT.

**Figura No. 22.**

**Caracterización de las muestras tomadas en la localidad #145 (Excola) mediante el método SFT. Nótese la multimodalidad y mala clasificación de las distribuciones correspondientes a flujos piroclásticos a comparación de la muestra de caída libre (145-5).**



145

SAMPLE # 1

FILE : C:145-1.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

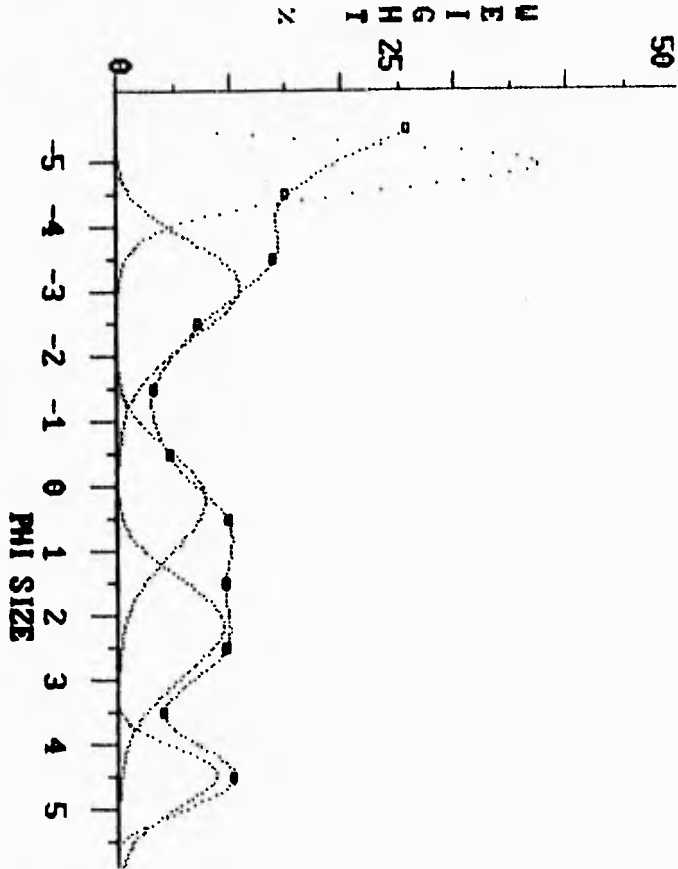
SUM OF SQUARED RESIDUALS = 50.45  
 RESIDUAL = 18.26 %

The distribution type is Sequential Transportation

-----  
 SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-5.25	-0.80	1.68	0.28
2	-1.85	-0.83	2.01	0.13
3	1.38	-0.90	3.43	0.40
4	4.45	-0.40	0.56	0.08
AVE.	-0.83	-0.73	2.16	0.89

-----  
 Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -0.51 ( 0.15)  
 Standard Deviation (Inman Sorting) = 3.19 ( 3.70)



145

SAMPLE # 3

FILE : C:145-3.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

SUM OF SQUARED RESIDUALS = 248.26

RESIDUAL = 30.01 %

The distribution type is Sequential Transportation

-----

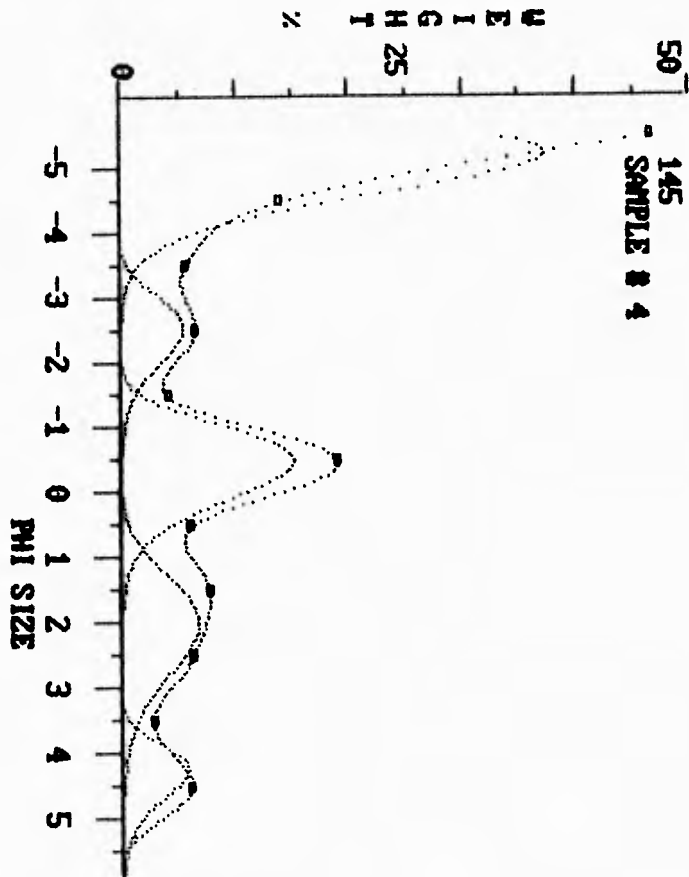
SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-4.99	-0.11	0.37	0.34
2	-3.11	-0.79	1.62	0.21
3	0.16	-0.80	1.71	0.15
4	2.12	-0.80	1.66	0.18
5	4.43	-0.43	0.59	0.10
AVE.	-1.50	-0.51	1.08	0.98

-----

Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -1.01 (-1.60)  
 Standard Deviation (Inman Sorting) = 3.37 (3.82)





145

SAMPLE # 4

FILE : C:145-4.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

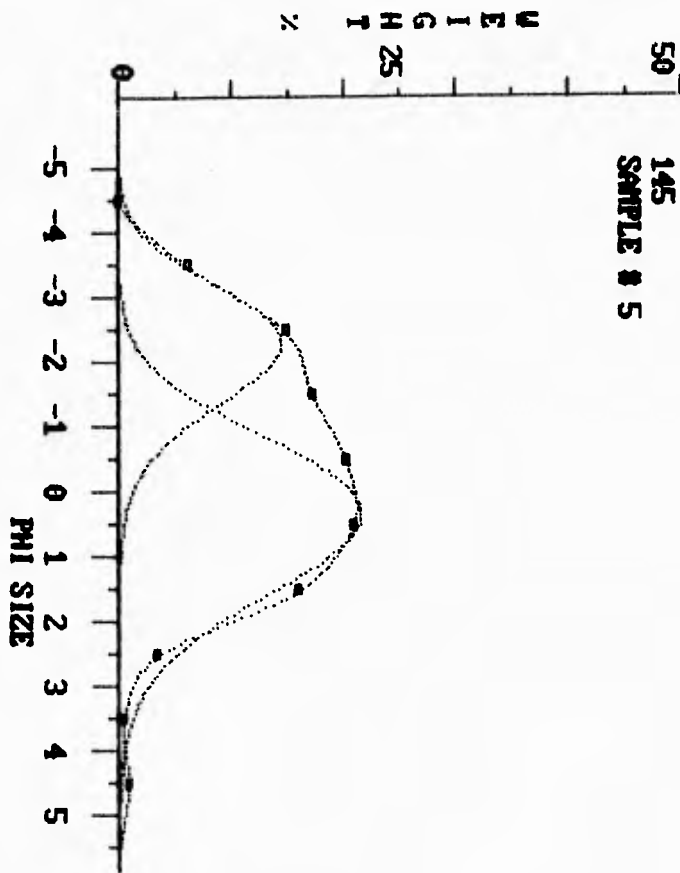
SUM OF SQUARED RESIDUALS = 64.91  
RESIDUAL = 14.58 %

The distribution type is Sequential Transportation

SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-5.25	-0.64	0.92	0.40
2	-2.57	-0.60	0.83	0.08
3	-0.52	-0.65	0.94	0.22
4	1.97	-0.81	1.72	0.13
5	4.21	-0.34	0.51	0.06
AVE.	-1.86	-0.57	0.90	0.89

Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -1.56 (-1.30)  
Standard Deviation (Inman Sorting) = 3.13 (3.53)



145

SAMPLE # 5

FILE : C:145-5.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

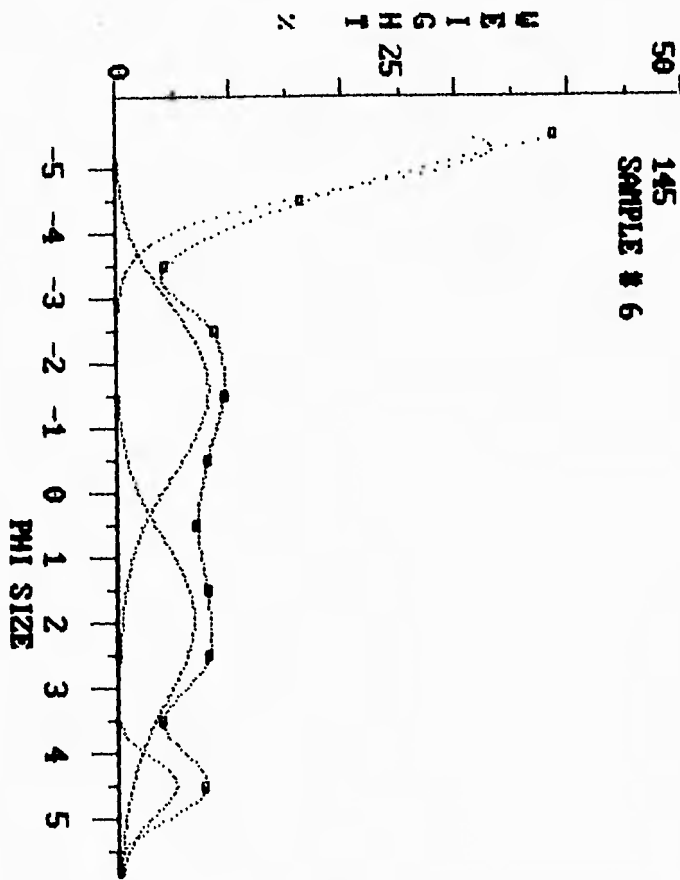
SUM OF SQUARED RESIDUALS = 9.54  
RESIDUAL = 7.53 %

The distribution type is Sequential Transportation

-----  
SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-2.33	-0.87	2.50	0.34
2	0.30	-0.92	4.25	0.66
3	4.63	0.13	0.30	0.01
AVE.	-0.56	-0.90	3.64	1.00

-----  
Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -0.48 (-0.45)  
Standard Deviation (Inman Sorting) = 1.68 (1.80)



145

SAMPLE # 6

FILE : C:\145-6.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

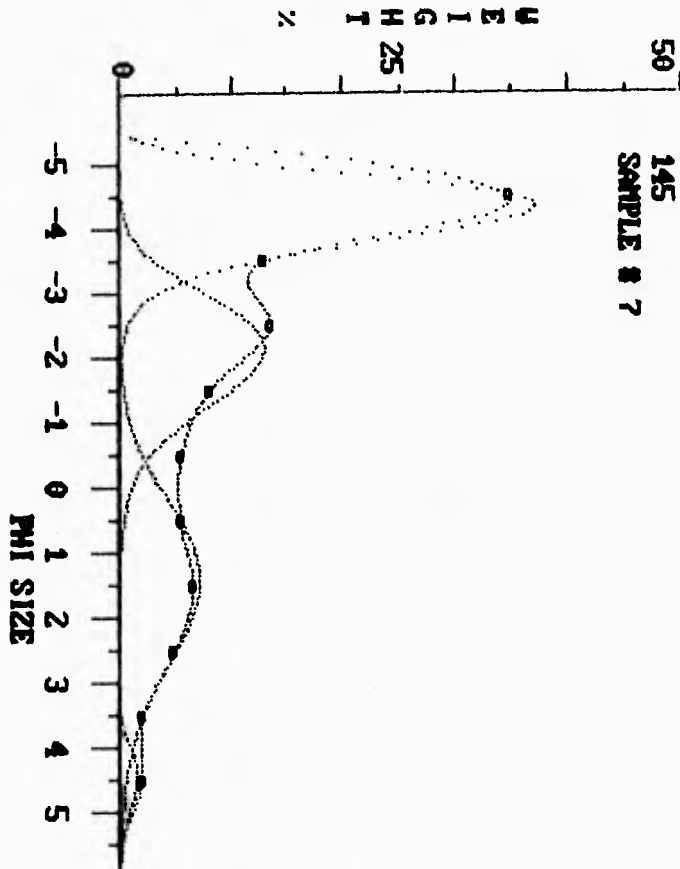
SUM OF SQUARED RESIDUALS = 2.50  
 RESIDUAL = 4.44 %

The distribution type is Sequential Transportation

-----  
 SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-5.33	-0.64	0.92	0.33
2	-1.66	-0.93	4.85	0.27
3	1.90	-0.93	4.85	0.22
4	4.45	-0.38	0.54	0.06
AVE.	-1.52	-0.69	2.70	0.87

-----  
 Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -1.37 (-1.75)  
 Standard Deviation (Inman Sorting) = 3.27 ( 3.78)



145

SAMPLE # 7

FILE : C:145-7.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

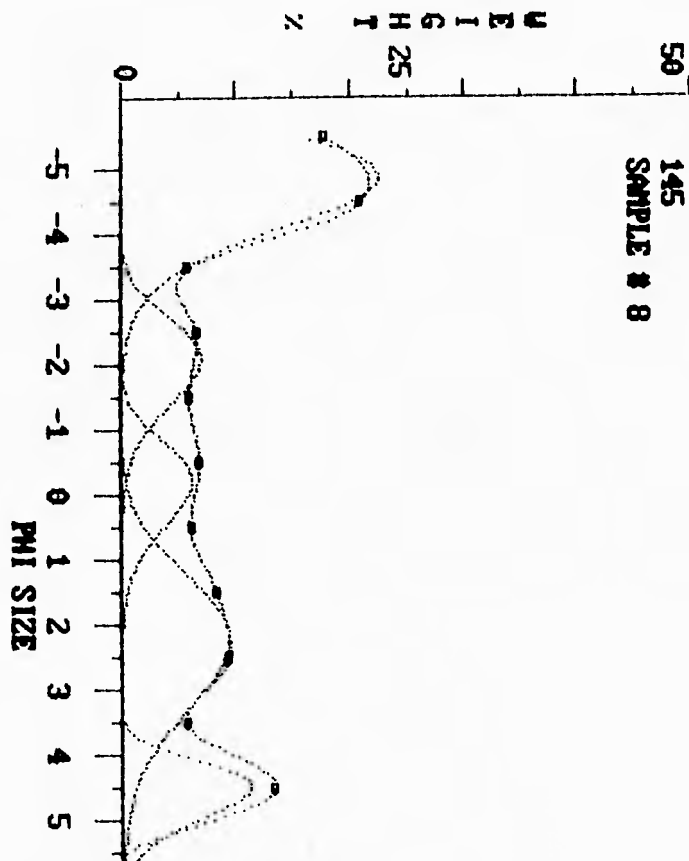
SUM OF SQUARED RESIDUALS = 9.47  
RESIDUAL = 8.05 %

The distribution type is Sequential Transportation

-----  
SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-4.38	-0.54	0.73	0.48
2	-2.20	-0.84	2.11	0.28
3	1.36	-0.93	4.57	0.22
4	4.38	-0.47	0.63	0.02
AVE.	-2.33	-0.71	1.98	1.00

-----  
Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -2.37 (-3.35)  
Standard Deviation (Inman Sorting) = 2.57 ( 2.78)



145

SAMPLE # 8

FILE : C:145-B.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

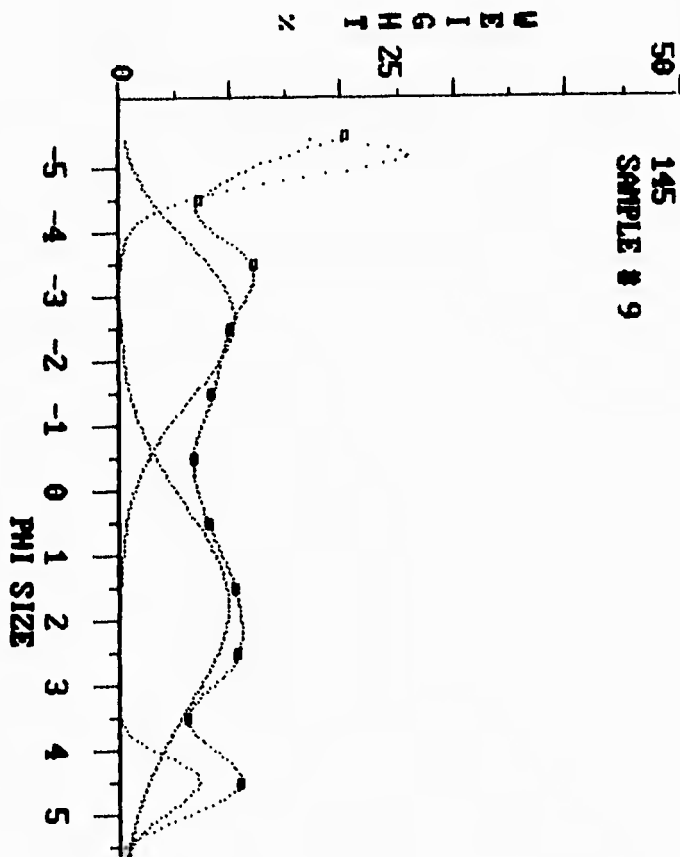
SUM OF SQUARED RESIDUALS = 3.99  
RESIDUAL = 4.15 %

The distribution type is Sequential Transportation

-----  
SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-4.92	-0.80	1.65	0.36
2	-2.14	-0.74	1.28	0.12
3	-0.25	-0.72	1.20	0.10
4	2.19	-0.89	3.13	0.25
5	4.46	-0.39	0.55	0.13
AVE.	-0.92	-0.71	1.70	0.95

-----  
Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -0.74 (-0.95)  
Standard Deviation (Inman Sorting) = 3.50 (4.22)



145

SAMPLE # 9

FILE : C:\145-9.sdf

GOODNESS OF FIT OF COMPOSITE CURVE

SUM OF SQUARED RESIDUALS = 16.00  
RESIDUAL = 10.36 %

The distribution type is Sequential Transportation

-----  
SUBPOPULATION STATISTICS

POP. #	MODE	DISPERSION	SHIFT	FRACT.
1	-5.24	0.12	0.30	0.19
2	-2.70	-0.92	4.33	0.32
3	1.72	-0.95	7.27	0.39
4	4.44	-0.33	0.50	0.08
AVE.	-0.86	-0.67	4.33	0.98

-----  
Lognormal Mean Phi (Median Phi) = -0.44 (-0.55)  
Standard Deviation (Inman Sorting) = 3.18 (3.65)

La figura 23a representa la proporción en peso que ocupa cada subpoblación en la distribución granulométrica original. Se observa, una vez más, que las subpoblaciones se encuentran localizadas con respecto a la moda como se mencionó en la sección VI.5. de la presente tesis, de manera que:

1. Subpoblación 1: Md $\phi$  entre  $-6\phi$  y  $-4\phi$ .
2. Subpoblación 2: Md $\phi$  entre  $-4\phi$  y  $-2\phi$ .
3. Subpoblación 3: Md $\phi$  entre  $-2\phi$  y  $0\phi$ .
4. Subpoblación 4: Md $\phi$  entre  $0\phi$  y  $3\phi$ .
5. Subpoblación 5: Md $\phi$  entre  $4\phi$  y  $5\phi$ .

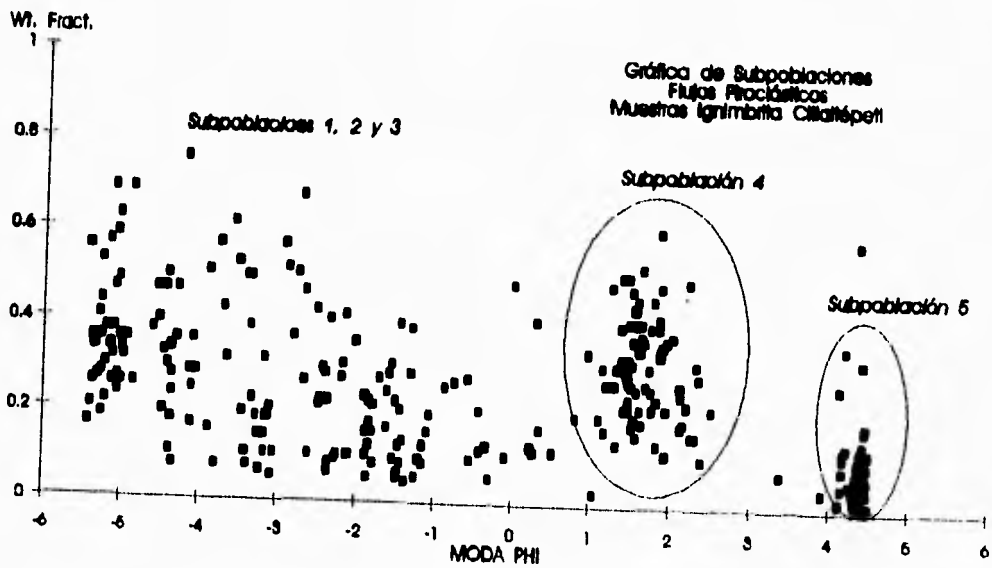
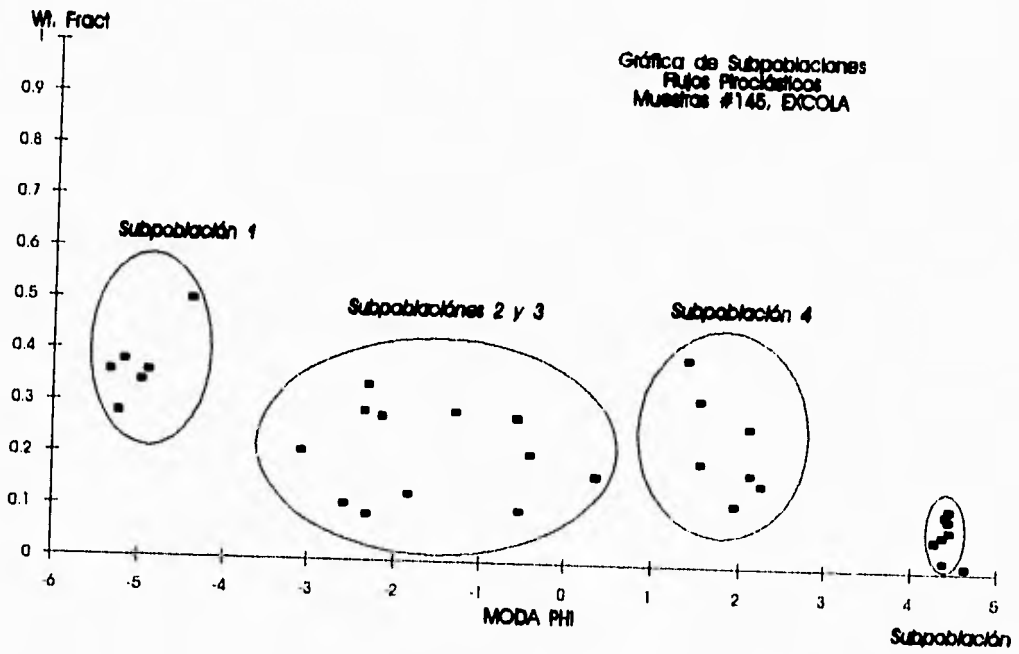
Se puede notar por la gráfica que las subpoblaciones 2 y 3 no presentan una diferenciación evidente, sin embargo las subpoblaciones restantes (1, 4 y 5) sí se localizan aisladas en los parámetros señalados. La mayor proporción en peso lo representa la subpoblación 1 (entre 30% y 50%), lo cual es evidente debido a que esta subpoblación está constituida por los tamaños de grano más gruesos de toda la distribución. A su vez la subpoblación 5, que representa los tamaños más finos, tiene poca representación en el peso de la distribución original (1% a 15%). Las subpoblaciones intermedias colaboran al peso de la distribución de manera muy variable (entre el 10% y al 45%).

La figura 23b representa la misma gráfica que la figura 23a, pero en ella se grafican todos los datos encontrados en las muestras de flujo piroclástico. En esta figura, dada la cantidad de puntos graficados, es muy difícil distinguir la totalidad de las subpoblaciones. Sin embargo son distinguibles las subpoblaciones 4 y 5 (especialmente la 5) en donde sus puntos están mejor localizados. Se podría decir, de manera generalizada, que la subpoblación 5 tiene una representatividad que varía desde el 1% hasta el 20% en las distribuciones granulométricas. La subpoblación 4 presenta un rango de variación y representatividad mayor, variando entre el 20% y el 60% de la totalidad. Las demás

**Figuras 23a y 23b (superior e inferior, respectivamente).**

**Representación gráfica de el análisis SFT ( $Md\phi$  vs Wt. Fract) para las muestras recolectadas en la sección #145 (Excola) (figura 23a), y para la totalidad de las muestras de la *Ignimbrita Citlaltéptl* (figura 23b). Notese la localización de las subpoblaciones asociadas.**





subpoblaciones son muy variables en cuanto a su representatividad y no se observa una tendencia generalizada (entre el 10% y el 80%).

La figura 24a muestra las mismas subpoblaciones, consistentes para la moda o la Md $\phi$ , asociando a cada una de ellas un modo de transporte específico en base al parámetro  $\gamma$ , conforme a los datos de Wohletz et al., (1989) y la adecuación específica de la *Igneóbrito Chialtápatl*. La subpoblación 1 presenta una amplia variación para el valor del parámetro  $\gamma$  entre -0.8 y -0.1 (figura 24a), lo cual la hace indefinible para los parámetros señalados anteriormente (Wohletz et al., 1989). Sin embargo, estos datos son esperables para esta subpoblación por la siguientes razones:

La subpoblación 1, como se ha mencionado, representa los fragmentos de tamaño de grano más gruesos de la distribución por lo tanto es de suponerse que, por acción de la gravedad, se encuentren en la base del flujo siguiendo un patrón de rodamiento o, tal vez, alcanzar el mecanismo de saltación. Sin embargo, y aunque estos procesos es muy posible que se efectúan, sería esperable que los fragmentos gruesos se encontraran en las zonas basales del depósito, formando una gradación normal. En este sentido es conocido que la *Igneóbrito Chialtápatl*, y otros flujos piroclásticos reportados, no presentan una gradación normal sino que, incluso, presentan en ocasiones gradación inversa en fragmentos mayores de pómez y escorias (ver sección 145. Excola).

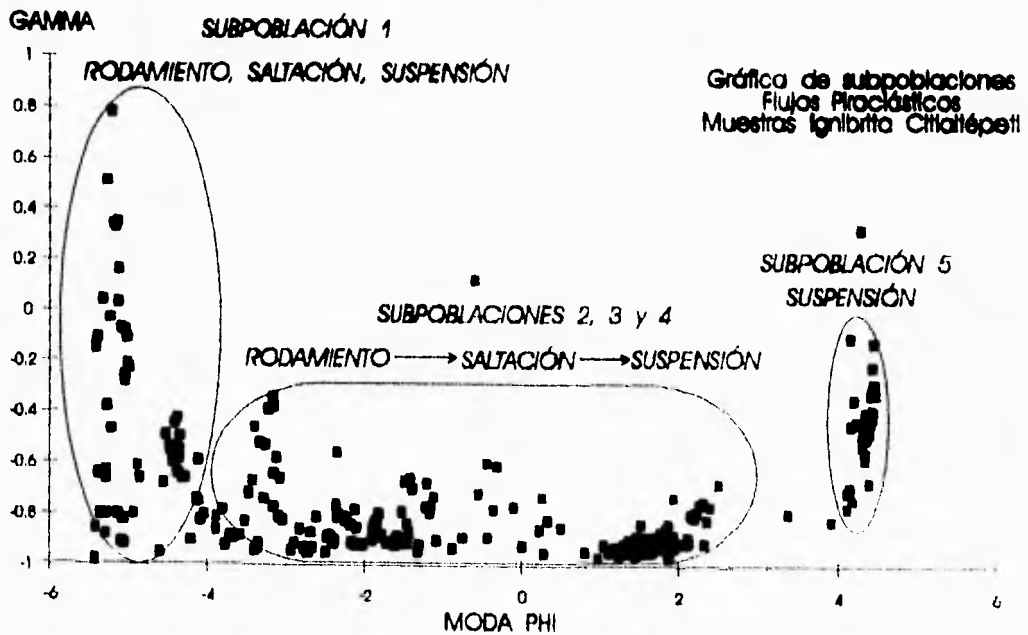
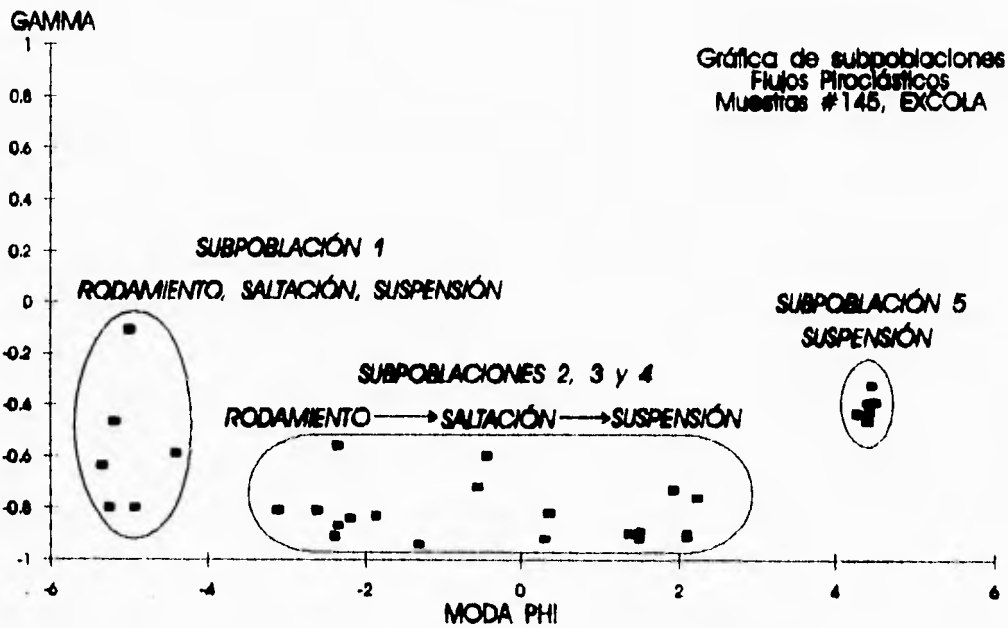
Lo anterior nos puede proponer que la subpoblación 1, no se transportó únicamente por tracción o saltación, sino que es muy factible que en algunas zonas, en donde el flujo pudo tener condiciones turbulentas o altamente fluidizadas, se haya mantenido, también, en franca suspensión durante el proceso de transporte; evidenciándose así la extrema variación en los valores de  $\gamma$ . Con esto podríamos tener al menos tres mecanismos de transporte asociados para la subpoblación 1: tracción, saltación y suspensión, con la predominancia de los dos primeros.

La figura 24b evidencia de mejor manera lo señalado en el párrafo anterior. Se observa, incluso, una variación extrema para los valores de  $\gamma$  (entre -0.9 y 1), que podría asemejar una línea recta

**Figuras 24a y 24b (superior e inferior, respectivamente).**

Representación gráfica de el análisis SFT ( $Md\phi$  vs  $\gamma$ ) para las muestras recolectadas en la sección #145 (Exocla) (figura 24a), y para la totalidad de las muestras de la *Igneóbrita Cúcuta* (figura 24b). Notase el tipo de transporte asociado a cada subpoblación, de modo que la:

- Subpoblación 1 pudo presentar tres tipos distintos de transporte, siendo estos: *rodamiento*, *salitación* y *suspensión*.
- Subpoblaciones 2, 3 y 4, pudieron tener un transporte transicional desde el *rodamiento* hasta la *suspensión*, pasando de manera intermedia por la *salitación*.
- Subpoblación 5 se mantiene en franca *suspensión* durante todo el proceso de transporte.



vertical si unieramos los puntos. Con esto se concluye que en la subpoblación 1 se desarrollaron simultáneamente distintos procesos de transporte que se traducen en una extrema variación en los valores de  $\gamma$ .

Las subpoblaciones 2, 3 y 4 (figuras 24a y 24b) presentan menos variación en los valores de  $\gamma$ , concentrándose entre -0.9 y -0.5 (principalmente); estos valores abarcan, aunque de manera más restringida, los rangos correspondientes a un transporte en saltación y suspensión. Es factible que los fragmentos más gruesos (subpoblación 2) puedan tener interacciones con el medio de transporte tipo tracción, como se observa en la dispersión de los valores en la figura 24b. Conforme el tamaño de grano se hace más pequeño, las partículas son más susceptibles de ser fluidizadas por lo que es muy posible que exista una transición desde el transporte en saltación hacia el transporte en suspensión. Lo anterior puede ser interpretado de las figuras 24a y 24b, en donde no se observa una diferenciación para las subpoblaciones 2, 3 y 4 y en donde los valores de  $\gamma$  no se encuentran especialmente localizados; esto se debe a que en estas subpoblaciones existe un traslape de medios de transporte, además de una transición hacia el transporte en suspensión desde la subpoblación 2 hasta la subpoblación 4.

En las figuras 24a y 24b, se observa que la subpoblación 5 tiene una menor dispersión para los valores  $\gamma$  (concentrándose entre -0.8 y -0.3). Esta subpoblación representa los tamaños de grano más finos de toda la distribución (limos y arcillas), por lo tanto no es aventurado asumir que esta subpoblación se mantenga en suspensión durante todo el transporte del flujo piroclástico. Además los valores de esta subpoblación se mantienen dentro del rango de la suspensión en los parámetros de Wohletz *et al* (1989).

#### VII. 4. Variaciones Verticales y Análisis de Componentes.

Para esta sección de la tesis se realizaron gráficas en donde se observa la variación vertical de los parámetros de Inman calculados para cada muestra de la columna ideal (sección #145, Excola),

(figura 25) y las variaciones verticales de las subpoblaciones asociadas (figura 26). Además de un análisis de componentes para la misma sección (figura 27). Estos se hizo con el fin de observar variaciones en el transporte y estilo eruptivo de cada unidad de flujo involucrada en la formación de la *Igneímbrita Chikilápetel*.

#### **Variaciones Verticales.**

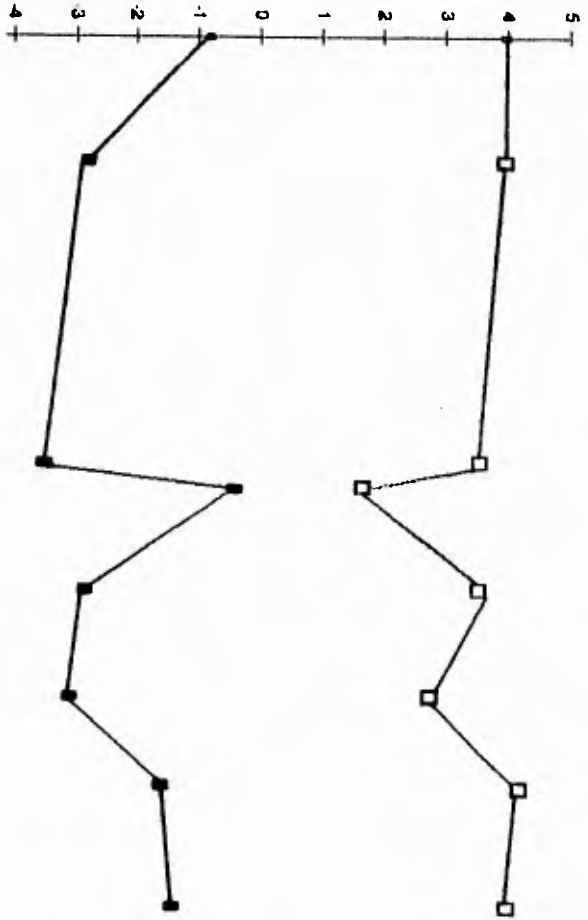
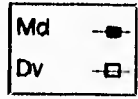
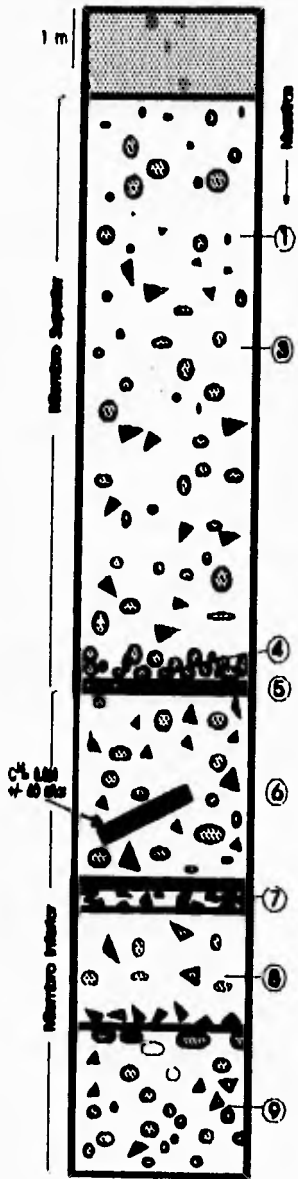
La figura 25 representa la columna estratigráfica más representativa de la *Igneímbrita Chikilápetel*, se observan la mayor cantidad de unidades de flujo para ambos miembros, además de los dos eventos distintivos asociados (depósito de caída libre y lahar [muestras 5 y 7, respectivamente]). En esta figura se muestra que, para los flujos piroclásticos, los valores de la Mediana ( $Md\phi$ ) presentan poca variación vertical concentrándose los datos entre -0.9 y -3.1. Para el índice de clasificación ( $\sigma\phi$ ) las muestras de flujo se presentan, también, prácticamente constantes en toda la columna, con valores cercanos a 4. En cambio, la muestra correspondiente al depósito de caída libre (muestra 5) tiene una mediana más fina ( $Md\phi = 0$ ) y una mejor clasificación ( $\sigma\phi = 1.3$ ).

Las muestras de flujo del miembro superior tienden a incrementar los valores de la mediana, desde la base hacia la cima (-3.1 a -0.9), lo que podría representar una gradación normal incipiente para este miembro. Las muestras del miembro inferior, en cambio, tienden a aumentar el tamaño de grano (disminuir el tamaño de la  $Md\phi$ ) conforme subimos estratigráficamente. Sin embargo, es importante señalar que las muestras analizadas en el miembro inferior corresponden, cada una, a distintas unidades de flujo con características de transporte y emplazamiento independientes; por lo que la tendencia a un incremento en el tamaño de grano no representa una gradación inversa. Este incremento en el tamaño de grano señala, por otro lado, una ligera variación en el estilo eruptivo de

**Figura No. 25.**

Sección #145, Excola, con los parámetros de Inman calculados para cada muestra localizada estratigráficamente. Se observa una incipiente gradación normal para las muestras del miembro superior, y una disminución en los tamaños de grano en las unidades del miembro inferior.  
Md = Mediana; Dv =  $\sigma\phi$  (índice de clasificación).

Sección No. 146 Escala





este miembro: representada por la erupción inicial de los tamaños de grano de menor tamaño y un incremento gradual en ellos conforme se emplazan las otras unidades de flujo.<sup>5</sup>

Los datos anteriores muestran que las variaciones verticales no son tan marcadas, aunque el miembro inferior tiene ciertas variaciones en el estilo eruptivo, conforme la erupción avanza. Por otro lado el miembro superior presenta una gradación normal incipiente que podría ser traducida a una segregación de los tamaños de grano producto del transporte y emplazamiento.

Estos análisis, aunados a lo descrito en el campo para la sección ideal (ver apartado VI. 5 de la tesis), nos proponen las siguientes conclusiones:

1. El miembro inferior presenta cierta gradación inversa, para las pómez y escorias, en sus tamaños de grano para cada una de sus unidades de flujo (ver descripción de campo). Además se presenta un incremento en los tamaños de grano para las muestras analizadas en las diferentes posiciones estratigráficas. Lo anterior señala que existe una segregación en los materiales juveniles (pómez y escorias) producto del transporte y, además, una variación en el estilo eruptivo para cada unidad de flujo, tendiente a incrementar los tamaños de grano conforme las distintas unidades de flujo se emplazaron.
2. El miembro superior presenta una gradación normal en sus tamaños de grano, lo que nos indica un contraste en el modo de transporte y emplazamiento de esta unidad en comparación con las del miembro inferior.

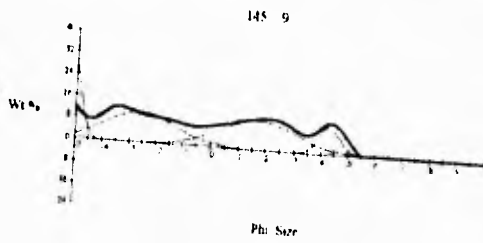
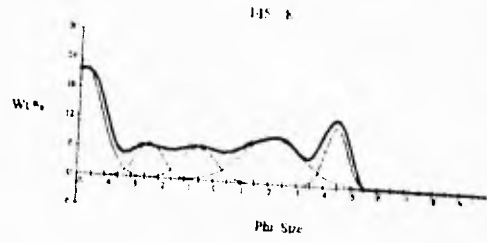
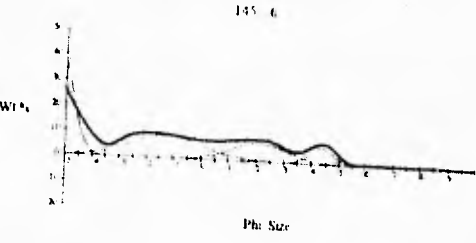
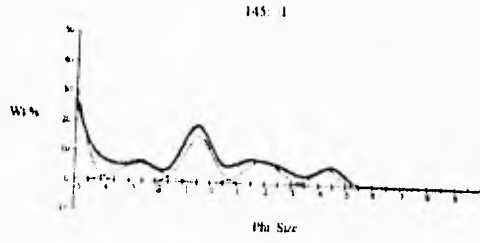
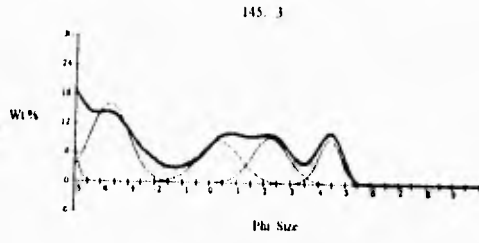
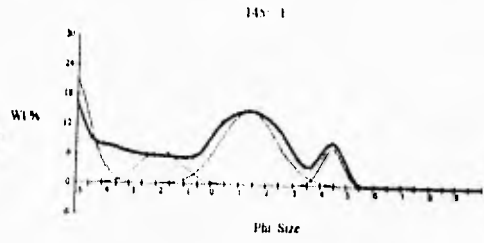
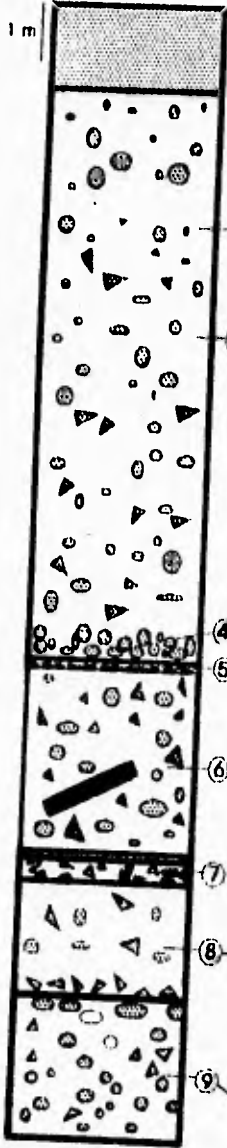
La figura 26 muestra las variaciones verticales de la columna ideal (sección #145, Excola) en lo que respecta a las subpoblaciones de las muestras de flujo piroclástico. Se puede observar que las

<sup>5</sup>Recuerde el lector que mientras más negativo sea el valor de la  $Md\phi$  mayor será el tamaño de grano y, obviamente, conforme ese valor sea más positivo el tamaño del grano será de menor tamaño. Esto se señala porque he observado que es bastante común entrar en confusión con estos términos.

**Figura No. 26.**

**Distribuciones granulométricas asociadas y las subpoblaciones gaussianas asociadas a cada muestra de la sección Excola. La línea gruesa representa la distribución granulométrica original y las líneas delgadas que subyacen a la gruesa son las distribuciones gaussianas asociadas. Se presentan sólo las muestras de flujo piroclástico.**

Sección No. 145 Excola



subpoblaciones 1 y 5 permanecen prácticamente constantes en todas las muestras. Las demás subpoblaciones, que representan la transición en el modo de transporte, muestran un traslape en cuanto a sus distribuciones y, por lo tanto, esto podría señalar un continuo traslape en el modo de transporte para estas subpoblaciones (2, 3 y 4). Nótese una vez más que la polimodalidad de las distribuciones es, también, consistente en la columna estratigráfica; presentándose un mínimo de cuatro subpoblaciones y, en ocasiones, hasta 5 (muestras 3, 4 y 8).

#### *Análisis de Componentes.*

En la figura 27 se observa los histogramas construidos para cada muestra de la columna ideal (Sección #145, Excola), con las proporciones relativas de pómez, líticos y cristales.

Es posible observar que los cristales libres comienzan a aparecer en la fracción  $1\phi$  (0.5 mm) para la mayoría de las muestras, en una proporción relativamente reducida. Los cristales libres analizados son, principalmente, plagioclasas y hornblendas, y es posible que representen los fanocristales formados en el magma previamente a la erupción y que fueron separados de la roca volcánica por procesos de fragmentación, ya sea en el conducto magmático o por la fricción durante el transporte. Además es posible observar cristales de tamaños similares en los fragmentos de pómez y escorias del depósito.

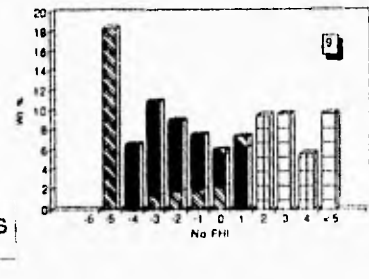
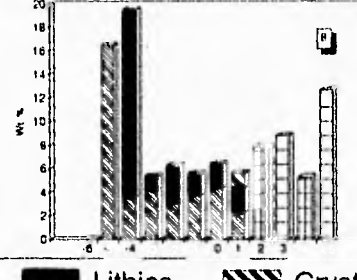
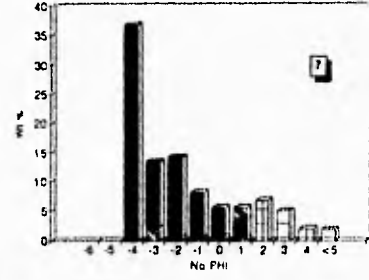
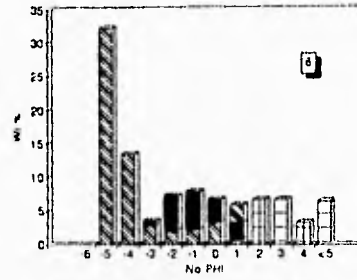
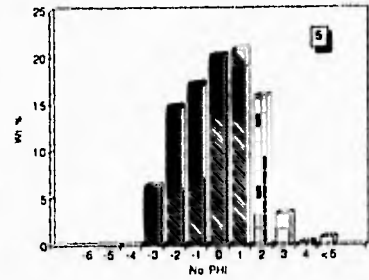
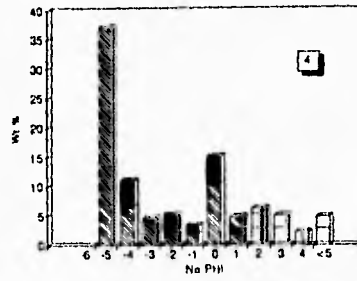
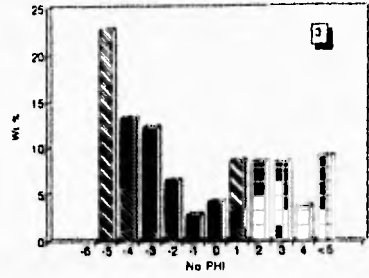
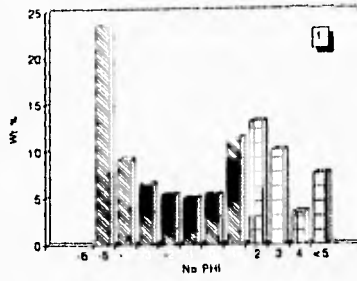
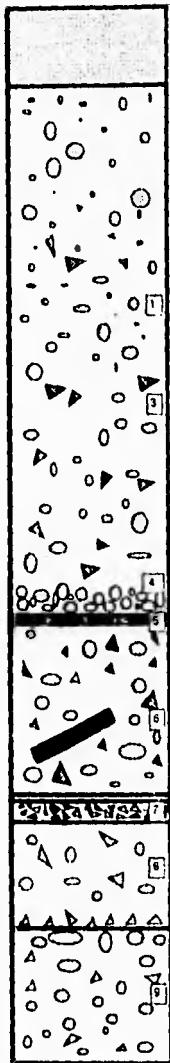
La pómez se encuentra ampliamente representada en todas las distribuciones granulométricas (de flujo piroclástico) y se localiza, de manera preferencial, en los tamaños mayores de la subpoblación 1. En la mayoría de ellas se presenta como el pico gráfico más abundante, disminuyendo su representatividad conforme disminuye el tamaño de grano. En el miembro superior, la pómez es más abundante que los demás componentes, tanto en su parte superior, como en la parte media y basal. Se observa que la parte basal (muestra 4) presenta una mayor proporción de pómez con respecto a los demás componentes, además tiene una ausencia relativa de material fino, por lo que es posible que represente el horizonte 2a del esquema de "ignimbrita ideal" de Sparks *et al.*

**Figura No. 27.**

Sección ideal (Excola) con las distribuciones granulométricas asociadas y la proporción de componentes asociados a las muestras. Se separaron pómez (ahurado delgado), líticos (negro sólido) y cristales (ahurado grueso). Las columnas con cuadrícula no están diferenciadas dada la incapacidad de reconocer componentes a tamaños tan pequeños ( $> 0.5$  mm).

Los ejes vertical y horizontal de las gráficas individuales, representan el Wt% (porcentaje individual en peso de cada clase de tamaños  $\phi$ ) y el Número phi (escala de tamaños, donde No.  $\phi = \log_2$  diámetro en mm), respectivamente.

1m



 Pumice   
  Lithics   
  Crystals

(1973) [figura, 11]. El miembro inferior presenta distintas proporciones de componentes para cada unidad de flujo. Es notable que la unidad superior presenta mayor proporción de pómez a comparación de los demás componentes y está tiende a disminuir conforme observamos las muestras subyacentes.

Los líticos, que representan los clastos no juveniles incorporados al flujo al momento de la erupción o durante el transporte, se encuentran localizados en los tamaños medios de las distribuciones granulométricas (subpoblaciones 2, 3 y 4) y se observa una mayor proporción de ellos en el miembro inferior. Es notable que en las muestras de flujo piroclástico, la pómez va siendo menos abundante conforme disminuye el tamaño de grano para dar paso a una mayor proporción de líticos.

La muestra 5, como se ha mencionado anteriormente, representa un depósito de caída libre. Cabe destacar que sus componentes siguen un patrón distinto que las muestras de flujo piroclástico: mientras que los flujos tienen mayor representatividad de pómez en los tamaños gruesos, en la muestra de caída libre la pómez tiende aumentar en proporción relativa conforme disminuimos el tamaño de grano (obsérvese además la unimodalidad de la distribución).

La muestra 7 representa un depósito de lahar asociado al miembro inferior. Se puede observar que la muestra está constituida casi exclusivamente de material lítico y muy poca proporción de pómez y cristales. Esto corrobora lo observado en diversos depósitos de lahar en donde la mayoría de los componentes son no juveniles (Cas & Wright, 1987).

#### **VII. 5. Variaciones Laterales.**

Muchos autores han propuesto que una de las principales características de los flujos piroclásticos es su tendencia a disminuir el tamaño del grano conforme el flujo se aleja de la fuente emisora (Wright y Walker, 1981; Walker y Wilson, 1983; Cas & Wright, 1987). Los estudios de

todos ellos se basan en el análisis granulométrico de muestras perfectamente cartografiadas y localizadas estratigráficamente. En general se utiliza una sola unidad de flujo que puede ser correlacionable en todo el trayecto de transporte; considerando, entonces, un solo evento eruptivo con iguales características de fragmentación inicial. En ese sentido, las muestras tomadas de esa unidad de flujo tendrán distintas características en los tamaños de grano producto de la fenomenología atribuida al transporte. Además deben considerarse que un flujo piroclástico se encuentra dividido en tres facies fundamentales (frente, cuerpo y cola), con características diferentes en cuanto a su modo de emplazamiento. Comúnmente este tipo de análisis se observa en representaciones gráficas que involucren los parámetros de Inman vs. la distancia al cráter, observándose, entonces, un decremento en el valor de la  $Md\phi$  y una mejor clasificación en el material ( $\sigma\phi$ ) conforme la distancia desde el cráter aumenta.

Este tipo de estudio se realizó para la *Ignimbrita Cúicatépetl* en la presente tesis. Se escogió la unidad de flujo basal, correspondiente al miembro inferior (ver sección VI. 2.), porque representa la unidad de flujo que mejor distribución tiene en todos los flancos del volcán y, también, porque es la que mayor distancia alcanzó desde su fuente de emisión (al menos 24 km). Se asume, en base a lo mencionado anteriormente, que las condiciones de fragmentación son las mismas para todos los depósitos encontrados de esta unidad y las variaciones en el tamaño de grano con respecto a la distancia son atribuidas al transporte. Como se mencionó en la sección VI.2 la *Ignimbrita Cúicatépetl* siguió varias trayectorias alrededor del volcán que han sido trazadas en el mapa (figura 11), para el análisis de variaciones laterales se utilizaron solamente dos de esas trayectorias, pues son en estas en donde se asume (de manera empírica) que presentan condiciones similares de transporte, ya que las condiciones de pendiente y forma de la cuenca son muy parecidas. Estas trayectorias son (ver figura 11):

A. Trayectoria NE: Vaquería a 10.7 km (sección #135) - Excola a 17.8 km (sección #145)



B. Trayectoria S: Loma Grande a 12 km (Sección #101) - Toluca a 16 km (sección #91) - La Estancia a 19 km (Sección #89) - Maltrata2 a 22.5 km (Sección #80) - Maltrata a 24 km (Sección #78).

Cabe destacar que la muestra más cercana al cráter corresponde a 10.7 km y la más lejana se encuentra a 24 km, con lo que tenemos una variación de la distancia de 13.3 km que para la *Igimbrita Chikilápsol* es considerable si tomamos en cuenta que alcanzó hasta un máximo de 26 km, desde el cráter.

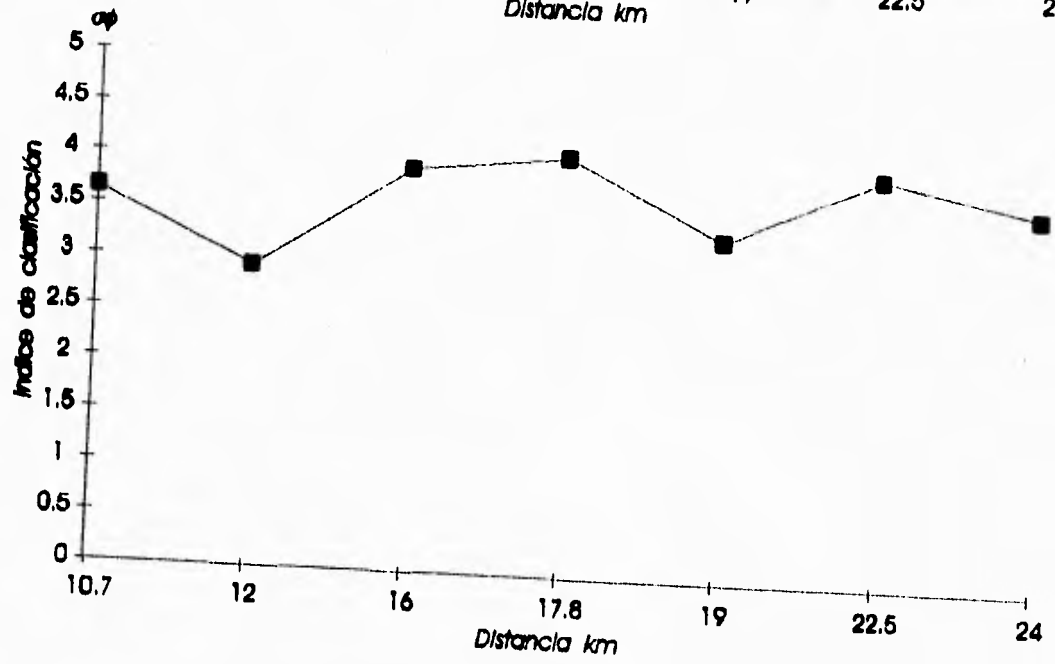
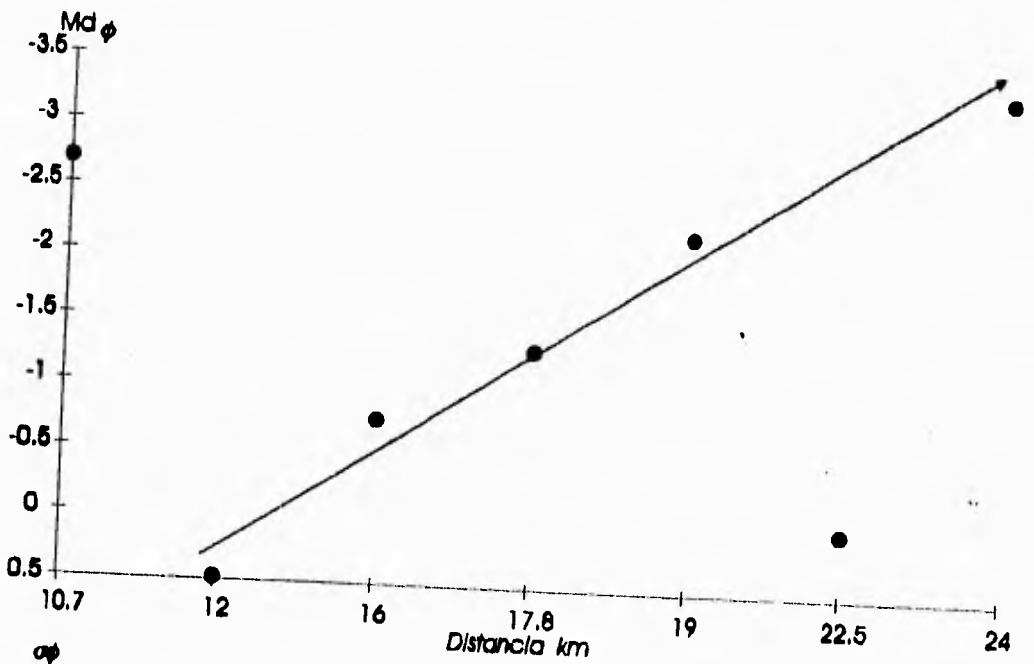
El análisis de variaciones laterales en la *Igimbrita Chikilápsol* arrojó datos interesantes. La figura 28 muestra la representación gráfica de los parámetros de Inman para las muestras tomadas en el depósito basal de las localidades señaladas. Se puede observar que, en contraste con lo mencionado por diversos autores, esta unidad de flujo piroclástico tiende a aumentar sus valores de la mediana ( $M_d$ ) conforme nos alejamos de la fuente emisora, incluso se podría trazar una línea recta tratando de adecuar los puntos graficados. Es necesario hacer notar, también, que existen dos valores que salen del rango especificado; sin embargo la tendencia de la mayoría de los datos nos haría suponer un patrón hacia el incremento de la mediana en lugar un decremento. Por otro lado, los datos discordantes con la línea recta podrían representar condiciones locales de transición o de turbulencia dentro del mismo flujo.

Ahora, si analizamos la gráfica inferior, podemos observar que tampoco existe una tendencia a mejorar la clasificación de la distribución granulométrica conforme nos alejamos del cráter (como lo mencionan los autores citados); además, los valores del índice de clasificación ( $\sigma\phi$ ) se encuentran localizados entre  $3\phi$  y  $4\phi$ , sin un patrón distintivo hacia el incremento o decremento.

Con base en lo señalado por los autores (Wright y Walker, 1981; Walker y Wilson, 1983; Cas & Wright, 1987), se podría asumir que las subpoblaciones encontradas en las distribuciones granulométricas de depósitos piroclásticos deberían presentar variaciones significativas en función de

**Figura No. 23.**

**Representación gráfica de los parámetros de Inman vs la distancia, como un reflejo de las variaciones laterales sufridas en la *Ignotobrya Citlaltépetl*.**



la distancia desde el cráter. Podríamos asumir como lógico, que si existe una fuerte interacción entre los granos y entre los granos y el sustrato, producto del transporte, la tendencia de las subpoblaciones sería a aumentar la cantidad de partículas finas conforme nos alejamos de la fuente emisora y, por otro lado, disminuir la proporción de partículas gruesas. Lo anterior se vería, necesariamente, traducido a observar un aumento en el pico gráfico de la subpoblación 5 y una disminución progresiva en el pico gráfico de la subpoblación 1. Sin embargo el análisis de subpoblaciones en función de la distancia para la *Igneobrita Chikilápetal* arroja datos que no concuerdan con lo aseverado anteriormente.

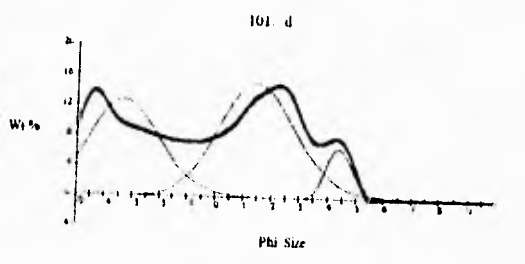
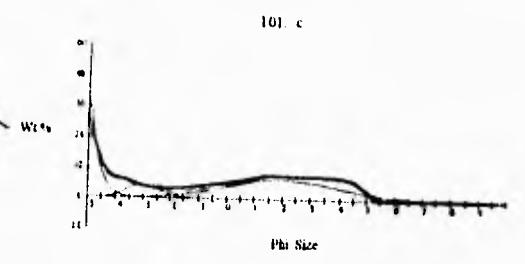
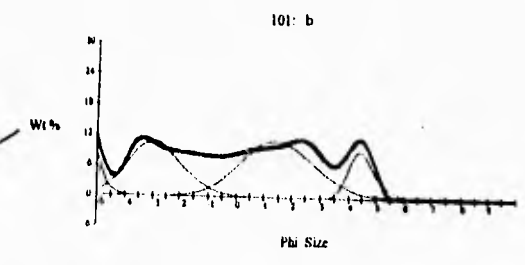
La figura 29 muestra las secciones estratigráficas encontradas en la trayectoria sur y la sección #145 (Excola), con las distribuciones granulométricas asociadas a las muestras localizadas en la columna y, además, las subpoblaciones que se atribuyen a cada pico gráfico de la distribución (como se ha venido discutiendo en esta tesis). La posición de cada gráfica en la figura se encuentra de tal manera que todas las muestras en un mismo renglón puedan ser directamente correlacionables; es decir que las muestras 100d, 91c, 145-9, 89c, 80b y 78e (correspondientes al renglón basal) son correlacionables entre sí pues representan la misma unidad de flujo y, además, la muestra fue tomada prácticamente en la misma posición.

Analizando cada renglón de la figura 29 se observa que no existe una tendencia evidente a disminuir la proporción de la subpoblación 1 conforme nos alejamos de la fuente de aporte, incluso es destacable un cierto aumento en el pico gráfico de la subpoblación 1 en las zonas distales del depósito (secciones Maltrata-2 y Maltrata). Por otro lado se observa que la subpoblación 5, que representa los tamaños de grano más finos, se mantiene prácticamente constante durante todo el trayecto sin mostrar variación significativa en función de la distancia. Las subpoblaciones intermedias se observan traslapadas unas con otras durante todo el trayecto, sin evidenciar tampoco un aumento en su proporción relativa conforme la distancia avanza.

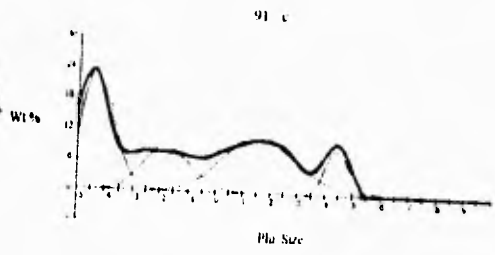
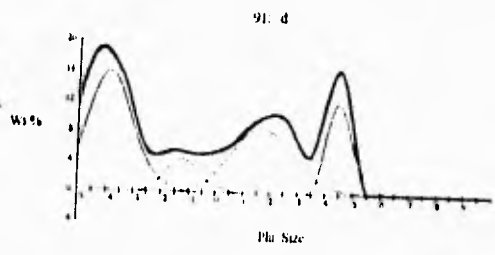
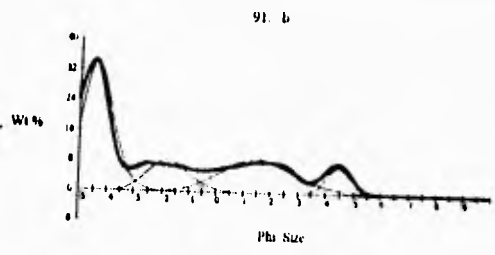
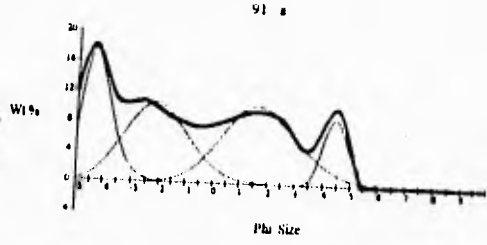
**Figura No. 29.**

**Columnas estratigráficas correspondientes a la trayectoria sur de la *Igmitbrita Citlaltpetl* con las distribuciones granulométricas asociadas a cada muestra y las subpoblaciones. Obsérvese la poca variación lateral en las subpoblaciones conforme la distancia desde el cráter se incrementa.**

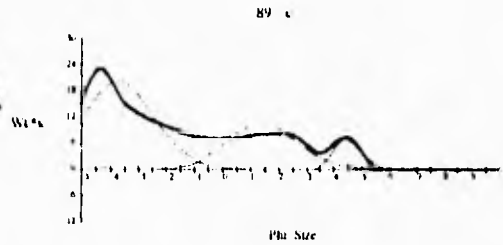
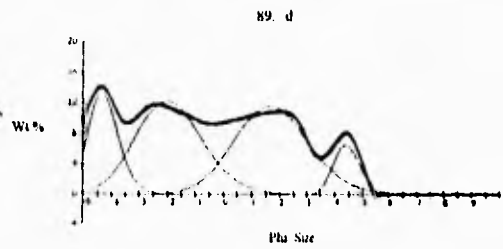
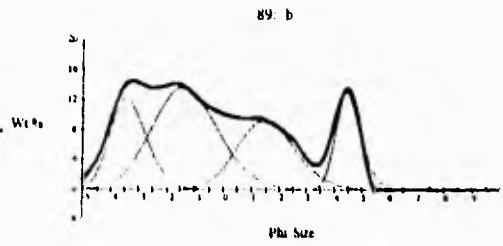
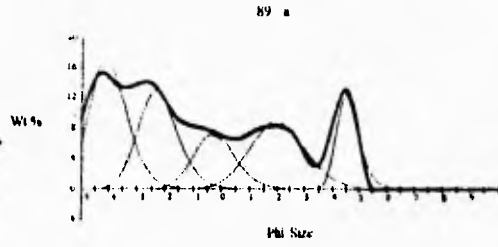
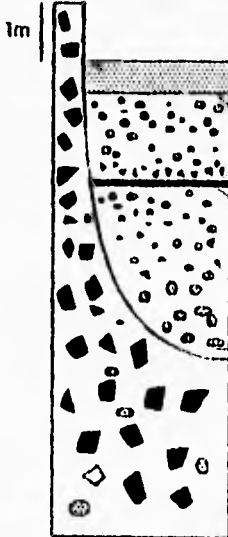
Sección No. 101 Loma Grande  
12 km



Sección No. 91. Totuca.  
16 km

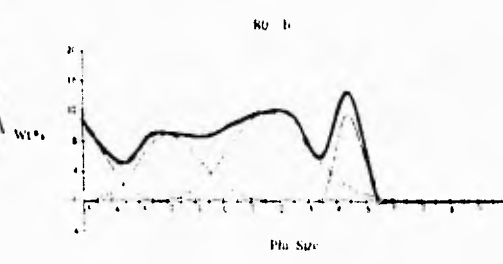
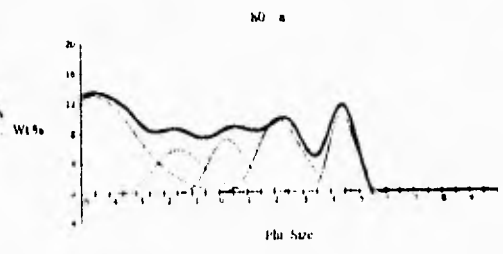
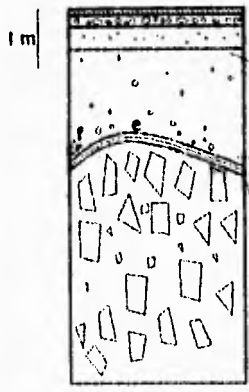


Sección No. 89. La Estancia.  
19 km

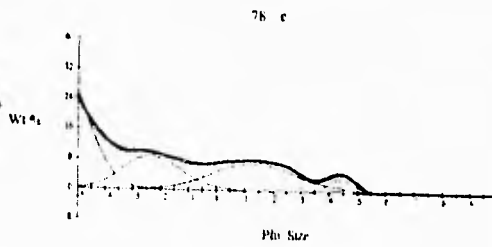
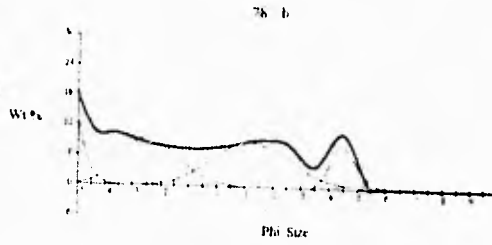
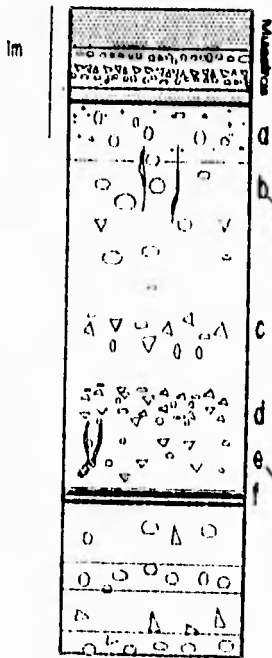




Sección No. 60 Maltrata-2.  
22.5 km



Sección No. 78. Matratá.  
24 km



Lo anterior puede hacernos concluir, en contraste con los estudios previos, que durante el transporte de la *Ignimbrita Cúicatépetl*:

1. No existe una fragmentación significativa de las partículas originales, ya que no se observa una mayor producción de partículas finas conforme nos alejamos de la fuente.
2. No existe una disminución en la cantidad de partículas gruesas, por lo que estas no fueron fragmentadas significativamente durante el transporte. Al contrario, se observa un incremento en la proporción de gruesos conforme nos alejamos del cráter.
3. Las subpoblaciones intermedias presentan un traslape en sus distribuciones lo que podría señalar interacciones de distintos modos de transporte en éstos tamaños de grano.

#### **VII. 6. Morfología de Partículas.**

Las muestras de la sección tipo (Excola) fueron examinadas utilizando un microscopio electrónico de barrido, propiedad del Instituto de Geología. Las muestras, como se ha descrito, fueron separadas en componentes identificando pómez, líticos y cristales libres. Para el análisis de microscopía electrónica se escogió la fracción  $1\phi$  separada en componentes para cada muestra. El objetivo de este tipo de análisis fue el de observar la morfología de los componentes que constituyen las partículas piroclásticas, identificando en su caso, rasgos que sugieran determinadas condiciones eruptivas y de transporte.

Las láminas 1 y 2 presentan una selección de las fotografías tomadas en el análisis morfológico realizado; únicamente se seleccionaron aquellas fotografías que mostraran un carácter representativo de los fenómenos involucrados en su formación.

## **Lámina I.**

**Análisis morfológico de partículas para los componentes separados de las muestras recolectadas en la Sección # 145 (Excola). Se reconocen tres componentes fundamentales: pómez, líticos y cristales; que se describen a continuación. Las fotografías que comienzan con el número 1 representan muestras del miembro superior. La muestra que inicia con el número 5 es una muestra de pómez de caída libre, y las que comienzan con el número 9 corresponden a muestras del miembro inferior.**

**Foto 1002.** Fragmento de pómez densa (con poca vesicularidad), con bordes angulosos.

**Foto 1003.** Fragmento de pómez densa (con poca vesicularidad), con bordes angulosos.

**Foto 1019.** Cristal con bordes angulosos y fracturas que siguen el patrón de crucero. Es evidente la textura de pared de burbujas en las caras sanas del cristal.

**Foto 1006.** Fragmento de pómez con cierta vesicularidad y bordes angulosos.

**Foto 1007.** Detalle de la foto 1006. Se observa la fina redícula vitrea que forma las vesículas, siendo estas de forma esférica o elongadas.

**Foto 1020.** Detalle de la foto 1019. Se observa la delgada capa vitrea que forma la textura de pared de burbujas, y la fractura siguiendo el patrón de crucero del cristal (posiblemente plagioclasa).

**Foto 1008.** Fragmento lítico anguloso a subanguloso.

**Foto 1011.** Fragmento de pómez altamente vesicular y subredondeada.

**Foto 1012.** Detalle de la foto 1011. Se observan vesículas elongadas y algunas vesículas esféricas.

**TESIS SIN PAGINACION**

**COMPLETA LA INFORMACION**



## **Lámina 2.**

**Análisis morfológico de partículas para los componentes separados de las muestras recolectadas en la Sección # 145 (Excola). Se reconocen tres componentes fundamentales: pómez, líticos y cristales; que se describen a continuación. Las fotografías que comienzan con el número 1 representan muestras del miembro superior. La muestra que inicia con el número 5 es una muestra de pómez de caída libre, y las que comienzan con el número 9 corresponden a muestras del miembro inferior.**

**Foto 1033.** Detalle de la fotografía 1021 y 1022. Es posible observar la textura de pared de burbujas en la parte derecha de la fotografía y una cara plana del cristal en la parte izquierda. Las vesículas en la pared de burbujas presentan formas redondeadas.

**Foto 1021.** Cristal completo que muestra la superficie rugosa, característica de la textura de pared de burbujas. Se presentan bordes angulosos a subredondeados.

**Foto 1022.** Detalle de la Foto 1021, en donde es posible distinguir las caras planas del cristal y la cubierta vitrea de la pared de burbujas.

**Foto 9001.** Pómez de caída libre, altamente vesicular y de bordes subredondeados.

**Foto 9002.** Pómez con poca vesicularidad y de bordes angulosos.

**Foto 9003.** Detalle de la Foto 9002. Se observa una vesícula circular, formada por una delgada redícula vitrea. Es importante destacar la presencia de material fino adherido a en toda la superficie de la partícula.

**Foto 9004.** Fragmento de pómez con poca vesicularidad y evidente angulosidad en sus bordes.

**Foto 9012.** Cristal completamente recubierto por una película vitrea (textura de pared de burbujas) en forma irregular.

**Foto 9014.** Detalle de la Foto 9012. Se nota la estructura "panaloide" de la textura de pared de burbujas. También se notan las partículas de menor tamaño adheridas a la cubierta vitrea.





Los fragmentos de pómez analizados se pueden observar en las fotografías: 1002, 1003, 1006, 1007, 1011, 1012, 5001, 9002, 9003 y 9004. Las fotografías que comienzan con el número 1 representan muestras del miembro superior. La muestra que inicia con el número 5 es una muestra de pómez de catda libre, y las que comienzan con el número 9 corresponden a muestras del miembro inferior.

Es posible observar en las fotografías que los fragmentos de pómez presentan una vesicularidad variable: se observan fragmentos densos con poca vesicularidad (fotos 1002, 1003, 9002, 9004). Sin embargo existen pómez altamente vesiculares (fotos 1011 y 5001). Las aristas de los fragmentos se observan de subangulosas a subredondeadas; además, es común encontrar los bordes con protuberancias puntiagudas. No es posible observar signos de abrasión característicos en los fragmentos de pómez, como podrían ser las estrías en forma de V o las fracturas en escalinata [Heiken y Wohletz, (1985)], por lo que sería lógico asumir que la abrasión durante el transporte no fue significativa.

Las vesículas de los fragmentos de pómez (fotos 1007, 1012 y 9003) pueden ser esféricas o elongadas y algunas presentan una delicada retícula de vidrio. Las vesículas son signos de la degasificación del sistema magmático, la formación burbujas y por lo tanto la fragmentación del magma en piroclastos, en aquellos lugares donde las burbujas se intersectan. Las burbujas elongadas muestran que existió una deformación del magma antes de que este se enfriara completamente y por lo tanto los conductos de degasificación evidencian el movimiento del magma en su ascenso hacia la superficie (Heiken y Wohletz, 1985).

Es evidente, también, un cambio en la vesicularidad de pómez entre las muestras de flujo piroclástico y las muestras de catda libre para el miembro superior. Esto representa un clásico ejemplo del decremento en el contenido de volátiles partiendo desde una fase pliniana con alto contenido de volátiles, que genera un depósito de catda libre con pómez de alta vesicularidad, y la

evolución del sistema explosivo a una fase que genera flujos piroclásticos cohesivos en donde el contenido de volátiles es mucho menor. Más adelante se explicará esta situación con mayor detalle.

Los fragmentos líticos encontrados en las muestras presentan una morfología angulosa en todos los casos (foto 1008), presentan superficies planas y una baja esfericidad. Estos fragmentos tampoco presentan evidencias de abrasión.

Los cristales libres examinados por microscopía electrónica presentan características morfológicas interesantes (fotos 1019, 1020, 1021, 1022, 1033, 9012 y 9014). Se observan cristales eubedrales con caras planas diferenciables. Algunos de ellos se presentan fracturados (fotos 1019 y 1020) siguiendo generalmente los patrones de cruceo. En general las aristas se presentan subangulosas a subredondeadas. Todos los cristales analizados (plagiocalsas y hornblendas), tanto en los depósitos de flujos como en la caída piroclástica, presentan una delgada película de vidrio volcánico adherida en todas sus caras, los acercamientos a esta película de vidrio (fotos 1020, 1022, 1033 y 9014) muestran una estructura reticular en forma de panal. Esta característica ha sido observada por distintos investigadores en otros depósitos piroclásticos y se le conoce como "*bubble-wall texture*" o "*textura de pared de burbujas*" (Fisher, 1963).

Aunque esta textura pudo formarse de varias maneras, la teoría más aceptada considera que las vesículas o burbujas en el magma se originaron en las caras de los cristales preexistentes y, por lo tanto, el crecimiento de las vesículas es normal a las caras de éstos. La unión entre la capa de vidrio y la cara del cristal es tan fuerte que la cobertura de vidrio puede soportar la fuerte abrasión en un ambiente de playa, un río y, obviamente, la abrasión en un flujo piroclástico. La cobertura de vidrio en los cristales solamente puede ser removida por la corrosión química (Fisher y Schmincke, 1984). Por lo tanto, la abrasión en un sistema de flujo piroclástico no tendrá la capacidad de remover esta capa, pero si la abrasión es lo suficientemente fuerte mostrará estrías en las superficies de esta capa vítrea. Característica que, por otro lado, no fue observada en las coberturas vítreas, sino que al

contrario estas se mantienen casi intactas (foto 1033 y 9014) conservando la textura de "pared de burbujas".

Todos los fragmentos examinados presentan partículas de polvo adherido en su superficie, preferentemente localizado en las zonas vesiculares y en las caras rotas de los cristales. Esta característica es un signo de que la fragmentación magmática fue bastante efectiva, capaz de producir partículas de tamaños muy finos que, por fuerzas electrostáticas, se adhieren a las superficies planas de los fragmentos mayores (Heiken & Wohletz, 1985).

Es posible concluir que, dadas las características morfológicas observadas, que la fragmentación del magma se relaciona directamente al crecimiento de burbujas dentro del conducto volcánico, debido a la separación de una fase gaseosa de una fase líquida. El crecimiento de burbujas ocurre de manera perpendicular a las caras de los cristales preexistentes, la separación en fragmentos se debe a la continua intersección de estas burbujas generando partículas más pequeñas. El proceso de fragmentación magmática fue lo suficientemente efectivo para producir tamaños de partícula muy pequeños que se adhieren a las caras planas de los fragmentos. La erupción violenta de esta mezcla de gases y partículas generó flujos piroclásticos en la superficie, sin embargo, no se observan signos de abrasión evidentes en ninguna de las muestras analizadas. Por lo tanto, se asume que el efecto de fragmentación debido al transporte no fue significativo; esto se atribuye a que no existió una apreciable interacción de los fragmentos que conformaron el flujo.

## VII. 7. Modelo vulcanológico.

A lo largo de esta tesis he mencionado las características encontradas en los depósitos piroclásticos que conforman la *Ignimbria Cúlaképetl* y las interpretaciones vulcanológicas que de estas observaciones se derivan. Ahora, ha llegado el momento de integrar todos los datos recogidos para reconstruir, de manera simple, los distintos procesos involucrados en este evento explosivo del

volcán Citlaltépetl. He dividido la reconstrucción de eventos en tres fases fundamentales que a continuación se describirán detalladamente.

### **FASE I**

**(Figura 30)**

Hace aproximadamente 8,500 a 9,000 años el volcán Citlaltépetl inicia una fase magnética distintiva en su evolución. Carrasco-Núñez (1993) propone que el mecanismo que provocó la erupción de la *Ignimbrita Citlaltépetl* puede ser atribuido directamente a una mezcla de magmas parcialmente desarrollada: "...es posible que en un principio la cámara magnética del Citlaltépetl haya alojado, a poca profundidad, a un magma de composición dacítica; este magma fue intrusionado rápidamente por otro de composición andesítica con temperaturas mucho mayores. Lo anterior pudo provocar un sobrecalentamiento en el sistema e inducir procesos convectivos en el magma dacítico con un importante aumento en la presión. El magma dacítico, sobresaturado en volátiles, sufriría una despresurización provocando la exolución de volátiles..." (Carrasco-Núñez, 1993).

La exolución de volátiles y la consecuente formación de burbujas, como se discutió en esta tesis, ocurre perpendicularmente a las caras de los cristales preexistentes, induciendo la formación de una cubierta de vidrio en su superficie (*textura de pared de burbujas*). La fragmentación del magma en partículas de distintos tamaños es producto de la intersección de estas burbujas en los distintos planos espaciales. Se asume que el tamaño y la nucleación de estas burbujas fue lo suficientemente variable y efectivo como para poder generar fragmentos que abarcan todo el espectro de tamaños de grano (desde grandes bloques hasta cenizas muy finas).

Dadas las características anteriores el magma alcanza la superficie del cráter generando una columna eruptiva. Es posible que ésta columna no haya tenido una altura considerable, dado que no se observa un depósito de caída libre precursor en esta fase. En cambio, las secuencias inician con depósitos de flujo piroclástico. Por lo tanto se asume que existió el colapso, prácticamente

instantáneo, de la columna eruptiva generando flujos piroclásticos con una cantidad de volátiles relativamente alta.

Los flujos piroclásticos se distribuyen irregularmente en casi todos los flancos del volcán, ocupando los valles y barrancas preexistentes, concentrándose principalmente hacia aquellas zonas en donde el gradiente de pendiente es más pronunciado.

Dado que la presencia de volátiles en el flujo piroclástico inicial debió haber sido bastante alta, el sistema debió tener un grado de fluidización relativamente expandido (de acuerdo con el modelo de Wilson y Walker, 1982), siendo capaz de acarrear fragmentos de tamaño de bloques hasta 24 km de distancia. Además, el flujo piroclástico fue capaz de mantener en suspensión partículas de tamaños mayores (subpoblación 1), compuesta de fragmentos de pómez en su mayor parte.

Los flujos piroclásticos que se generaron en esta fase presentan características que pueden ser asociadas directamente a las distintas partes que conforman un flujo piroclástico, distinguiéndose tres fundamentales: cola, cuerpo y frente del flujo (Wilson & Walker, 1982). El incremento en el tamaño de grano con la distancia es atribuido directamente a este esquema dado que la mayor energía se presenta en la parte frontal del flujo. Además, es reconocible la existencia de un depósito de *ground surge* o *oleada del terreno* (ver sección #78, Maltrata), atribuible a una continua ingestión de aire en la base del frente del flujo, y a velocidades de desplazamiento entre 30 y 80 m/s. El aire que es incorporado al flujo es calentado y expandido rápidamente lo cual genera un estado de fluidización mayor en el frente, que en las partes de cuerpo y cola del flujo. (Wilson & Walker, 1982; Cas & Wright, 1987).

Los análisis morfológicos y de variaciones laterales nos mostraron que durante el transporte de la *Ignimbria Cúcutepal* no hubo una fuerte abrasión intraparticular que generase nuevos fragmentos. Por lo que sería lógico asumir que la fragmentación del magma en partículas de distintos tamaños ocurrió casi exclusivamente dentro del conducto volcánico y no es, por lo tanto, producto de

la abrasión durante el transporte. Sin embargo las características de distribución, selección y clasificación (*sorting*) de estas partículas hasta el punto de muestreo es, necesariamente, producto de una segregación y ordenamiento preferencial atribuido al transporte y al emplazamiento. La razón por la cual no se generan nuevas partículas durante el transporte, podría deberse a que la cantidad de volátiles presentes generan una especie de "colchón intraparticular" que impidieran una importante abrasión entre los fragmentos.

Durante esta fase eruptiva ocurrieron, también, dos eventos eruptivos de características composicionales similares al descrito arriba, además de un evento de lahar intermedio. Sin embargo, la distribución lateral y el volumen de material extruido durante estos eventos fue mucho más restringido. Con estas características, es evidente que existe una disminución gradual en la violencia de las erupciones con el tiempo.

## **FASE II**

**(Figura 31)**

La fase II marca un cambio importante en el estilo eruptivo de la *Ignimbrita Citaltepetl*. Como se ha descrito el miembro inferior inicia la secuencia estratigráfica con un depósito de pómez de caída libre perfectamente diferenciable, tanto en el campo como en los análisis granulométricos y en la morfología de sus partículas. Es reconocible, además, que los fragmentos que constituyen este depósito están compuestos de pómez altamente vesicular y fragmentos líticos andesíticos.

Se asume que en esta fase existió una recarga del sistema magmático, emplazándose un magma con una mayor cantidad de volátiles disueltos. Los volátiles se separan de la fase líquida del sistema, conforme el cuerpo magmático avanza hacia la superficie. La exolución de volátiles en el conducto volcánico debió haber sido lo suficientemente rápida y violenta como para generar una erupción pliniana con una columna eruptiva asociada. La columna eruptiva se vió afectada por los vientos dominantes al momento de la erupción generándose una nube de ceniza elongada, con dirección

preferencial hacia el SE (dirección del viento). Los análisis en los afloramientos y de granulometría señalan que existe una disminución en el espesor del depósito y en el tamaño de partícula conforme nos alejamos de la fuente de aporte (ver mapa de isopacas, figura 14). El depósito de caída libre alcanzó una distancia reconocible de 25 km (SE) desde el cráter, pero es muy posible, dadas las observaciones en erupciones recientes, que la nube de cenizas haya viajado una distancia mucho mayor<sup>6</sup>.

### **FASE III**

**(Figura 32)**

La fase III es el producto del colapso de la columna eruptiva de la fase II. Se podría decir, incluso, que la fase II es el evento precursor de la fase III. Esta situación es bastante común en aquellas erupciones que dan origen a flujos piroclásticos; en donde se genera una columna pliniana y, posteriormente, esta columna colapsa generando flujos piroclásticos. En esta fase es observable que los flujos piroclásticos tienen composiciones muy similares a los de la fase I (con pómez, escorias y líticos), pero contrastante con el depósito de caída libre que presenta pocas escorias. Es posible, que la presencia de escorias en el sistema haya marcado el cambio de la fase II a la fase III, dado que es evidente el incremento en la densidad de los fragmentos que constituyen los flujos piroclásticos en comparación con el evento de caída libre.

Nuevamente, los volátiles juegan un papel muy importante para esta fase. Es reconocible que durante la fase II existió una fuerte emisión de volátiles que produjo, de manera violenta, una columna pliniana. La generación de esta columna se debió, en gran parte, a la inyección de gases calientes y fragmentos en la atmósfera. Es de esperarse que debido a esta liberación de gases, el sistema aún presente en el conducto volcánico se encontrara con una deficiencia de la porción gaseosa y por lo tanto la vesiculación de partículas no fuera tan efectiva como en la fase pliniana; generándose

<sup>6</sup>Recuerde el lector el caso del Chichón o el Pinatubo, donde la nube de cenizas pudo darle la vuelta al mundo en pocos días.

**ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

fragmentos mucho más densos (escorias y pómez densas). Se asume, por lo tanto, que cuando esta mezcla de fragmentos densos y poca cantidad de gases alcanza la superficie, existe un colapso casi inmediato que genera, otra vez, flujos piroclásticos.

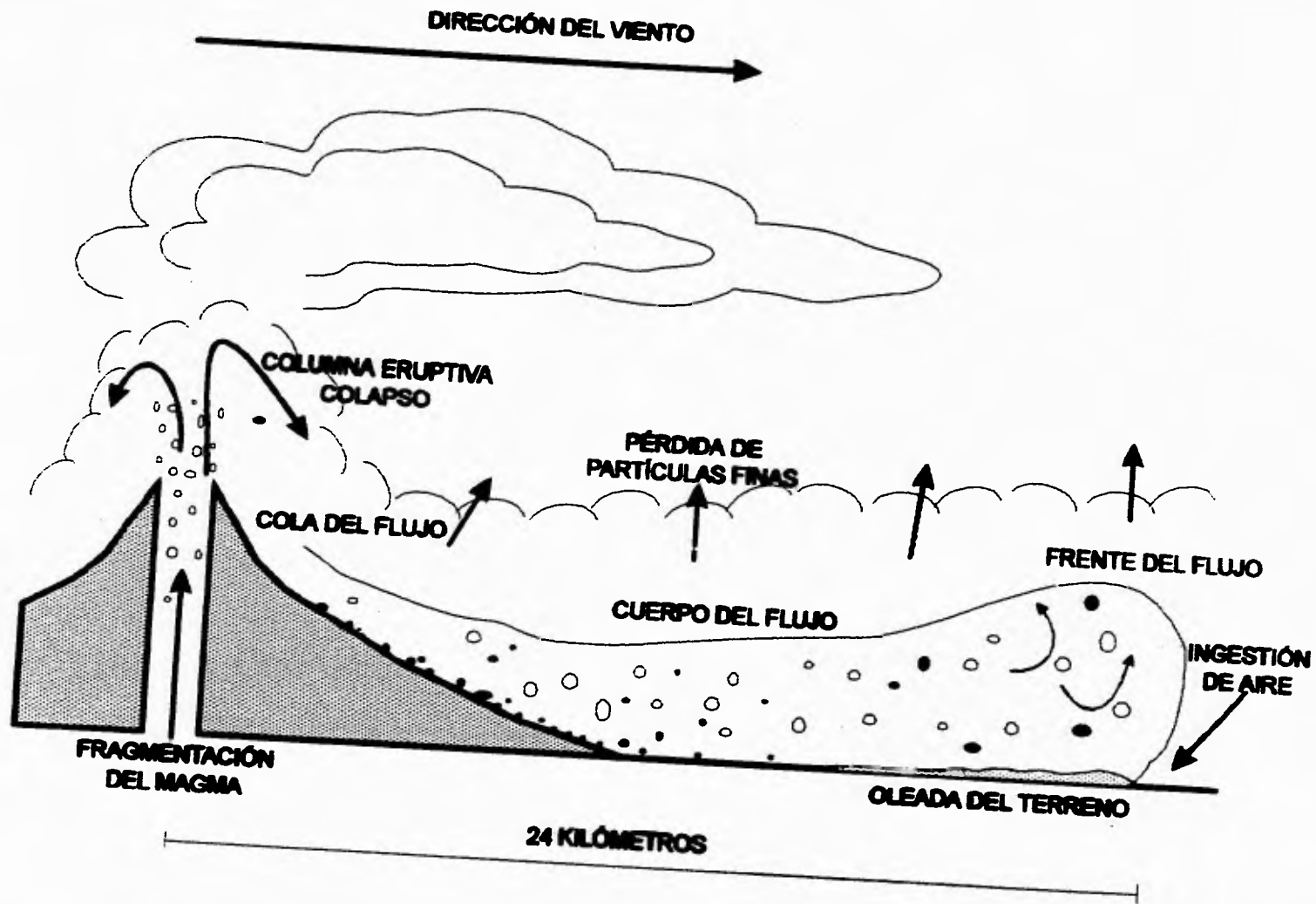
Sin embargo, los flujos piroclásticos generados en esta fase son sensiblemente diferentes a los emplazados en la fase I; aunque la composición de los fragmentos es muy similar en ambas fases, la velocidad y la forma de desplazamiento es distinta. Se considera que, los flujos de la fase III contienen menor cantidad de volátiles que aquellos de la fase I, por lo que no se presenta un estado de fluidización expandido. Al contrario, se generaron flujos mucho más cohesivos en donde se desarrolló una gradación normal de fragmentos y en donde no existió la velocidad necesaria para formar un depósito de *oleada del terreno*. En este sentido, y dado que la extensión máxima de este flujo no fue tan grande (18 km desde el cráter), el esquema general de partes del flujo (Wilson & Walker, 1982) no presenta variaciones considerables, observándose que toda su estructura puede ser adaptada al *cuerpo* del flujo, con la evidente ausencia de la parte de *frente* pues no es observable la oleada del terreno en ningún afloramiento.

Con estas características es evidente que la violencia asociada al evento explosivo que dió origen a la *Ignimbrita Chichilápaci*, disminuyó de manera gradual. Sin embargo es reconocible que este evento eruptivo fue lo suficientemente complejo como para generar, durante un periodo relativamente corto en tiempo geológico, toda una gama de fenómenos volcánicos estrechamente relacionados entre sí y que difícilmente pueden ser separados marcando una frontera objetiva.

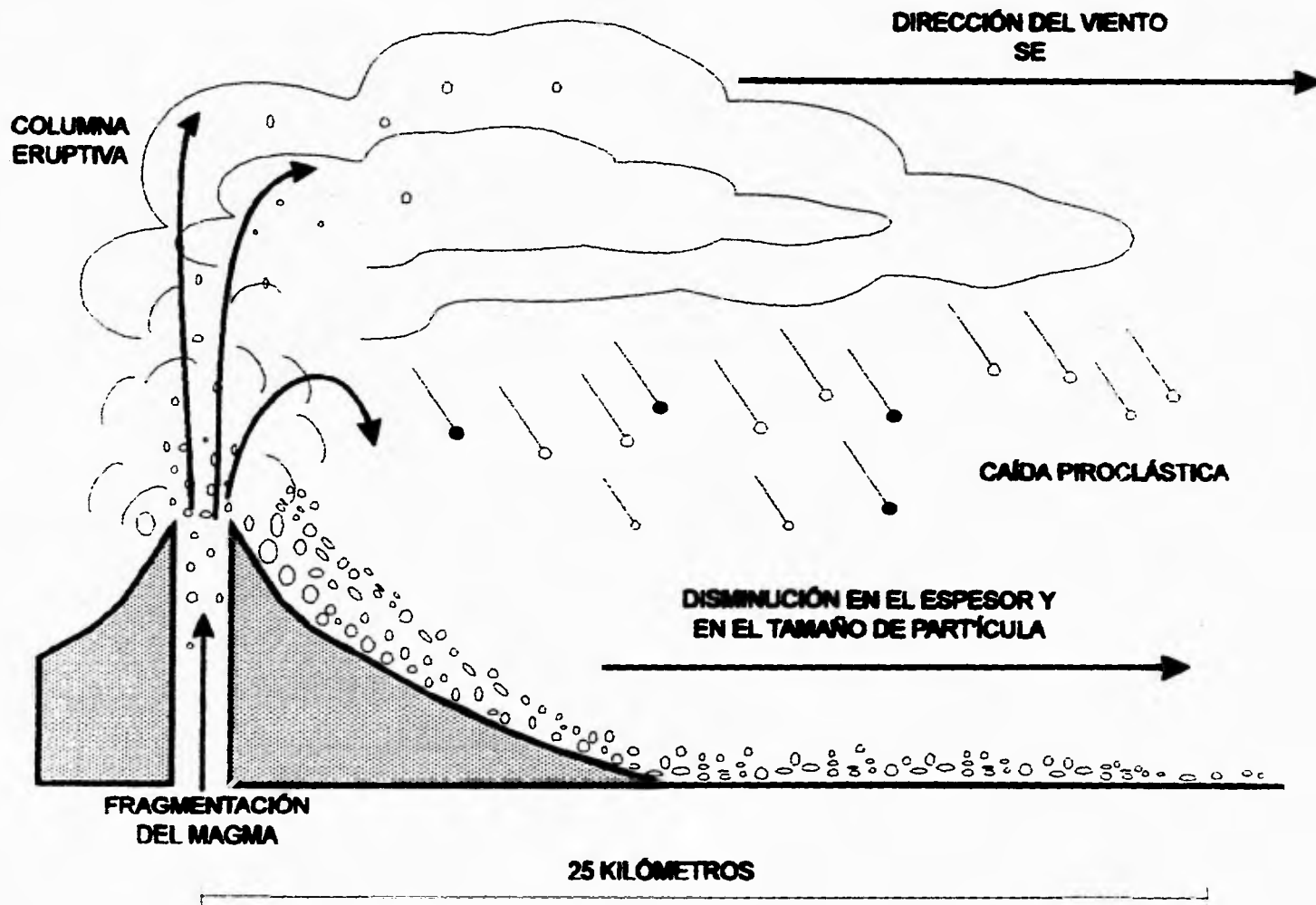


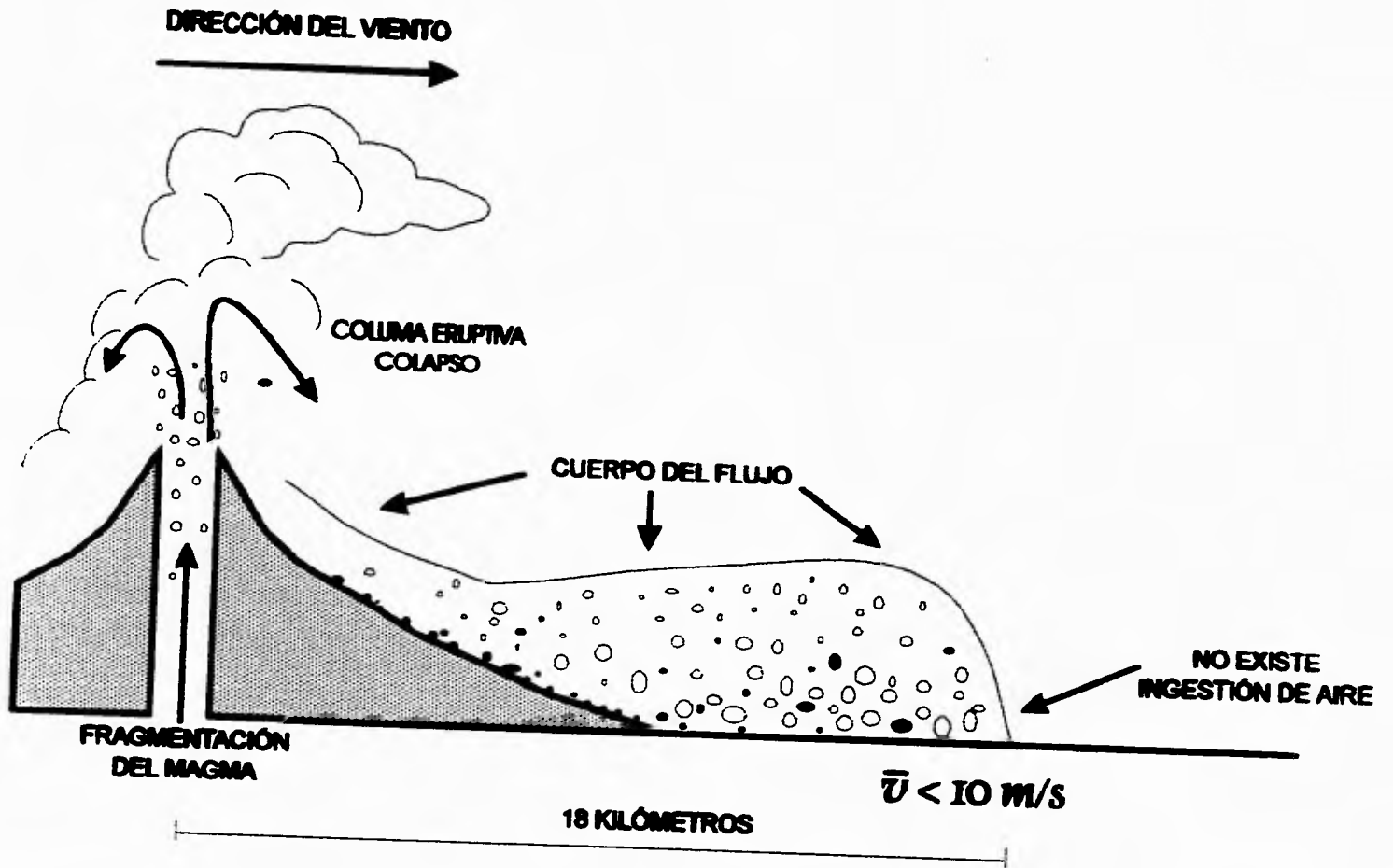
**Figuras No. 30, 31 y 32.**

**Modelo vulcanológico de los procesos eruptivos, de transporte y emplazamiento que dieron origen a la *Ignimbrita Citlaltépetl*. Fases I, II y III respectivamente.**



$$\bar{v} = 30 - 80 \text{ m/s}$$





## VIII. CONCLUSIONES.

Se ha discutido a lo largo de la tesis las características eruptivas, de transporte y emplazamiento que tuvo un evento explosivo distintivo del volcán Citlaltépetl. He de destacar, a modo de conclusión, los resultados que a mi modo de ver, son los más importantes de toda la investigación.

1. Hace 8,500 a 9,000 años el volcán Citlaltépetl, entra en una etapa eruptiva con evidentes características explosivas. Esta etapa genera depósitos piroclásticos en prácticamente todos los flancos del volcán. Los depósitos piroclásticos que dan origen a la *Igneobrita Citlaltépetl* se emplazaron en un periodo de tiempo relativamente corto en términos geológicos.
2. Los eventos piroclásticos pueden ser divididos en tres fases fundamentales. La fase I genera múltiples unidades de flujo piroclástico, con evidente disminución en la violencia desde su inicio hasta su finalización. La fase II marca un cambio en el estilo eruptivo, generándose una columna pliniana. La fase III es el producto del colapso de la columna pliniana anterior, produciéndose nuevamente flujos piroclásticos con una distribución lateral más restringida. La presencia de volátiles juega un importante papel en todo el proceso volcánico.
3. Los análisis granulométricos, morfológicos y de variaciones laterales muestran que la fragmentación del magma, en partículas de distintos tamaños (piroclastos), ocurrió dentro del conducto volcánico y no es producto de la abrasión durante el transporte. Por lo tanto, el tamaño de las partículas es una herencia directa de la fragmentación inicial. Sin embargo la distribución, clasificación y selección de estas partículas hasta el punto de muestreo depende, de manera directa, de los mecanismos de transporte y emplazamiento.
4. Se destaca que los análisis granulométricos en muestras de piroclastos, debidamente localizadas en el tiempo y el espacio, son de vital importancia para evaluar las condiciones energéticas, los procesos de transporte involucrados y las características de emplazamiento. Estos análisis, aunados a las

observaciones de campo, nos llevan necesariamente a conocer mejor las condiciones eruptivas de un evento explosivo.

5. Con la ayuda de las técnicas y resultados obtenidos en esta tesis, será posible evaluar con mayor certeza y oportunidad, los peligros a los que podría estar sujeta la sociedad en caso de alguna contingencia volcánica en el Volcán Citlaltépetl.

**Arturo Gómez Tuena**

*Invierno de 1994.*

**BIBLIOGRAFÍA**

**Angermann, E.** Observaciones geológicas en una ascensión al Citlaltépetl (Pico de Orizaba). *Memorias de la Sociedad Antonio Alzate*, 21, p. 365-369 p. (1904).

**Brown, W.K.**, Comparison of a theory of sequential fragmentation with the initial mass function of stars. *Astrophys. Space Sciences.*, 122, 287-298, (1986).

**Brown, W.K.**, A theory of sequential fragmentation and its astronomical applications. *Journal of Astrophys. and Astronomy.* 10, 89-112, (1989).

**Castagrol, J.M., C. Rebin.** K-Ar dating on eastern Mexican Volcanic rocks -relations between the andesitic and alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5:99-114. (1979).

**Castagrol, J.M., Georgiad, A. and C. Rebin.** Repetitive Mixing Events and Holocene Pyroclastic Activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (México). *Bulletin of Volcanology*, Vol. 47-4 (1), (1984).

**Carey, Steven N.** Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges. *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM Special Pub. No. 45. Society for Sedimentary Geology.* (1991).

**Carrasco-Núñez, G.**, Estudio geológico del volcán Popocatepetl. *Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM. México.* 150 p. (1985).

**Carrasco-Núñez, G.** Estructura y estratigrafía de las lavas del Volcán Citlaltépetl, México. *Second International Reunion on Volcanology, Abstracts*, 82 p. (1992).

**Carrasco-Núñez, G.**, Structure, eruptive history, and some major hazardous events of Citlaltépetl Volcano (Pico de Orizaba), México. *Ph. D. Thesis, M.T.I.*, (1993).

**Carrasco-Núñez, G.**, Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl Volcano, México. *En prensa para Cartas Geológicas y Míneras, Revista del Instituto de Geología.*

**Carrasco-Núñez, G., J.W. Vallance., W.I. Rose.** A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, México: Implications for hazard assessment.. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 59(1-2), 35-46. (1993).

**Cas, R.A.F and J.V. Wright.** *Volcanic Successions --Modern and Ancient*, 528 pp., Allen and Unwin, London, (1987).

**Crausaz, W.** A history of geological exploration in the Pico de Orizaba region, Mexico, *Geol. Soc. Am. 99th annual meeting, abstr.* 18: 574 p. (1986).

**Demant, A.** Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Univ. Nat. Autón. México. Inst. Geología, Revista*, vol. 2, núm. 2. , p. 172-187. (1978).

**Demant, A.** Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Univ. Nat. Autón. México. Inst. Geología, Revista*, vol. 5, núm. 2. , p. 217-222. (1982).

**Fisher, R.V.** Bubble-wall texture and its significance. *Jour. Sed. Pet.*, 33 224-235. (1963).

**Fisher, R.V. and H.U. Schmincke.** *Pyroclastic Rocks.* Springer-Verlag. (1984).

**Folk, R.L. and W.C. Ward.** Brazos River Bar, a study in the significance of grain-size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology.* v. 27, p 3-26. (1957).



**Fremdt, A. and H.U. Schminke.** Hierarchy of facies pyroclastic flow deposits generated by Laacher See-type eruptions. *Geology*, 13:278-281. (1985).

**Gómez-Tuena, A. y Carrasco-Núñez, G.** Características granulométricas de un derrame piroclástico derivado del volcán Citlaltépetl y sus implicaciones en las condiciones de emplazamiento. *First International Workshop on Environmental Volcanology. Morelia, México. Memorias.* (1993).

**Gómez-Tuena, A. y Carrasco-Núñez, G.** Transporte y emplazamiento de la Ignimbrita Citlaltépetl. *Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana. Puerto Vallarta, México. Memorias.* (1994).

**Helne, K.** Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. *Die Geowissenschaften*. Nr. 7, (1988).

**Helken, G and Wehletz, K.** *Volcanic Ash.* University of California Press. USA. (1985).

**Haskulðsson, A. and C. Robin.** Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico. *Bull. Volcanology*. 55:571-587. (1993).

**Haughton, F.** *Short course on Explosive Volcanism.* IAVCEI reunion. Canberra, Australia. (1993).

**Inman, D.L.** Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*. 22, 125-145. (1952).

**Lorenzo, J.L.** Los Glaciares Mexicanos. *Monografías del Instituto de Geofísica de la UNAM.* (1959).

**Luhr, J.F. and Carmichael I.S.E.** Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.* 24(1):203-216. (1985).

Luhr, J.F. and Carmichael I.S.E. Geology of Volcán de Colima. *UNAM, Boletín del Instituto de Geología*. 107, 101 p. (1990).

Moeser, F., Meyer-Abich, H., A.R. McBirney. Catalogue of active volcanoes of the world: Part VI, Central America: Napoli, *International Association of Volcanology*. (1958).

Negandak, J. F. W., R. Emmermann, R. Krawczyk, F. Mooser, H. Tebschall and D. Werle. Geological and geochemical investigations on the eastern TMV. *Geofísica Internacional*. Vol 24 No. 4. pp. 477-575. (1985).

Petersen, D.W., Volcanoes: Tectonic setting and impact on the society, in *Active Tectonics*, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., pp. 231-246. (1986).

Robin, C.; J.M. Cantagrel. Le Pico de Orizaba (Mexique). Structure et evolution d'un grand volcan andésitique complexe. . *Bull. Volcanol.* 45-4:99-315 p. (1982).

Robin, C., J.M. Cantagrel, P. Vincent. Les nuées ardentes de type Saint Vincent, épisodes remarquables de l' evolution récente du Pico de Orizaba (Mexique). *Bull. Soc. Geol. France*, 5: 727-736 p. (1983).

Sheridan, M.F., K. H. Wehletz, and J. Dehn. Discrimination of grain size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, V. 15., p. 367-370, April (1987).

Sheridan, M.F. Particle size characteristics of pyroclastic tuffs. *Jour. Geophys. Res.*, 76, 5627-5634, (1971).

**Siebe, C., Verma S.P.** Major element geochemistry and tectonic setting of las Derrumbadas Rhyolitic Domes, Puebla. *Chem. Erde* 48 , 177-180 p. *VEB Gustav Fischer Verlag Jena.* (1988).

**Siebe, C., M. Abrams and M.F. Sheridan.** Major Holocene block and ash fan at the western slope of ice-caped Pico de Orizaba volcano, México: implications for future hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59 Vol001339 C. (1993).

**Siebe, C.** On the possible use of cinder cones and maars as paleoclimatic indicators in the closed basin of Serdán-Oriental, Puebla, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28 397-400 p. (1986).

**Simkin, T., L. Siebert, L. McClelland, D. Bridge, C. Newhall, and J.H. Latter.** Volcanoes of the world: A regional directory, Gazzater, and Chronology of Volcanism During the last 10,000 years, 240 pp., *Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pennsylvania*, (1981).

**Sparks, R.S.J.** Grain Size Variations in ignimbrites and implications for transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 23, 147-188 p. (1976).

**Sparks, R.S.J.** The dynamics of bubble formation and growth in magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 3, 1-37 p. (1978).

**Sparks R.S.J, S. Self, G.P.L. Walker.** Products of Ignimbrite Eruption. *Geology*. November . p 115-118. (1973).

**Sparks, R.S.J. and S. Brazier.** New evidence for degassing processes during explosive volcanism. *Nature*, 295, 218-220 p. (1982).

**Verma, S.P.** Mexican Volcanic Belt: present state of knowledge and unsolved problems. *Geofísica Internacional*. Vol 26 No.2. (1987).

**Vinagre-Oserio, F.** Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz. *Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petroleros*. Vol. XVII. No. 7-12. Jul-Dic, (1965).

**Walker, G.P.L.** Grain size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geology*, 79: 696-714. (1971).

**Walker, G.P.L., R.F. Hemming and C.J.N. Wilson.** Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*. Vol. 283. (1980).

**Walker, G.P.L. and C.J.N. Wilson.** Lateral variations in the Taupo Ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 18 . 117-133 p. (1983).

**Wilson, C.J.N., G.P.L. Walker.** Ignimbrite depositional facies: the anatomy of a pyroclastic flow. *J. Geol. Soc. London*, Vol. 139, 581-597 p. (1982).

**Wehletz, K.H.; M.F. Sheridan; W.K. Brown.** Particle size distribution and the Sequential Fragmentation/Transport theory applied to volcanic ash, *Journal of Geophysical Research*. Vol. 94. No. B11:15,703-15,721, Nov. 10, (1989).

**Wright, J.V. and G.P.L. Walker.** Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9. 111-131 p. (1981).

**Wright, J.V., A.L. Smith and S. Self.** A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 8: 315-336 p. (1980).

**Yañez-García, Camila.** Informe geológico del proyecto geotérmico de los Humeros-Derrumbadas Edos. de Puebla y Veracruz. *Comisión Federal de Electricidad.* (1980).

**Yarza de la Torre, E.** Volcanes de México. *Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía.* México, (1992).

**TESIS SIN PAGINACION**

**COMPLETA LA INFORMACION**

***APÉNDICE I***

***ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS***

***HISTOGRAMAS***

## Apéndice I. Histogramas.

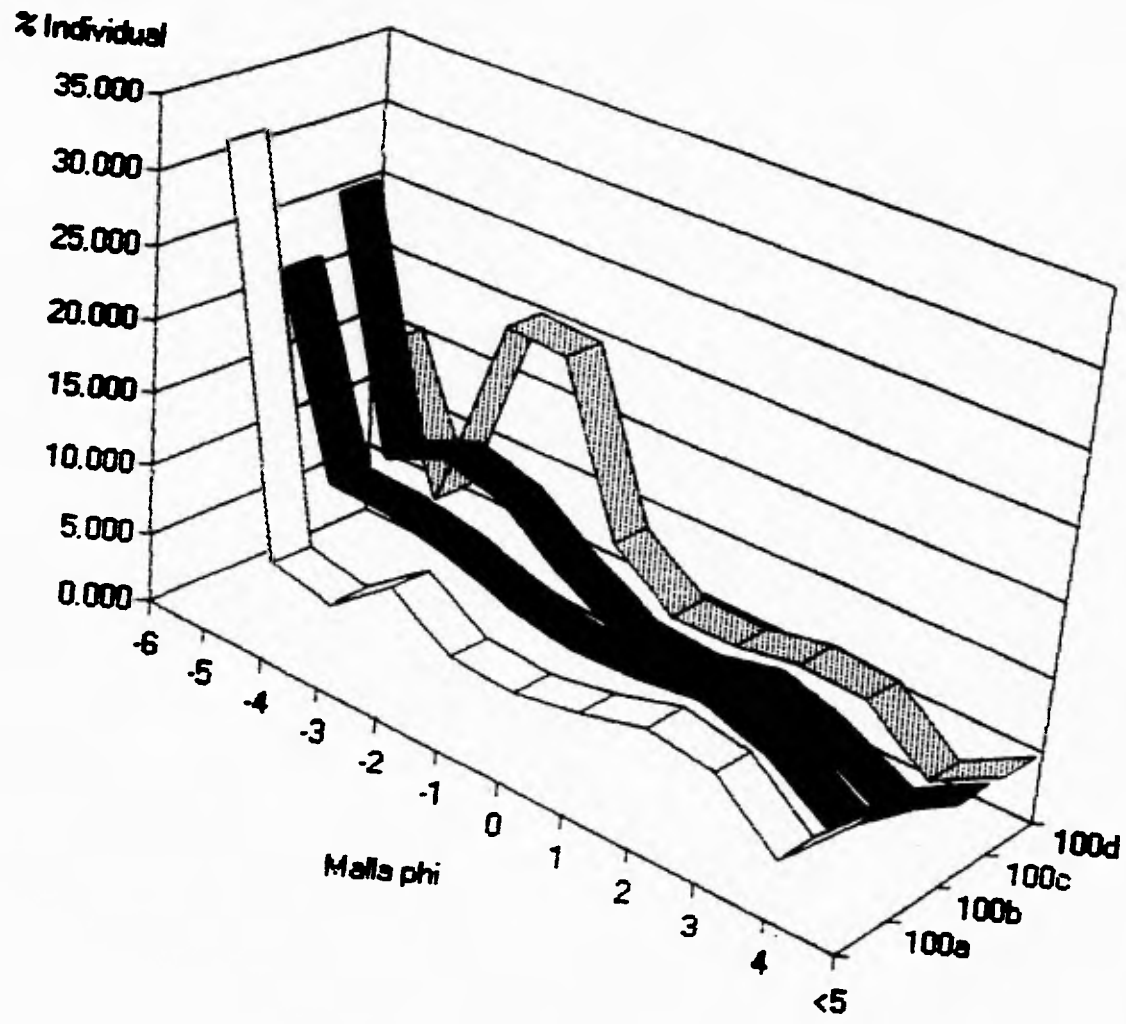
A continuación se presentan los histogramas simples de distribución granulométrica para todas las muestras recolectadas y separadas en la *Ignimbrita Citaltépetl*. Los histogramas fueron contruidos utilizando la información de la Tabla No. 2, la localización geográfica de cada una de las muestras se observa en la Tabla No. 1 y la Figura 9. Cada muestra es clasificada según su origen en: flujos piroclásticos, oleadas, tefras y lahares (Tabla No. 1).

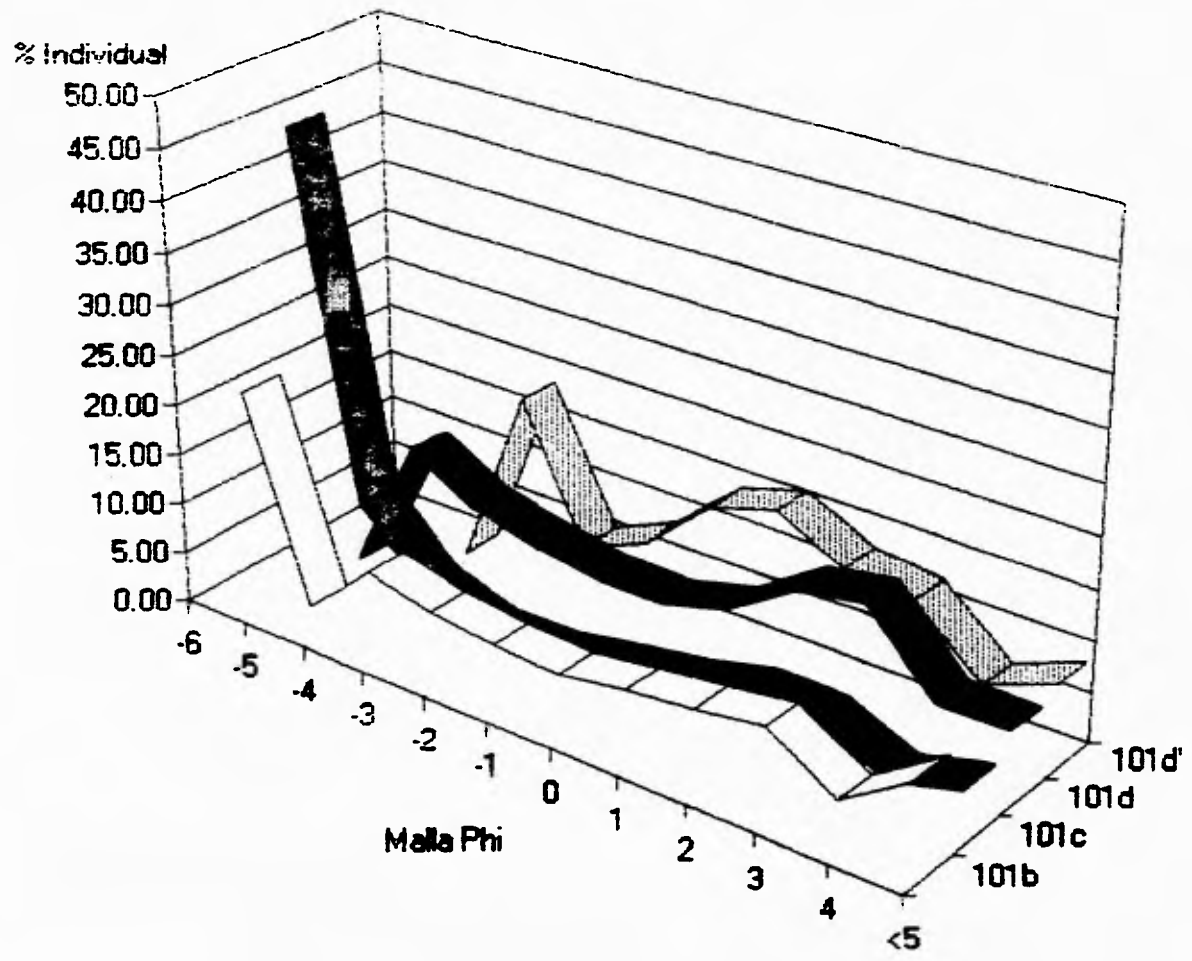
Los histogramas presentan tres ejes diferenciables. El eje horizontal largo representa el No.  $\phi$  ( $\phi$ ), que es una escala de tamaños, donde  $\phi = \log_2 D$  ( $D$  = Diámetro de la partícula en mm). El eje horizontal corto representa el número de muestra localizable en las tablas No. 1 y 2. El eje vertical representa el porcentaje individual en peso (Wt%) para cada clase de tamaños  $\phi$ .

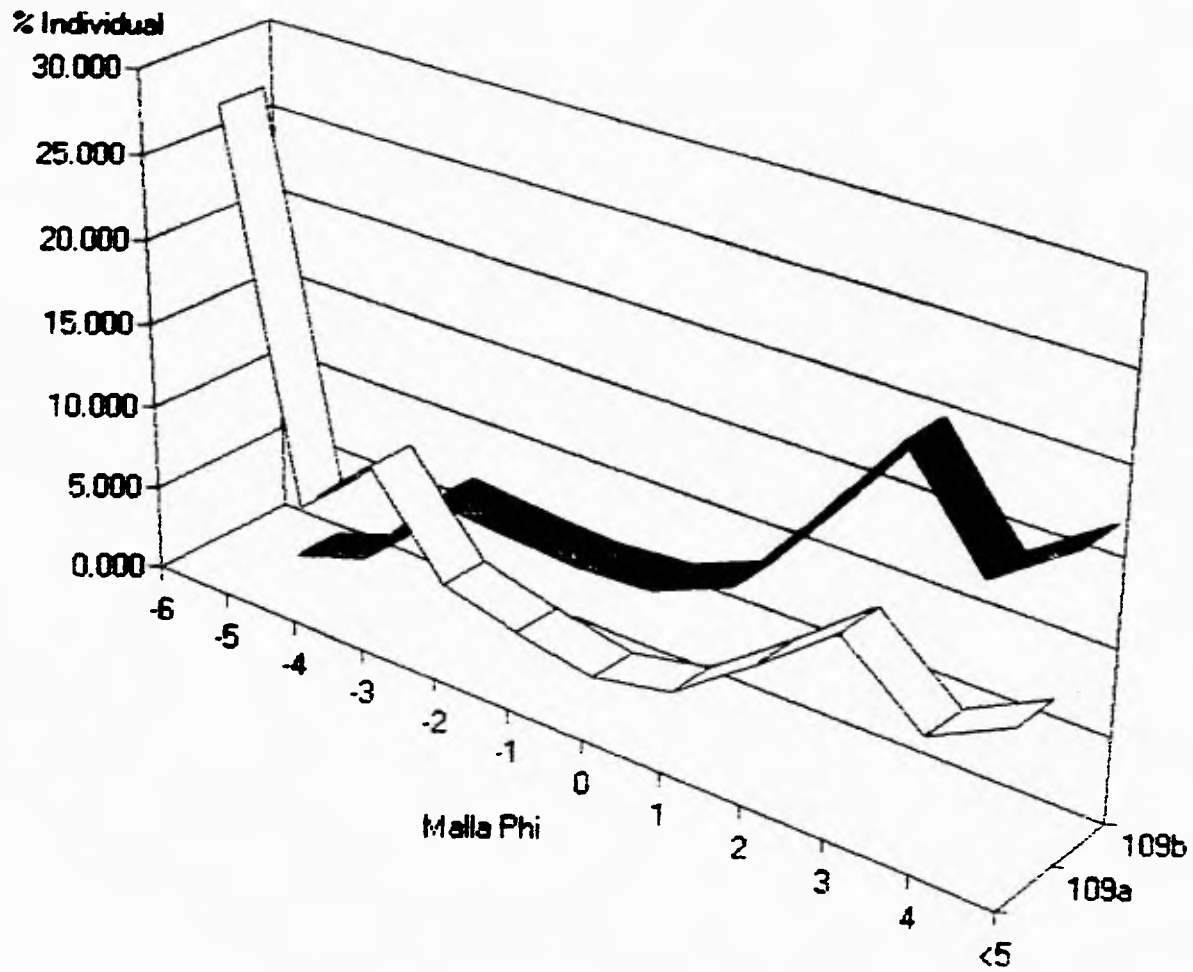
Es notable en los histogramas analizados que las muestras correspondientes a depósitos de flujo piroclástico presentan un carácter polimodal en sus distribuciones. Las muestras clasificadas como tefras o depósitos de caída libre, muestran una clara tendencia a la unimodalidad en sus distribuciones. Las oleadas piroclásticas, en cambio, presentan una marcada asimetría hacia los tamaños finos de la distribución.

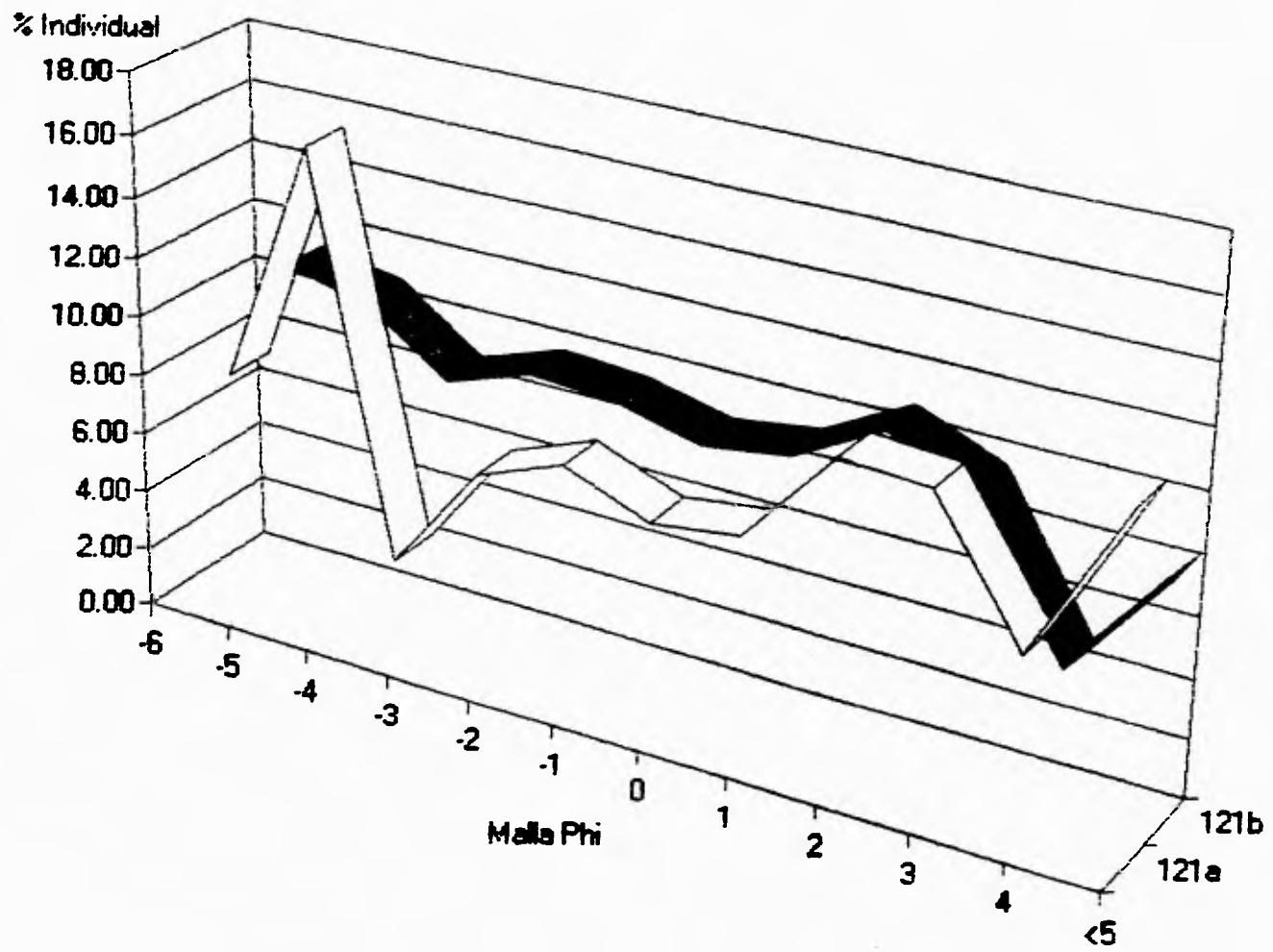
Es preciso hacer notar, que los histogramas granulométricos de muestras piroclásticas, por sí solos, no proponen una interpretación genética. Es necesario, por lo tanto, observar los histogramas como un conjunto sin desligarlo uno del otro. En este sentido es posible concluir, observando los histogramas, que las muestras de flujo piroclástico presentan una relación compleja entre sus distribuciones de tamaño de grano, que puede ser traducido a asegurar la existencia de una compleja interacción de procesos físicos en su formación. Las muestras de tefra, por otro lado, presentan menos complejidad en sus distribuciones, por lo que nos es aventurado asumir una cierta simplicidad en su origen, transporte y depósito.

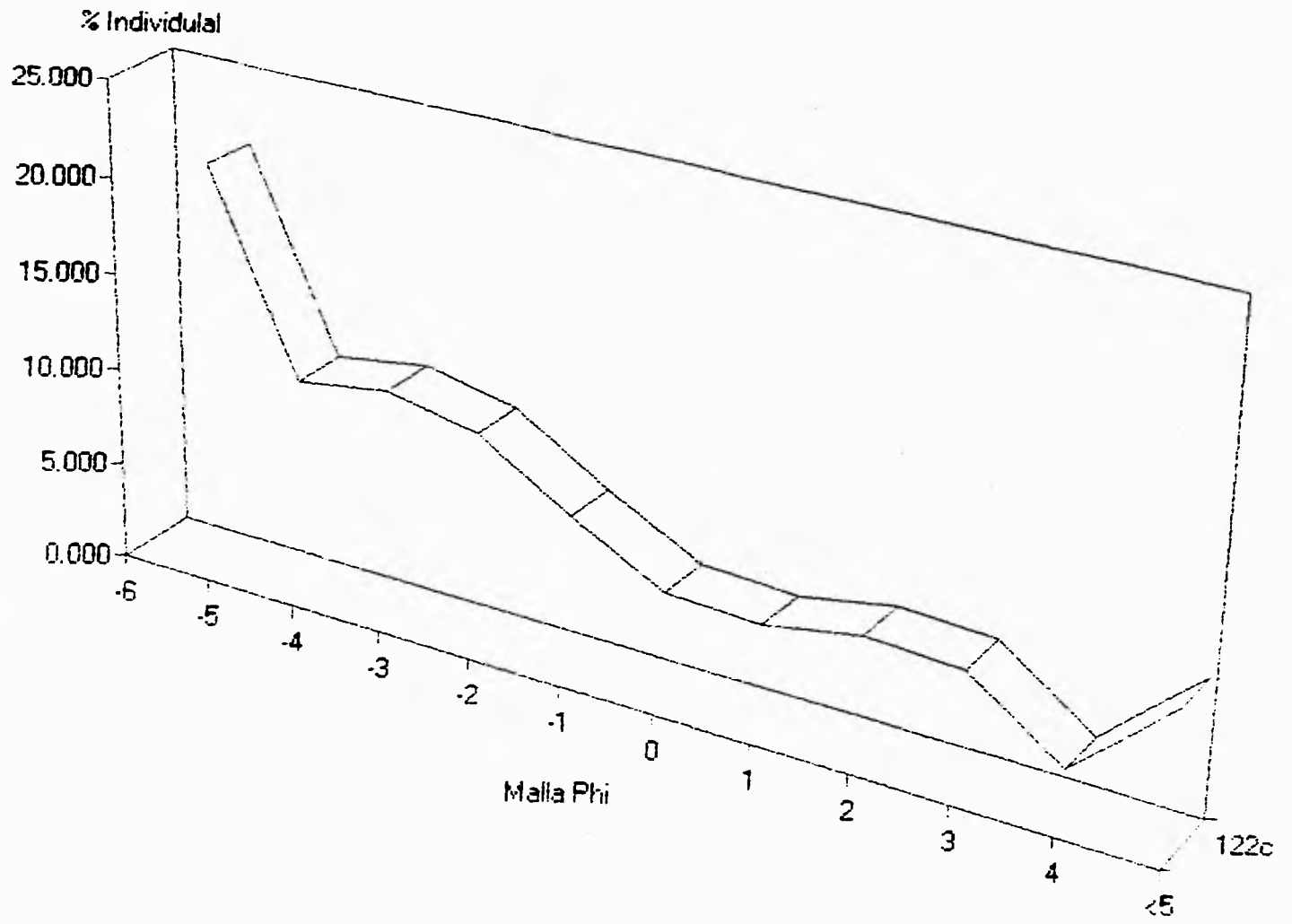


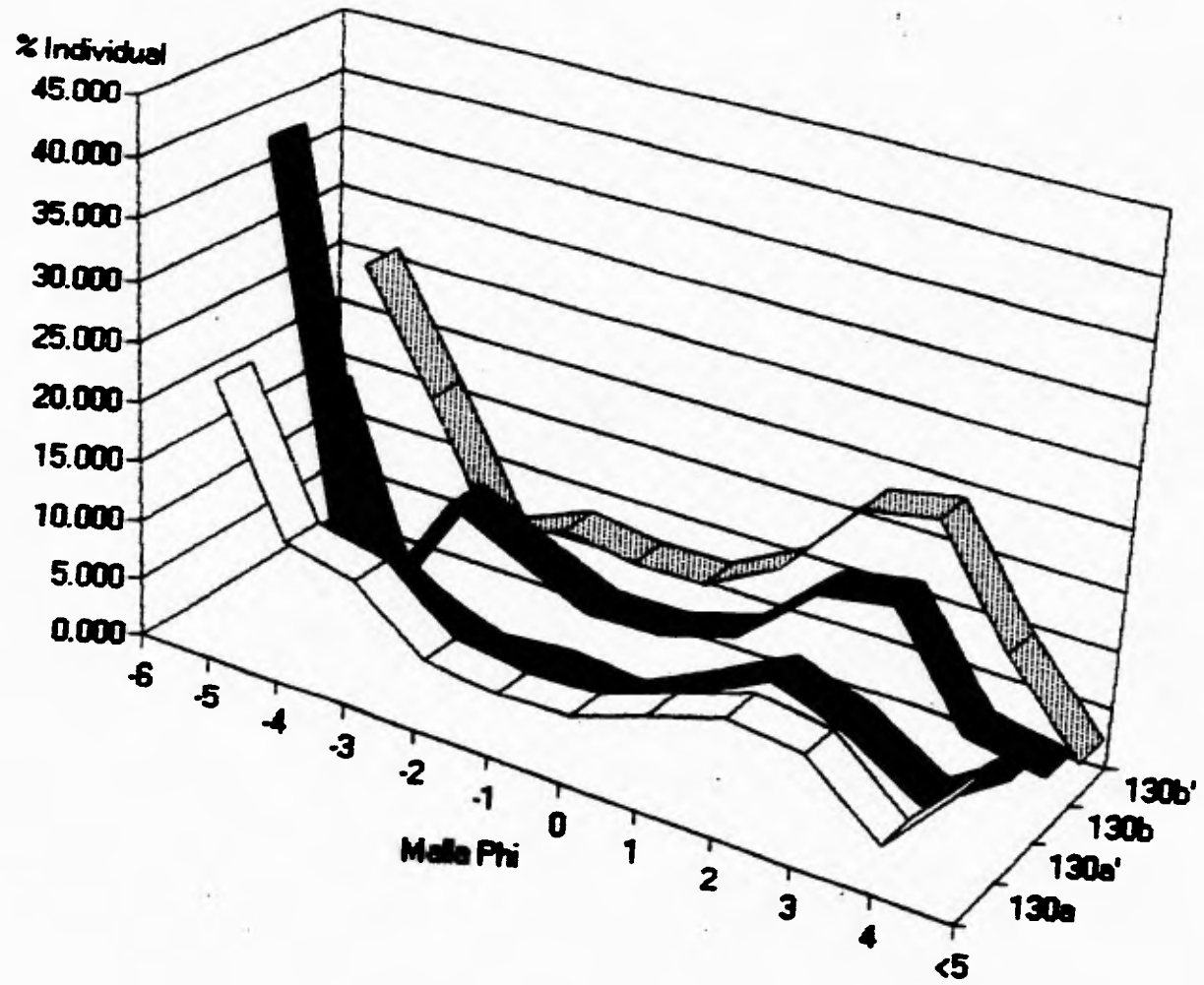


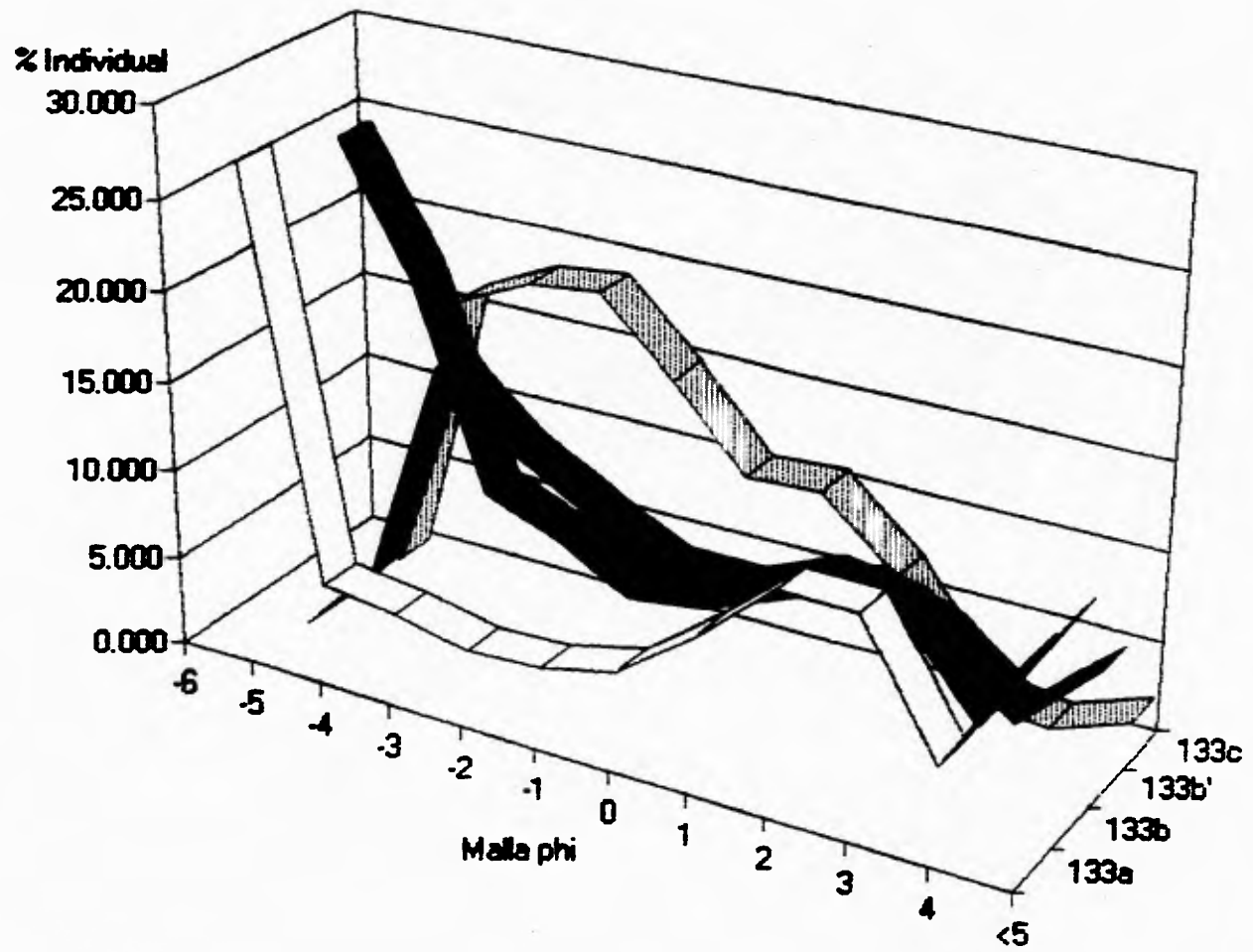


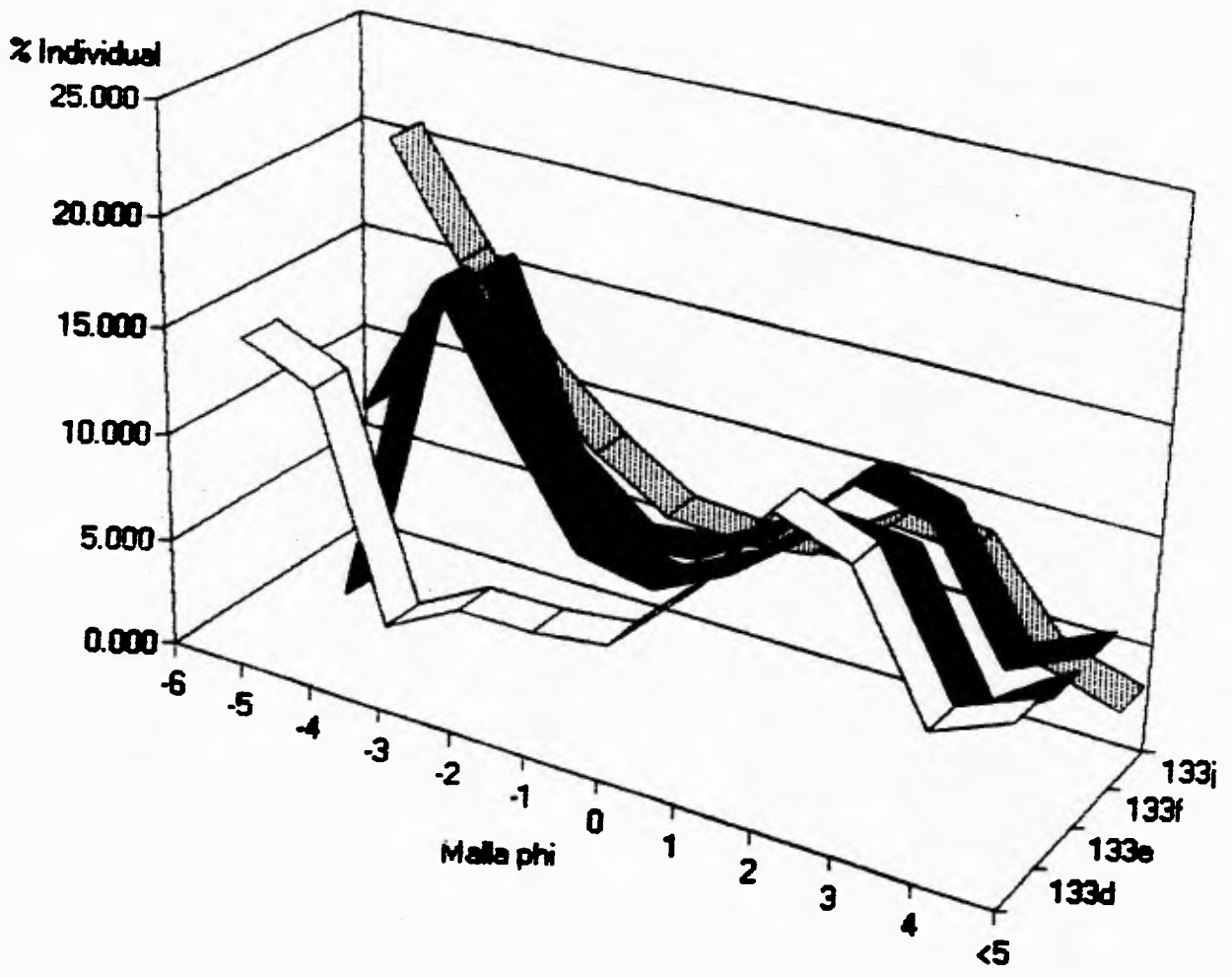




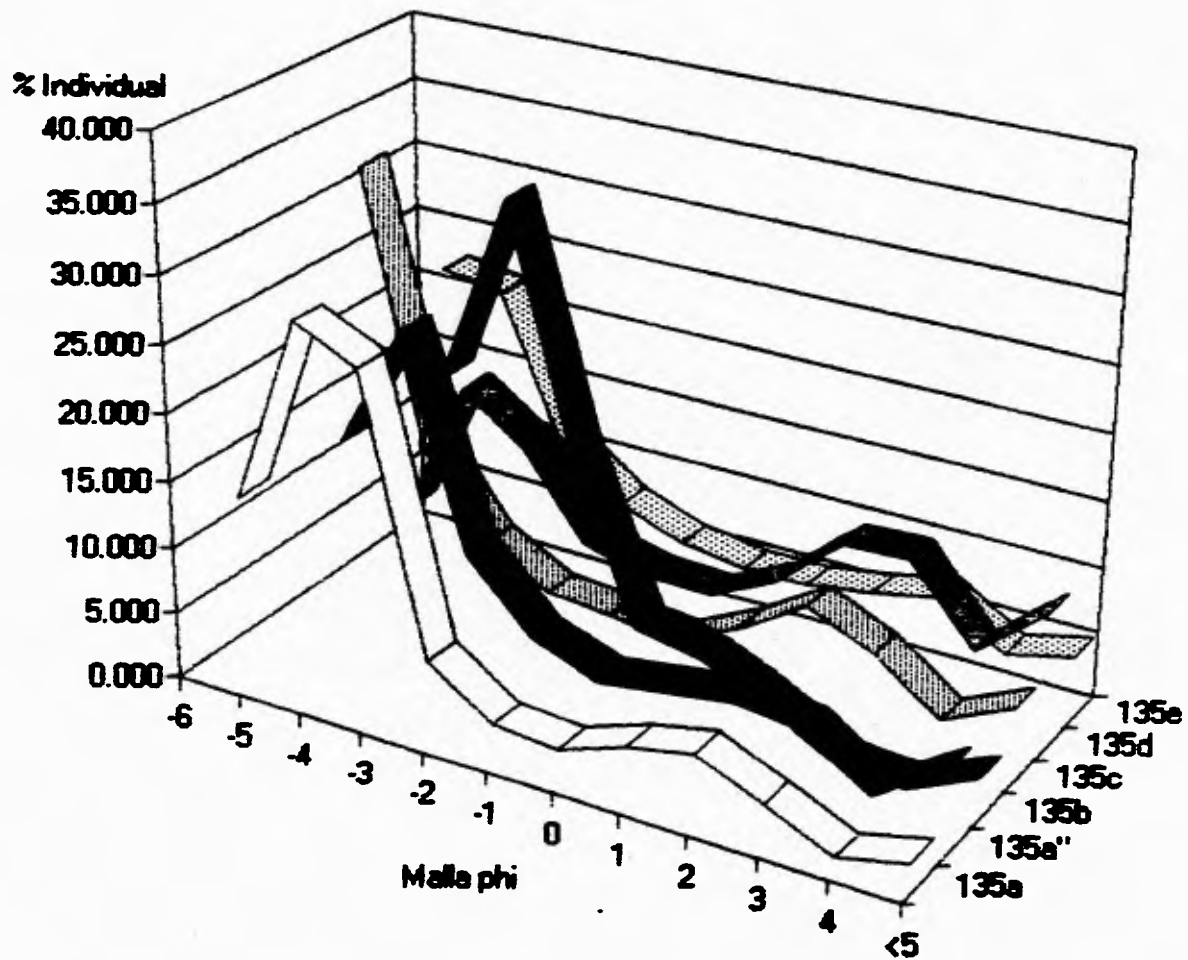


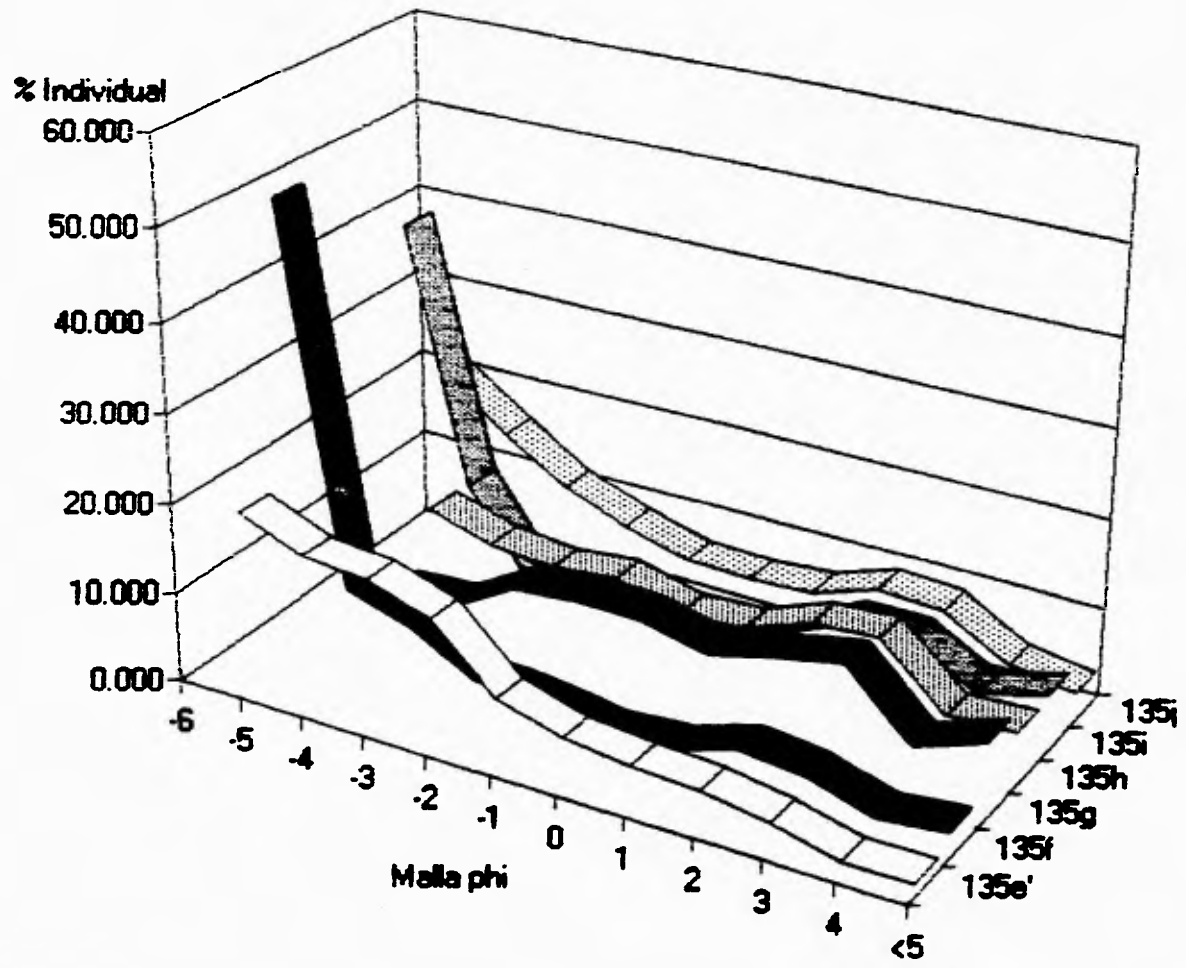


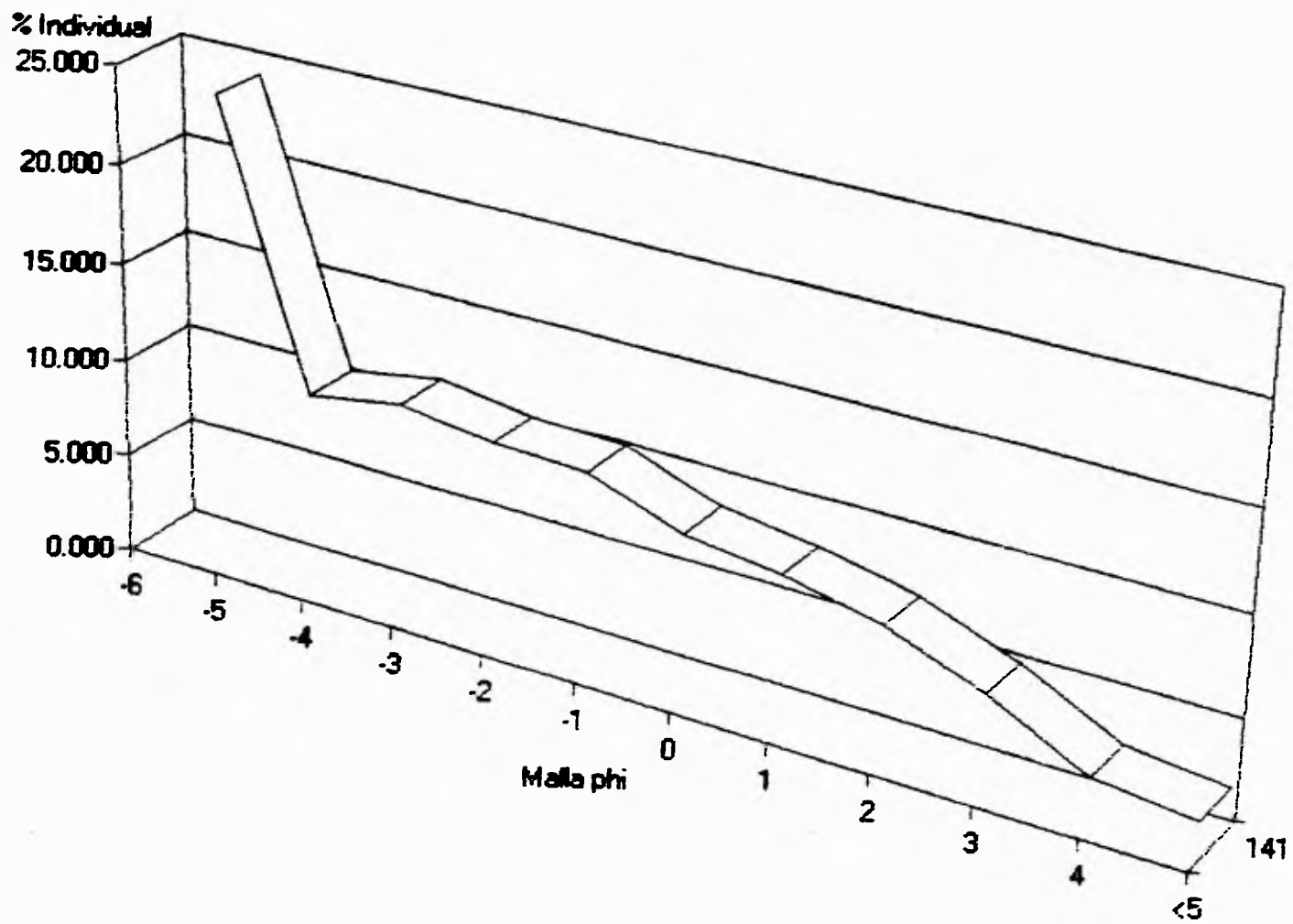


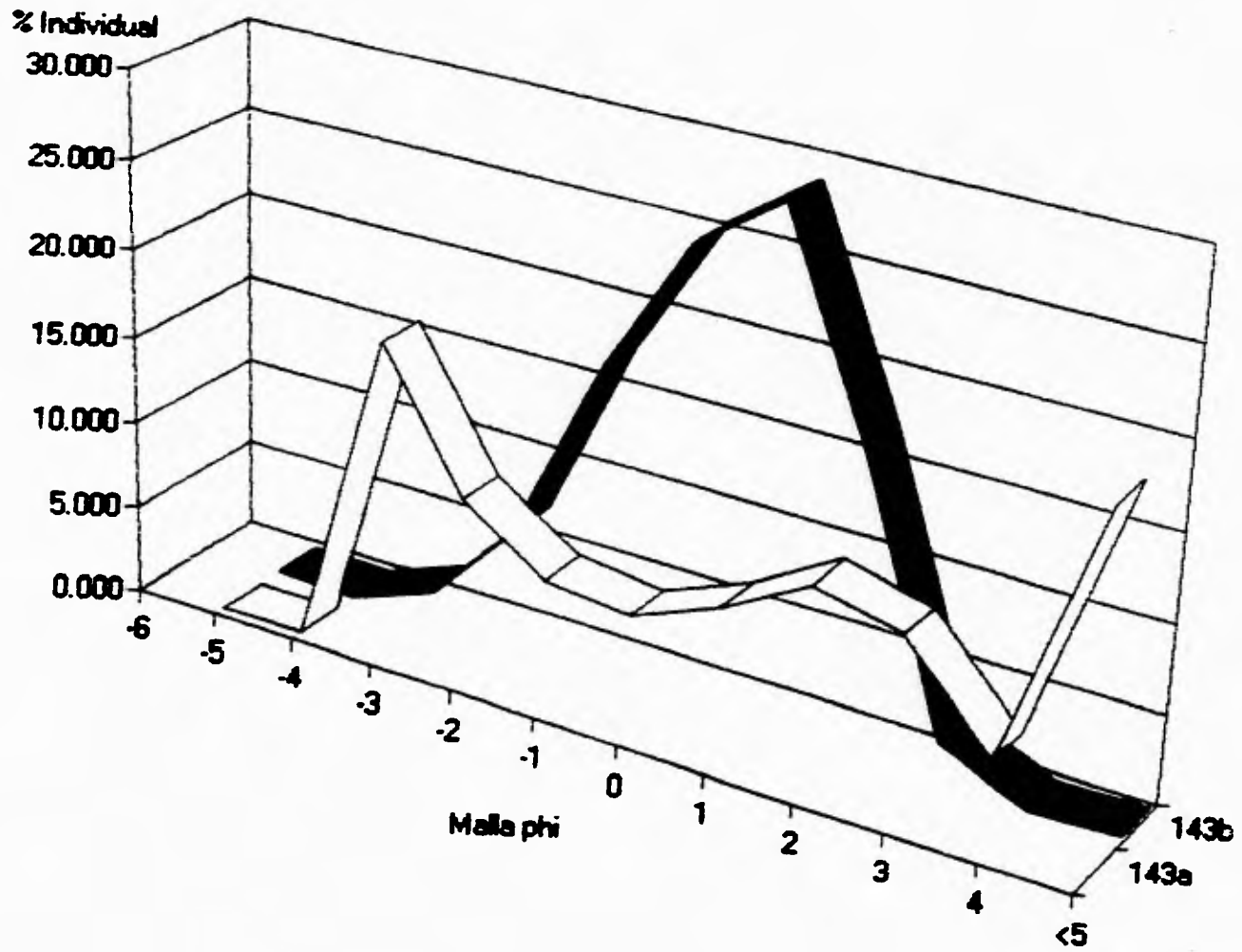


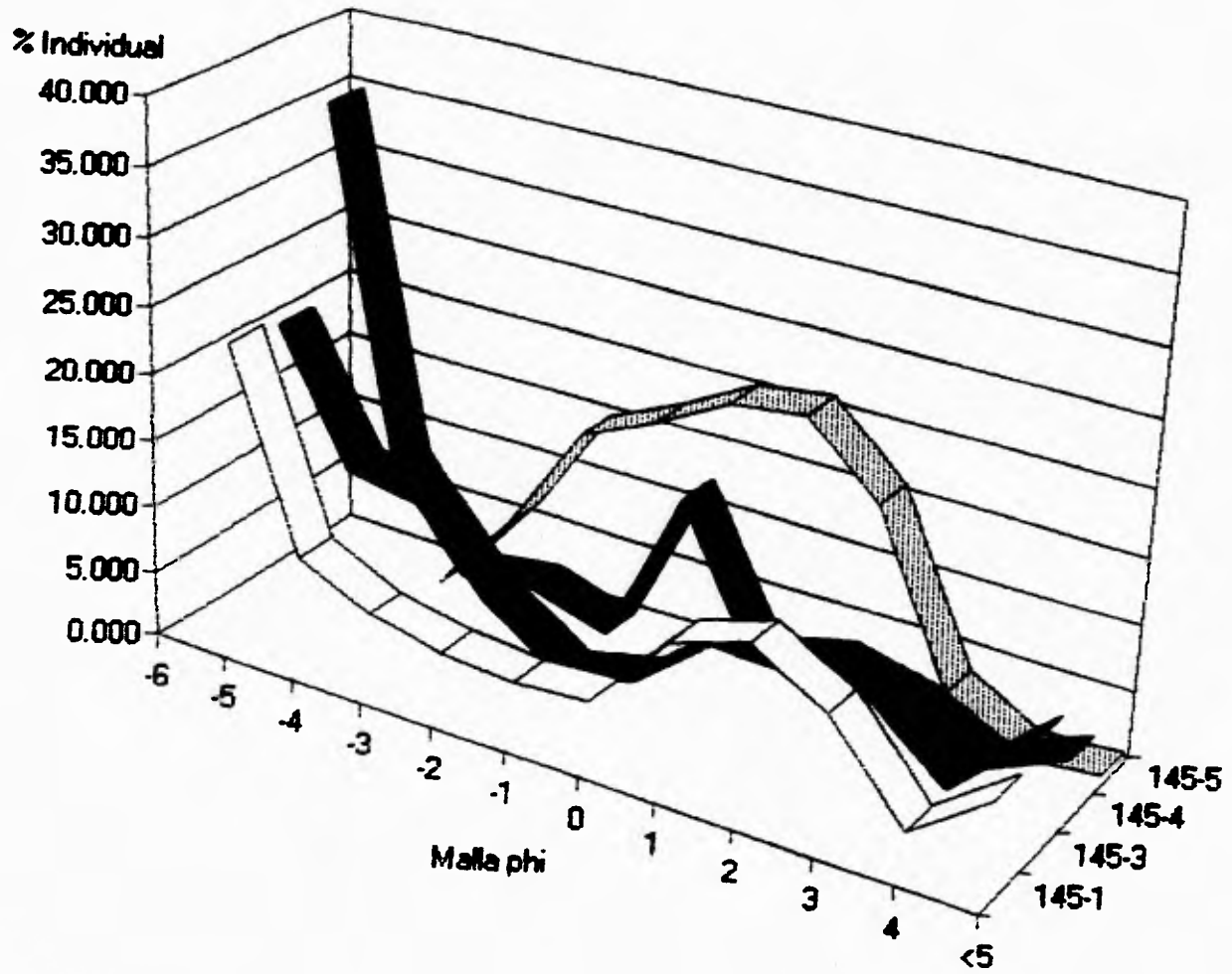












% Individual

40.000

35.000

30.000

25.000

20.000

15.000

10.000

5.000

0.000

-6

-5

-4

-3

-2

-1

0

1

2

3

4

<5

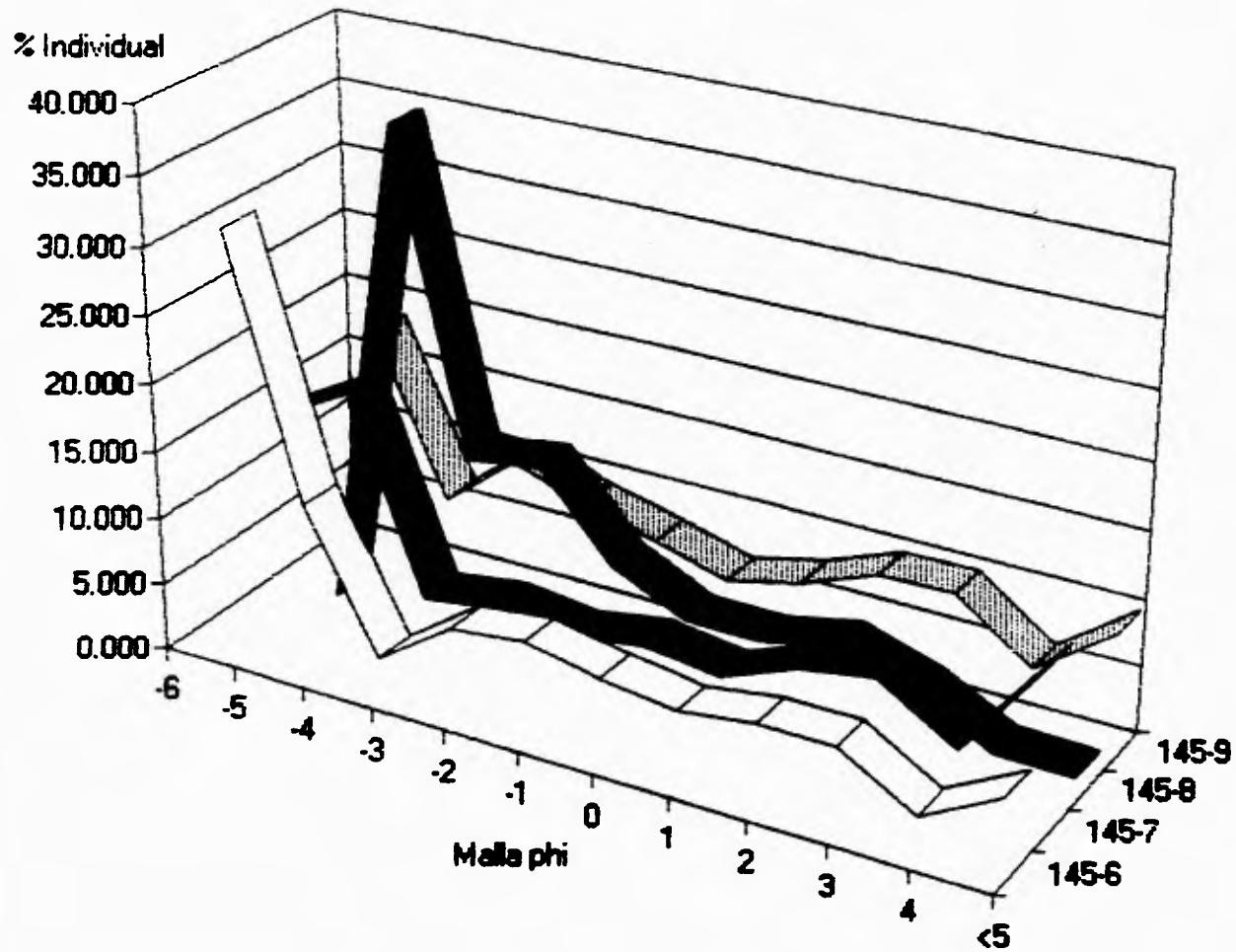
145-9

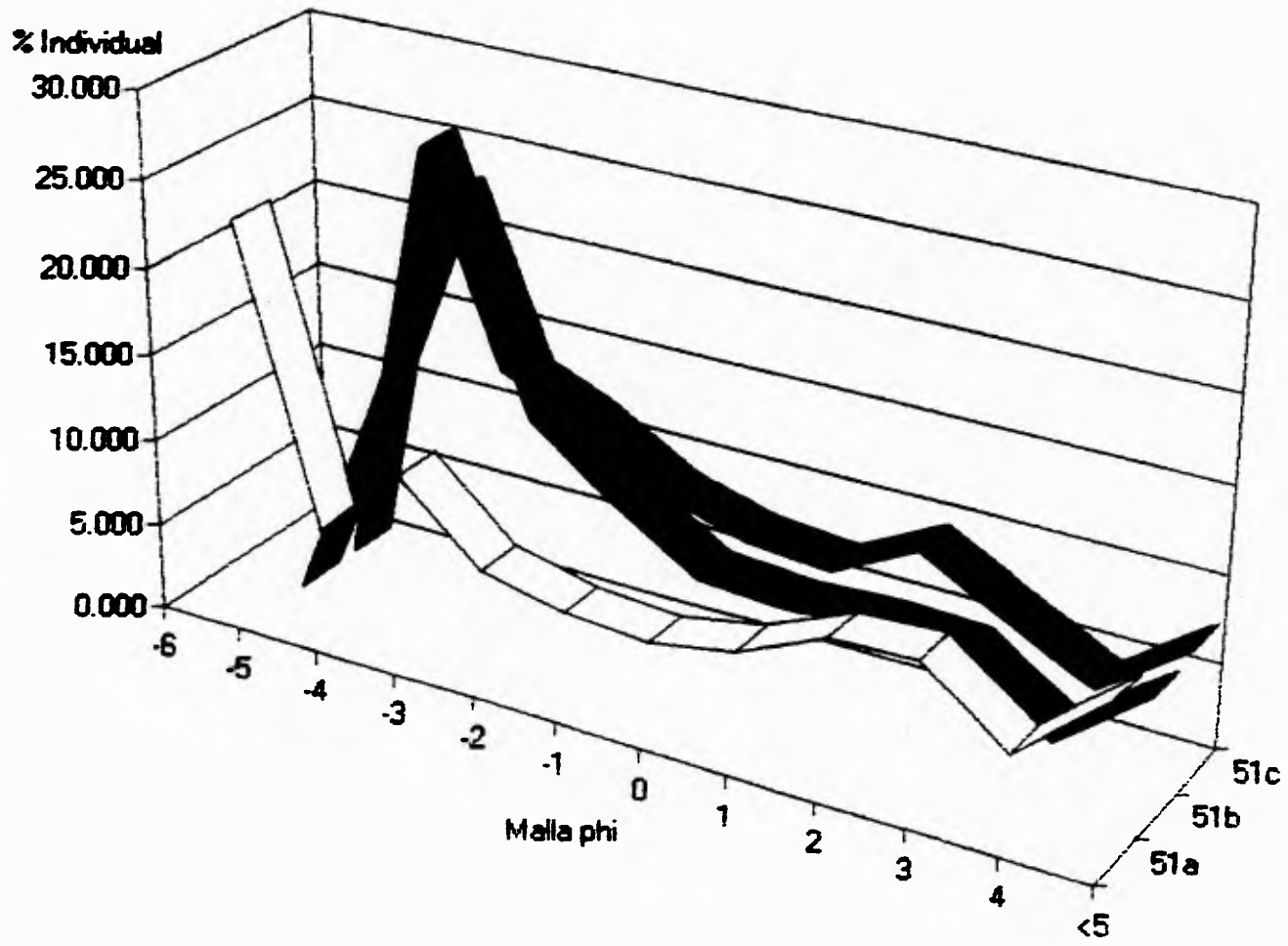
145-8

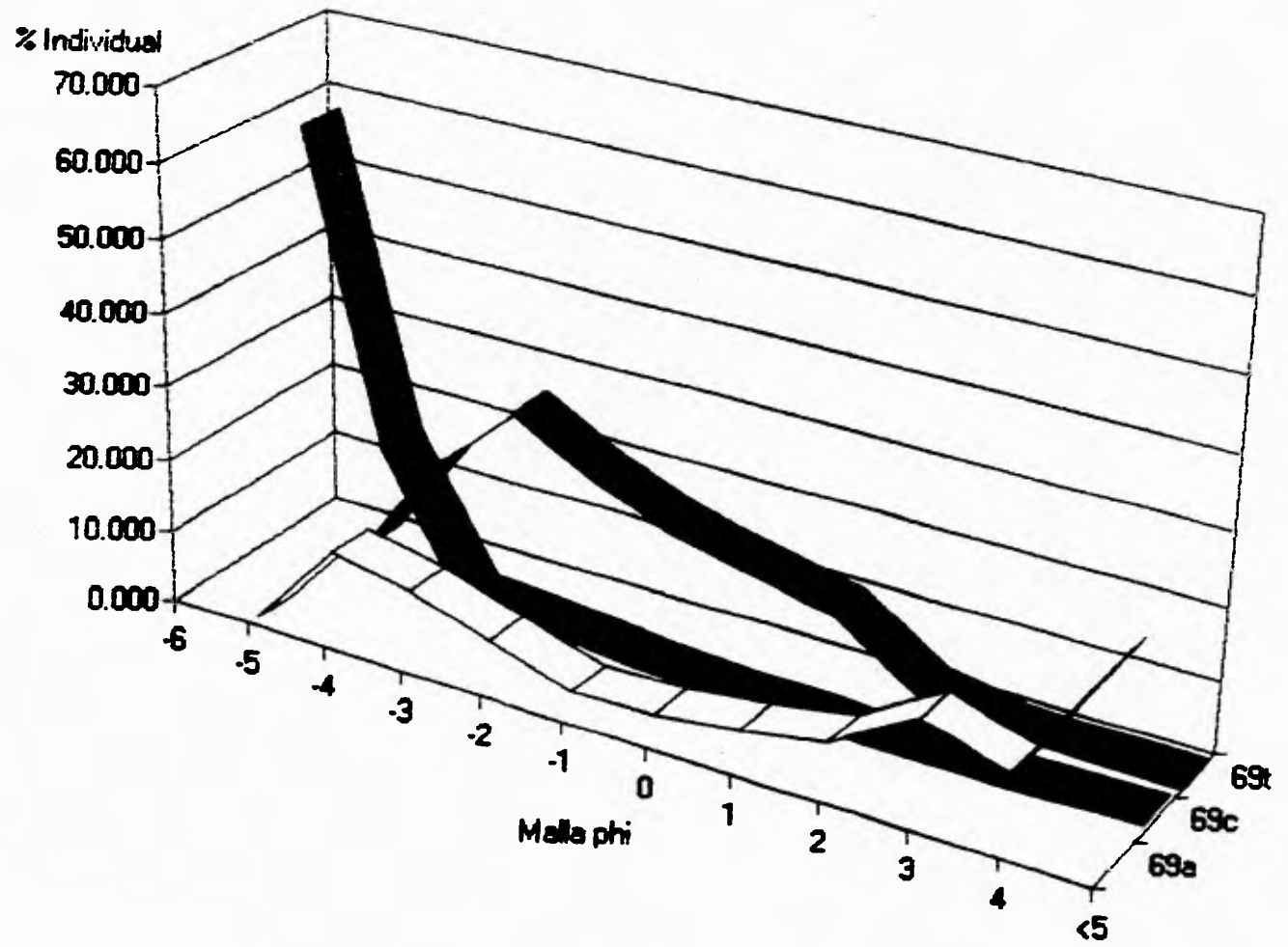
145-7

145-6

Malla phi

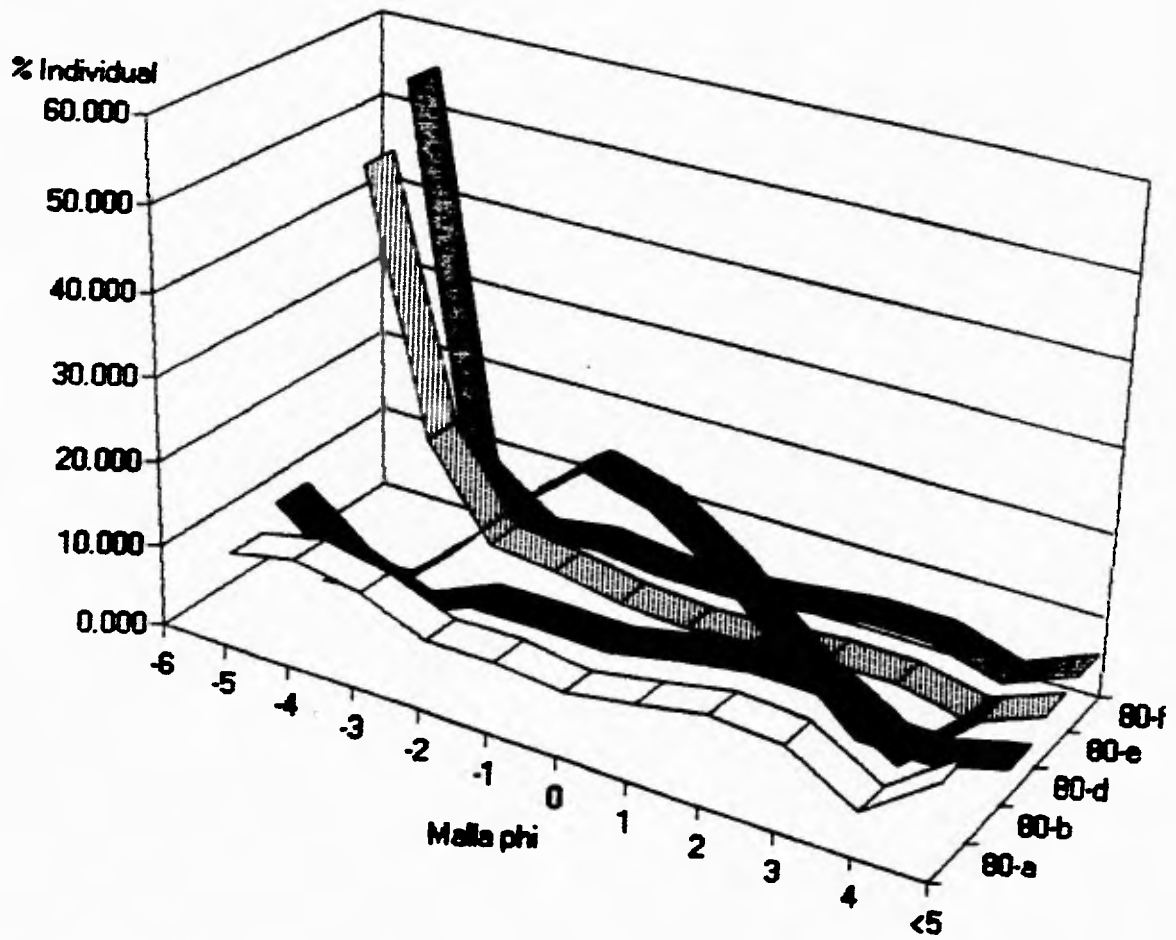




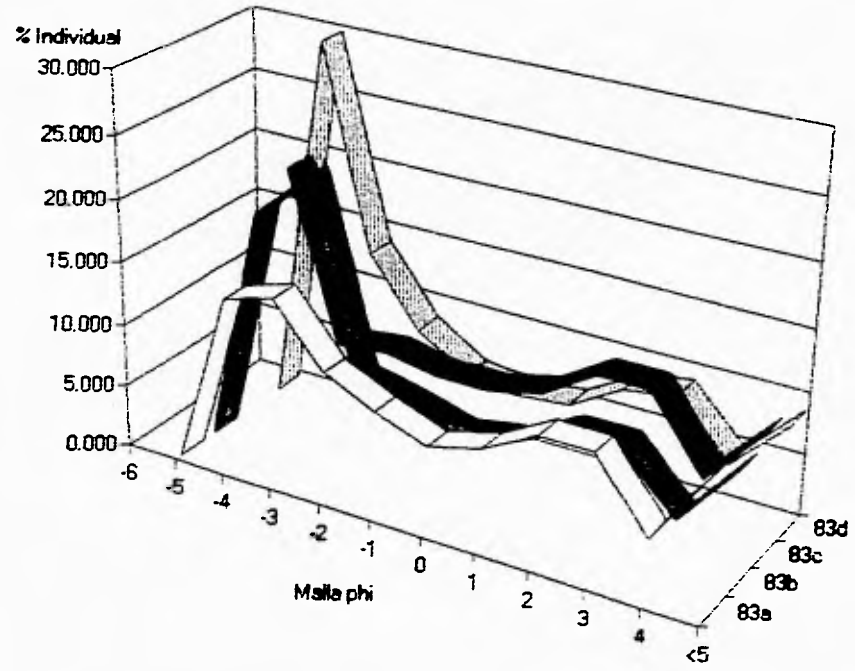




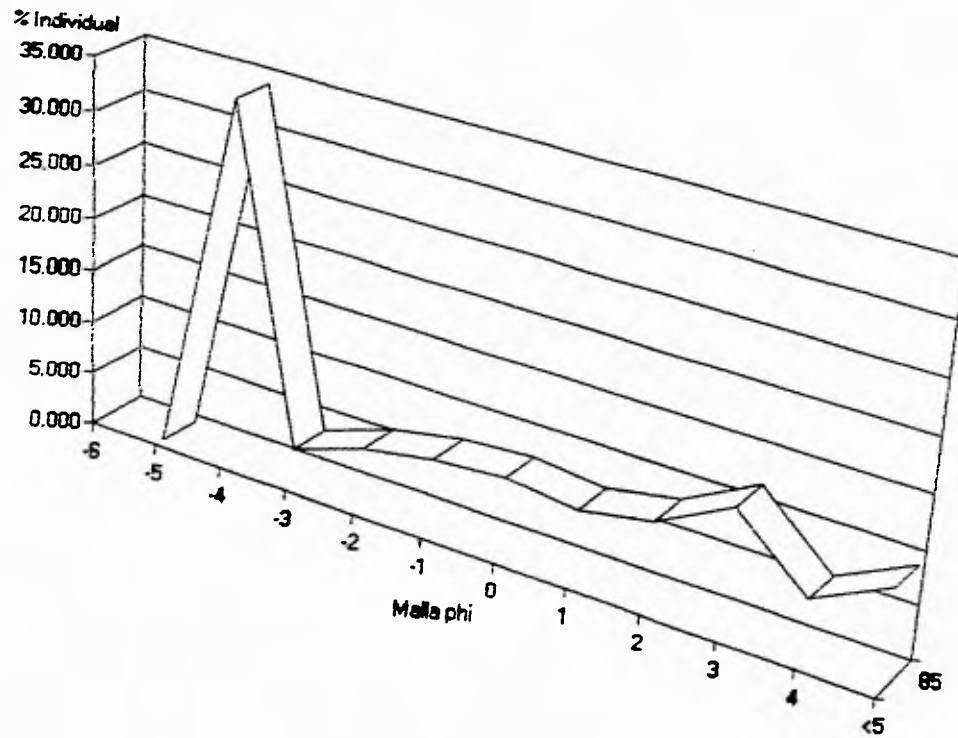




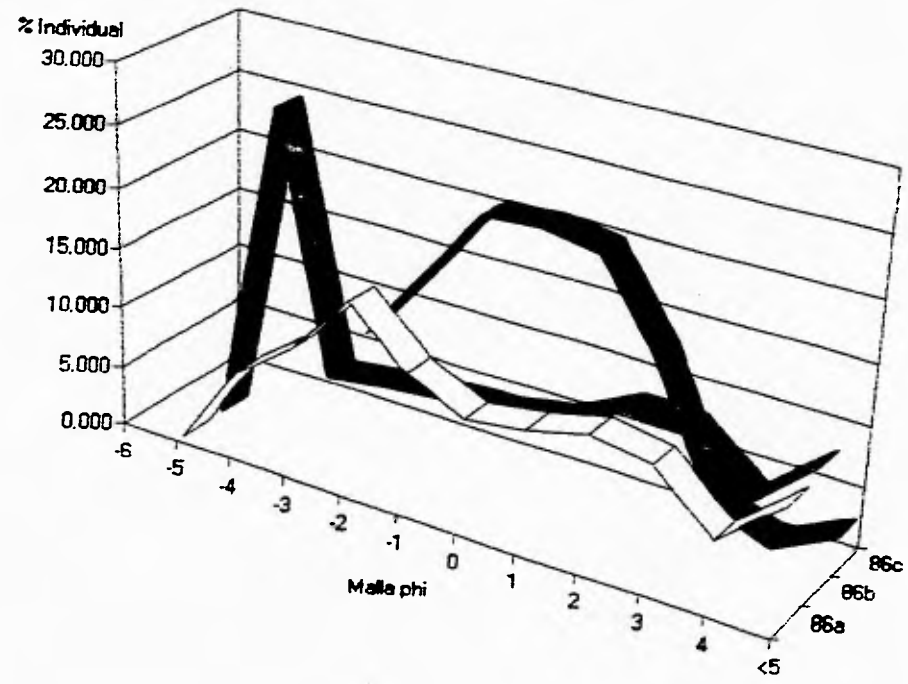
WTIND.XLS Chart 31



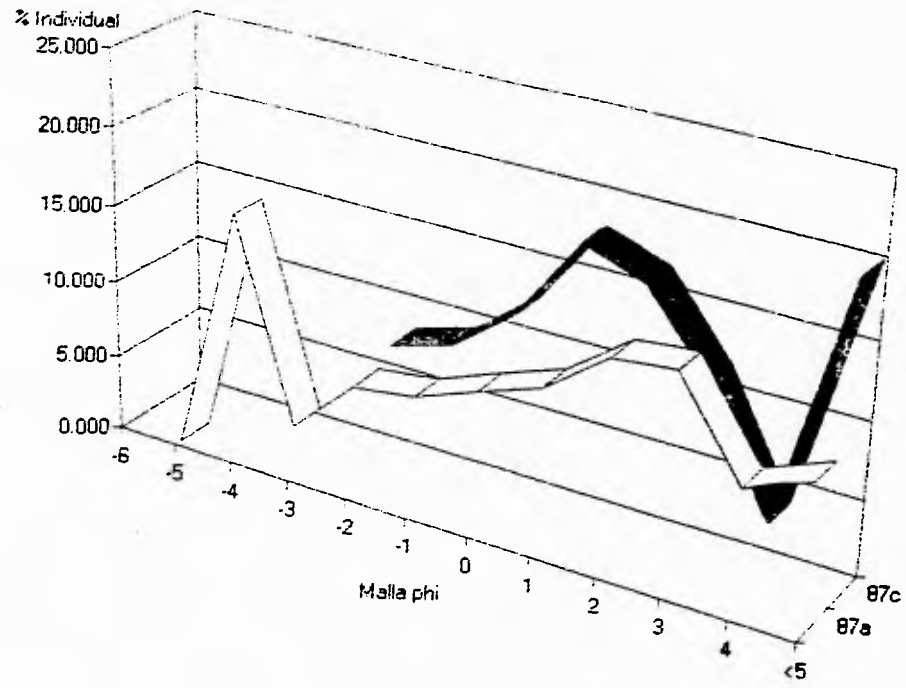
WTIND.XLS Chart 32



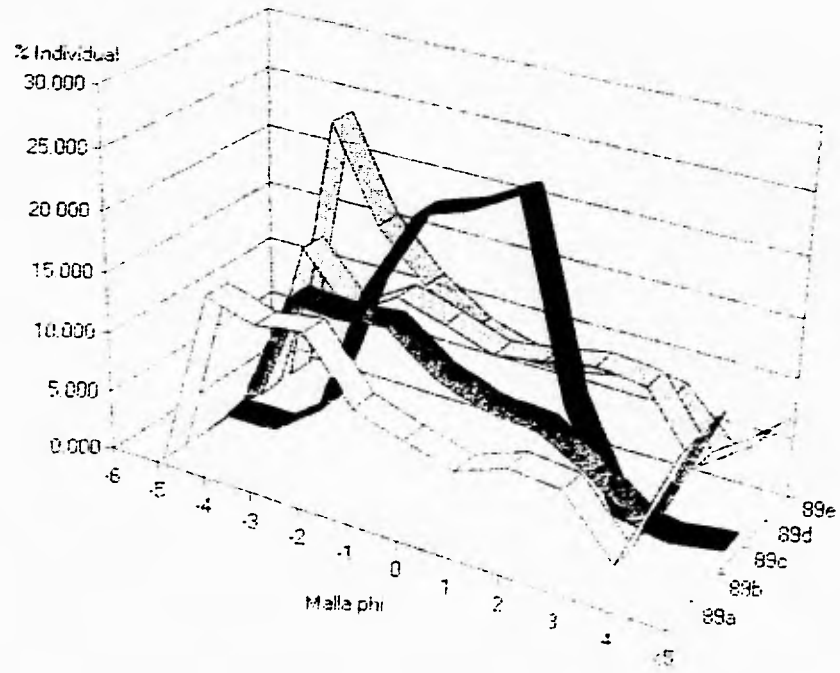
WTIND.XLS Chart 33



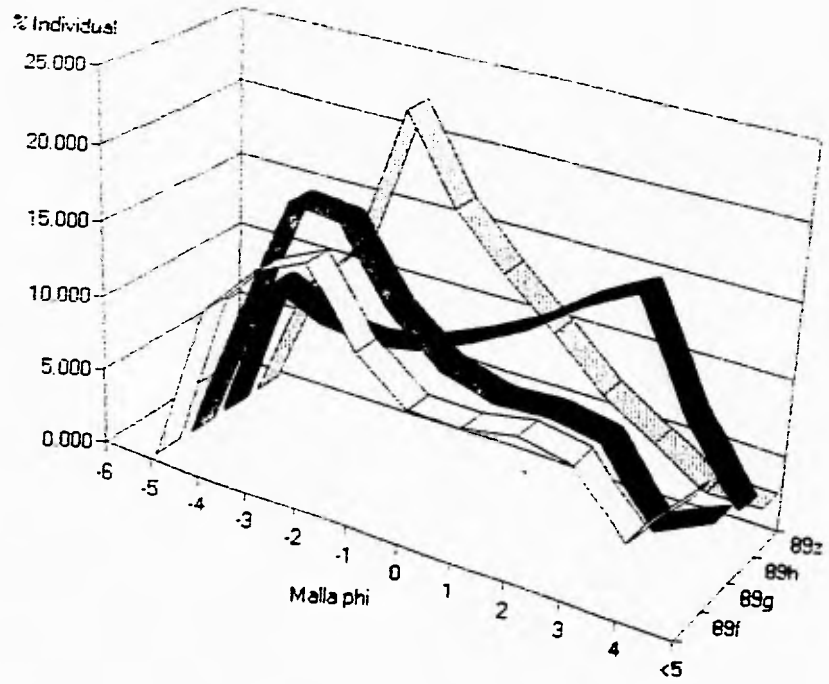
WTIND XLS Chart 34



WTIND.XLS Chart 35

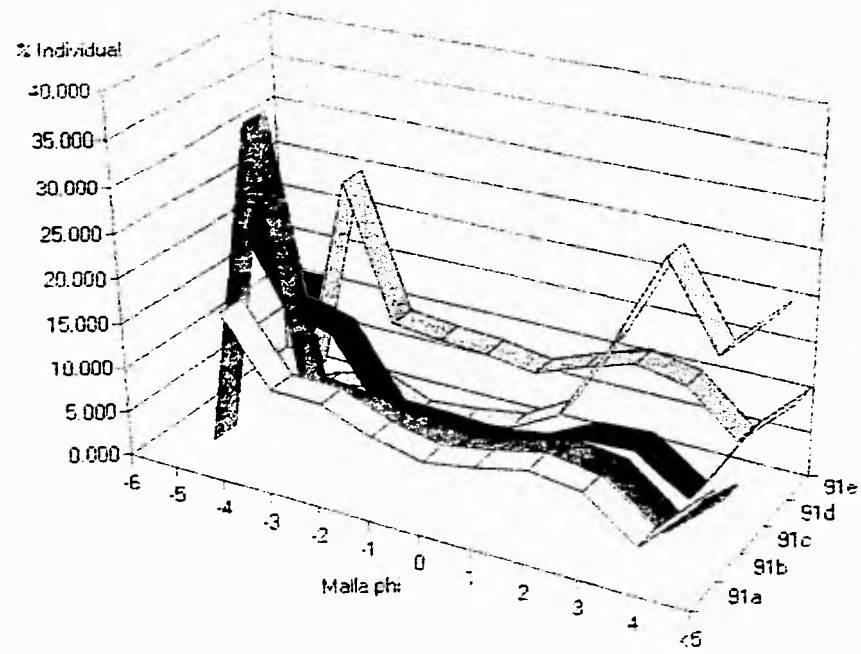


WTIND.XLS Chart 36

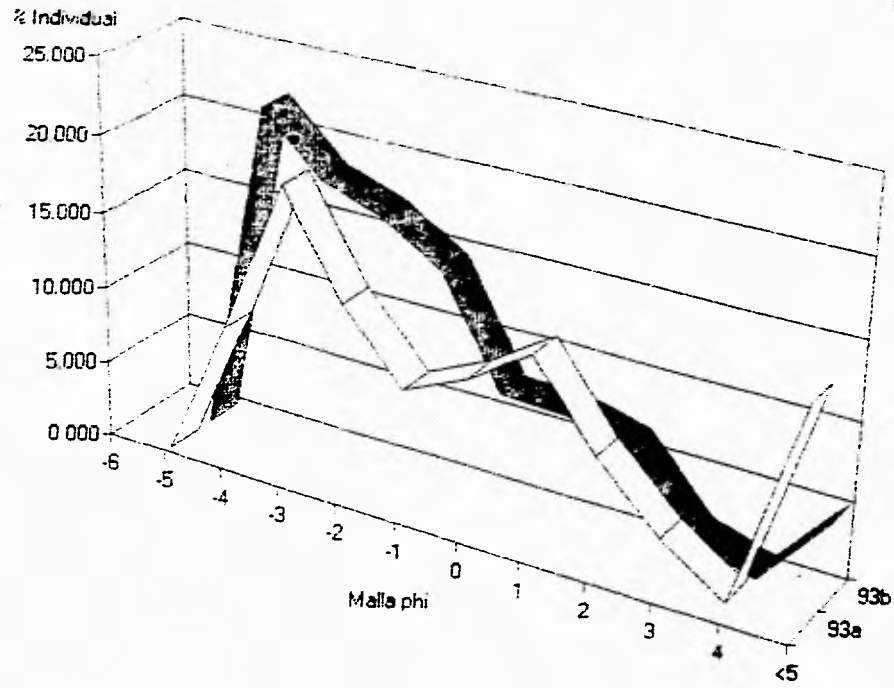




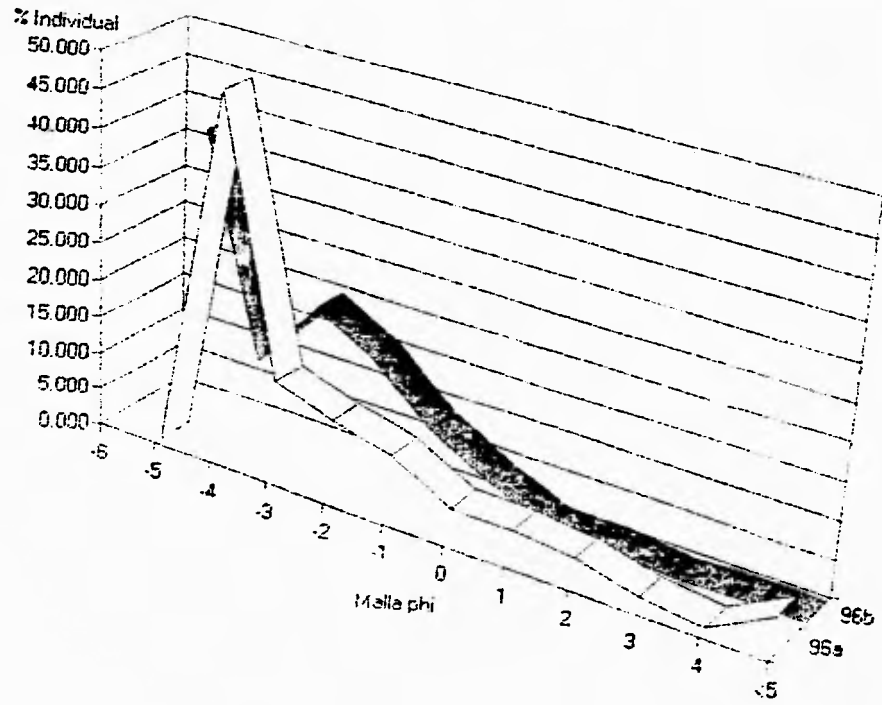
WTIND.XLS Chart 37



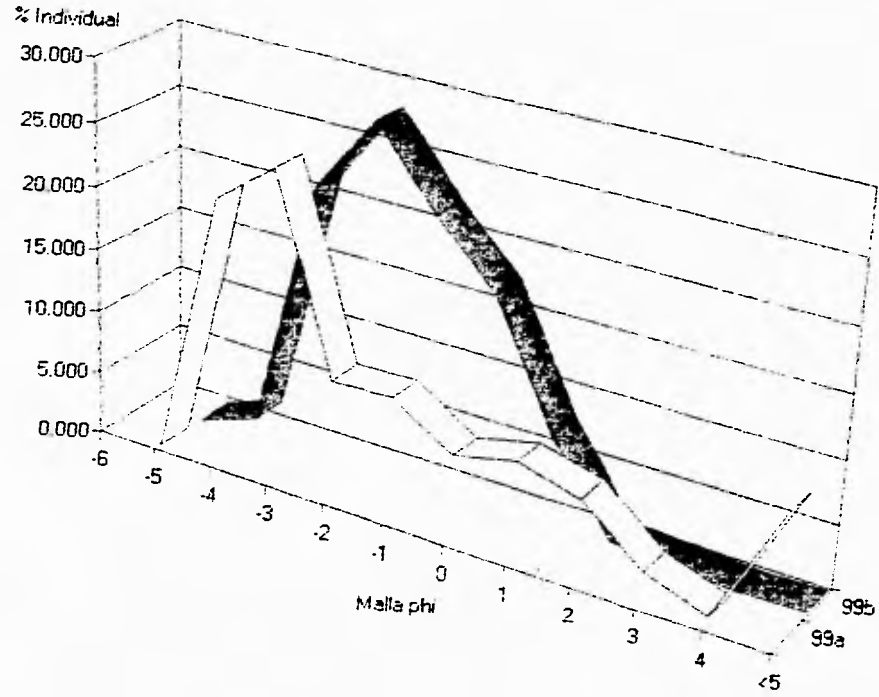
WTIND.XLS Chart 38



WTIND.XLS Chart 39



WTIND.XLS Chart 40



***APÉNDICE II***

***TABLAS DE DATOS***

***IGNIMBRITA CITLALTÉPETL***

**Tabla No. 1.**

**Tabla de muestras recolectadas en la *Igmitobrisa Citalápetal*.**

Tabla No. 1  
Muestras  
Ignimbrita Citlaltépetl

No. MUESTRA	TIPO DE DEPÓSITO	Distancia km	Localidad
100a	Flujo Piroclástico	10.8	Loma Grande
100b	Flujo Piroclástico	10.8	Loma Grande
100c	Flujo Piroclástico	10.8	Loma Grande
100d	Flujo Piroclástico	10.8	Loma Grande
101b	Flujo Piroclástico	10.8	Loma Grande
101c	Flujo Piroclástico	10.8	Loma Grande
101d	Flujo Piroclástico	10.8	Loma Grande
101d'	Flujo Piroclástico	10.8	Loma Grande
109a	Flujo Piroclástico	15.84	Sta. Catarina
109b	Flujo Piroclástico	15.84	Sta. Catarina
121a	Flujo Piroclástico	12	Zoapan
121b	Flujo Piroclástico	12	Zoapan
122c	Flujo Piroclástico	13.2	Avalos
130a	Flujo Piroclástico	18.72	Teocoac
130a'	Flujo Piroclástico	18.72	Teocoac
130b	Flujo Piroclástico	18.72	Teocoac
133a	Flujo Piroclástico	12.96	Tliapa
133b	Flujo Piroclástico	12.96	Tliapa
133b'	Flujo Piroclástico	12.96	Tliapa
133c	Tefra	12.96	Tliapa
133d	Flujo Piroclástico	12.96	Tliapa
133e	Flujo Piroclástico	12.96	Tliapa
133f	Flujo Piroclástico	12.96	Tliapa
135a	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135a"	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135b	Tefra	10.7	Vaqueria
135c	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135d	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135e	Lahar	10.7	Vaqueria
135e'	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135f	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135g	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135h	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135i	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135j	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
135j	Flujo Piroclástico	10.7	Vaqueria
141	Flujo Piroclástico	19.2	Xocotla
143a	Flujo Piroclástico	23.52	Balastrea
143b	Tefra	23.52	Balastrea

Tabla No.1  
Muestras  
Ignimbrita Citlaltépetl

145-1	Flujo Piroclástico	18	Excola
145-3	Flujo Piroclástico	18	Excola
145-4	Flujo Piroclástico	18	Excola
145-5	Tefra	18	Excola
145-6	Flujo Piroclástico	18	Excola
145-7	Lahar	18	Excola
145-8	Flujo Piroclástico	18	Excola
145-9	Flujo Piroclástico	18	Excola
51a	Flujo Piroclástico	12.96	Zoapan
51b	Flujo Piroclástico	12.96	Zoapan
51c	Flujo Piroclástico	12.96	Zoapan
69a	Nube de Ceniza, Flujo.	9.84	Texmalaquilla
69c	Flujo Piroclástico	9.84	Texmalaquilla
69f	Tefra	9.84	Texmalaquilla
78a	Flujo Piroclástico	24	Balastlera
78b	Flujo Piroclástico	24	Balastlera
78c	Flujo Piroclástico	24	Balastlera
78d	Flujo Piroclástico	24	Balastlera
78e	Flujo Piroclástico	24	Balastlera
78f	Oleada Piroclástica	24	Balastlera
80a	Flujo Piroclástico	22.08	NW Balastlera
80b	Flujo Piroclástico.	22.08	NW Balastlera
80d	Tefra	22.08	NW Balastlera
80e	Flujo Piroclástico.	22.08	NW Balastlera
80f	Flujo Piroclástico	22.08	NW Balastlera
83a	Flujo Piroclástico	18.48	Mariano Escobedo
83b	Flujo Piroclástico	18.48	La Perla
83c	Flujo Piroclástico	18.48	La Perla
83d	Flujo Piroclástico	18.48	La Perla
85	Flujo Piroclástico	23.28	Orizaba
86a	Flujo Piroclástico	22.08	Orizaba
86b	Flujo Piroclástico	22.08	Orizaba
86c	Tefra	22.08	Orizaba
87a	Flujo Piroclástico	17.28	La Perla
87c	Tefra	17.28	La Perla
89a	Flujo Piroclástico	19.44	La Estancia
89b	Flujo Piroclástico	19.44	La Estancia
89c	Tefra	19.44	La Estancia
89d	Flujo Piroclástico	19.44	La Estancia
89e	Flujo Piroclástico	19.44	La Estancia
89f	Flujo Piroclástico	19.44	La Estancia



Tabla No.1  
Muestras  
Ignimbrita Citlaltépetl

89g	Flujo Piroclástico	19.44	La Estancia
89h	Flujo Piroclástico	19.44	La Estancia
89z	Flujo Piroclástico.	19.44	La Estancia
91a	Flujo Piroclástico	15.12	B. del Muerto
91b	Flujo Piroclástico	15.12	B. del Muerto
91c	Tefra	15.12	B. del Muerto
91d	Flujo Piroclástico	15.12	B. del Muerto
91e	Flujo Piroclástico	15.12	B. del Muerto
93a	Tefra	12.72	Norte La Perla
93b	Tefra	12.72	Norte La Perla
96a	Tefra	7.92	Xometla
96b	Tefra	7.92	Xometla
99a	Tefra	6	Norte Xometla
99b	Tefra	6	Norte Xometla

**Tabla No. 2.**

Tabla de valores de porcentaje individual para cada muestra de la Ignimbrita Citlaltépetl. Separada a intervalos de  $1\phi$ , entre  $-6\phi$  y  $5\phi$ . Sobre estos datos se construyeron los histogramas simples y se alimentó a la computadora (programa Sizedata y Sizpop23) para calcular los parámetros de Inman ( $Md\phi$  y  $\sigma\phi$ ). Las columnas tienen la etiqueta del número de muestra (por ejemplo 100a), y los valores debajo de la etiqueta representan los porcentajes individuales en peso (Wt%) para cada clase de tamaños  $\phi$ , según la columna de la izquierda.

Tabla de  
Porcentajes Individuales  
Iginibrita Citalképeti

	100a	100b	100c	100d	101b	101c	101d	101d'	102a	102b	121a
-6											
-5	33.175	23.472	27.396	15.601	22.91	46.13	0.00		28.923	0.000	8.536
-4	6.610	10.506	10.722	6.001	3.75	11.01	13.67	0.00	6.669	1.482	16.661
-3	5.561	10.254	12.514	20.069	9.57	4.83	10.05	18.23	10.744	6.745	3.746
-2	8.811	9.329	11.238	19.754	7.99	2.81	8.55	5.21	5.416	6.375	7.384
-1	6.163	7.796	8.154	8.579	7.24	2.93	7.53	7.97	4.287	6.046	8.465
0	5.878	6.908	5.658	5.331	6.87	4.11	7.40	13.85	3.402	6.417	7.380
1	6.668	7.175	5.241	5.289	7.90	5.22	9.28	15.78	4.337	8.317	7.769
2	7.885	7.719	6.362	6.090	8.72	6.96	13.56	12.50	7.699	13.851	10.998
3	7.145	6.312	4.925	5.871	9.68	6.79	14.73	11.75	11.324	19.701	10.816
4	3.637	3.401	2.522	2.443	5.44	3.66	7.59	6.02	7.406	13.882	6.476
<5	8.466	7.128	5.267	4.972	9.93	5.56	7.63	8.67	9.793	17.182	11.770
	121b	122c	130a	130a'	130b	130b'	133a	133b	133b'	133c	133d
-6											
-5	11.126	21.395	23.151	40.685	17.322	26.332	27.553	0.000	26.103	0.000	15.140
-4	10.595	11.475	11.546	9.407	1.774	16.395	5.353	4.211	19.238	16.384	13.738
-3	8.626	12.215	10.319	5.510	11.532	6.004	4.827	16.773	8.021	18.309	3.707
-2	9.574	11.356	5.631	3.023	8.651	8.567	3.921	13.225	6.417	18.750	5.512
-1	9.381	8.478	4.827	3.647	6.145	7.709	4.110	10.945	4.188	14.790	5.528
0	8.674	5.962	5.118	3.150	6.273	7.910	5.098	8.733	4.727	10.340	5.968
1	9.084	5.728	7.306	6.157	8.149	11.210	8.257	8.788	6.428	10.560	9.307
2	10.648	6.609	9.293	9.521	13.858	18.067	11.981	10.546	8.079	6.845	13.927
3	9.448	6.371	8.623	7.331	15.020	19.297	11.897	9.920	6.601	1.147	12.654
4	4.632	2.980	3.508	3.572	6.219	10.065	5.118	5.113	3.095	0.659	6.518
<5	8.213	7.432	10.677	7.997	5.055	-3.036	11.885	11.746	7.103	2.215	7.999

Tabla de  
Porcentajes Individuales

Igumbita Călețepoi

	133e	133f	133j	135a	135a"	135b	135c	135d	135e	135e'	135f
-6											
-5		0.000	20.708	14.721			33.484	5.446	22.483	20.400	51.813
-4		14.468	15.725	28.648	18.093		13.272	16.074	21.702	17.582	10.529
-3	29.470	17.352	11.211	26.479	27.159	22.068	7.451	12.754	10.868	16.868	8.491
-2	41.917	9.069	8.419	6.324	12.308	35.794	4.896	6.477	7.483	14.853	4.409
-1	49.484	6.398	6.300	3.268	7.389	18.884	4.465	5.421	5.752	8.084	3.722
0	56.421	6.803	6.018	2.921	5.581	7.226	3.924	5.223	5.038	5.902	2.527
1	65.097	8.835	6.459	4.642	6.340	6.283	6.296	7.591	5.133	5.146	3.070
2	76.501	12.217	8.860	5.665	7.031	4.113	9.409	11.803	5.848	4.630	5.379
3	87.533	11.444	8.549	3.468	6.421	1.382	7.156	12.081	6.876	3.431	4.605
4	92.579	5.843	4.421	1.242	3.084	0.934	3.638	6.445	3.810	1.538	2.328
<5	100.000	7.571	3.331	2.421	6.593	3.317	6.008	10.686	5.007	1.567	3.127
	135g	135h	135i	135j	141.00		143a	143b	145-1	145-2	145-3
-6							-6.00				
-5			41.209	20.708	24.267	-5.00	0.000	0.000	23.403	0.000	22.789
-4	6.835	13.107	12.713	15.725	10.337	-4.00	0.000	0.000	9.058	0.000	13.285
-3	7.262	10.868	3.036	11.211	11.135	-3.00	18.217	1.801	6.517	2.503	12.299
-2	11.254	10.075	2.504	8.419	10.507	-2.00	10.668	6.867	5.276	8.127	6.479
-1	11.915	10.689	3.012	6.300	10.343	-1.00	7.526	17.532	4.917	22.694	2.768
0	11.912	8.847	3.409	6.018	8.649	0.00	7.017	25.454	5.303	25.216	4.127
1	10.111	9.390	5.169	6.459	8.021	1.00	8.938	28.839	11.362	22.682	8.695
2	11.907	12.102	8.686	8.860	6.963	2.00	11.679	16.889	13.114	13.409	8.437
3	13.450	12.636	8.787	8.549	5.100	3.00	10.516	2.232	10.038	2.758	8.425
4	6.308	5.950	4.697	4.421	2.611	4.00	5.234	0.088	3.417	0.273	3.594
<5	9.046	6.335	6.779	3.331	2.067	<5	20.203	0.298	7.595	2.338	9.103







**Tabla No. 3.**

**Tabla de valores para la mediana y el índice de clasificación o *finman sorting* ( $Md\phi$  y  $\sigma\phi$ ) calculados usando el programa Sizpop23. Las muestras se encuentran separadas según su origen en depósitos de tefra, flujo, oleada piroclástica y lahar. Md = mediana y Dv = índice de clasificación.**



## ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS

### Parámetros de Inman

Muestra	Fase		Tetra		Lohar		Olanda	
	Md	Dv	Md	Dv	Md	Dv	Md	Dv
100a	-1.15	3.97						
100b	-1.7	3.57						
100d	-2.4	2.87						
121a	-0.15	3.97						
121b	-0.65	3.45						
122c	-2.1	3.55						
109a	-0.3	4.2						
109b	2	2.9						
130a	-0.85	3.97						
130a'	-1.2	4.05						
130b	0.45	3.12						
141	-2	3.08						
143b								
143a	0.7	3.65	-0.1	1.37				
146a	-0.1	3.77						
146	0.1	3.67						
391z	-0.6	4.2						
51b	-2.15	3.07						
51a	-0.7	3.87						
51c	-2.1	3.37						
69c	-4.9	1.3						
69t								
69a			-2.6	1.9				
83d	-2.55	3.6	2	4.12				
83a	-0.8	3.52						
83b	-2.15	3.45						
83c	-0.6	3.67						
85	-1.5	3.77						
86c								
86a	-0.45	3.12	-0.5	1.6				
86b	-0.85	3.82						
87c								
87a	0.45	3.65	1.1	2.7				
93b			-2.55	2.5				
93a			-1.05	3.42				

## ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS

### Parámetros de Irman

96a			-4	2.18					
	Finjo		Tetra		Leber			Olanda	
Muestra	Md	Dv	Md	Dv	Md	Dv	Md	Dv	
96b			-3.45	1.73					
99a			-2.75	2.95					
99b			-2.1	1.45					
145-1	-0.8	3.98							
145-3	-2.8	3.98							
145-4	-3.5	3.58							
145-5			-0.4	1.7					
145-6	-2.8	3.75							
145-7						-3	2.8		
145-8	-1.5	4.25							
145-9	-1.3	4.08							
101a	0.25	3.35							
101c	-4.6	4							
101b	-1.2	4.2							
101d	0.3	2.93							
89g	-1.4	2.83							
89f	-1.3	3.18							
89e	-1.9	3.38							
89d	-0.55	3.23							
78c	-3.7	3.55							
78d	-0.25	3.15							
78a	-0.4	4.6							
78e	-3.3	3.65							
78b	-2.3	4.13							
78f									
89h	0.55	3						3.9	2.25
89a	-1.25	3.5							
89b	-0.6	3.33							
89c	-2.2	3.32							
89c			-0.5	1.48					
89z	-1.5	2.3							
80b	0	3.98							
80e	-4.8	3.5							
80d			0.95	1.68					

## ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS

### Parámetros de Inman

90a	-1	3.75							
90f	-5.25	4.19							
	<b>Plaje</b>		<b>Tafin</b>		<b>Lafar</b>		<b>Ofadn</b>		
<b>Muestra</b>	<b>Md</b>	<b>Dv</b>	<b>Md</b>	<b>Dv</b>	<b>Md</b>	<b>Dv</b>	<b>Md</b>	<b>Dv</b>	<b>Dv</b>
133a	0	4.38							
133f	-0.6	3.35							
133b	-0.4	3.3							
133e	-0.9	3.18							
133d	0.2	4.09							
133b'	-3.4	3.78							
133j	-2.7	3.65							
133e									
133e			-2.2	2.3					
133e'	-3.2	2.55				-3.5	3.65		
133i	-4.2	4.15							
133g	0.15	2.99							
133h	-0.4	3.15							
133a	-3.7	2.65							
133j	-2.7	3.65							
133f	-5.05	3.55							
133a"	-2.6	3.15							
133d	-0.2	3.7							
133c	-3.5	3.85							
133b									
133b			-2.2	1.65					
91b	-2.2	4							
91d	-1	3.45							
91e	-0.75	3.925							
91c									
91c			-3	4.25					
91a	-0.9	3.575							